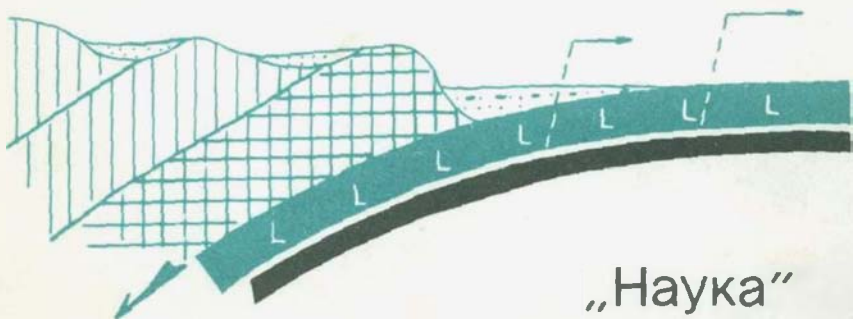


ОЧЕРКИ

ПО ГЕОЛОГИИ

Северо-Западного
сектора
ТИХООКЕАНСКОГО
ТЕКТОНИЧЕСКОГО
ПОЯСА



„Наука”

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

ОРДЕНА ТРУДОВОГО КРАСНОГО ЗНАМЕНИ
ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ

ОЧЕРКИ ПО ГЕОЛОГИИ Северо-Западного сектора ТИХООКЕАНСКОГО ТЕКТОНИЧЕСКОГО ПОЯСА

Ответственный редактор
академик Ю.М. ПУЩАРОВСКИЙ



МОСКВА "НАУКА"

1987

Очерки по геологии Северо-Западного сектора Тихоокеанского тектонического пояса. М.: Наука, 1987.

В книге приведен новый обширный материал, касающийся стратиграфии меловых и кайнозойских отложений некоторых ключевых районов Камчатки и Корякского нагорья. Впервые получены значения абсолютно-го возраста меланократовых пород фундамента хребта Пекульней. Значительный раздел книги посвящен обобщению материалов по сравнению литогенеза кремнистых толщ в пределах северной Пацифики и ее складчатого обрамления. В нескольких статьях на разном материале доказывается связь структуры Северо-Западного сектора Тихоокеанского пояса с крупными перемещениями океанической коры в течение мезозоя в северном направлении.

В книге найдут много для себя полезного по вопросам стратиграфии, литологии и аккреционной тектоники исследователи, занимающиеся как геологией Востока СССР, так и сходными проблемами в других регионах.

Рецензенты: А.В.Ильин, А.С.Мазарович

Издание осуществлено с оригинала, подготовленного к печати
Ордена Трудового Красного Знамени Геологическим институтом АН СССР

**ОЧЕРКИ ПО ГЕОЛОГИИ СЕВЕРО-ЗАПАДНОГО СЕКТОРА
ТИХООКЕАНСКОГО ТЕКТОНИЧЕСКОГО ПОЯСА**

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

Редактор *Е.В. Андреева*

ИБ № 36425

Подписано к печати 29.09.87. Т-18620. Формат 60 × 90 1/16
Бумага офсетная № 1. Печать офсетная. Усл.печ.л. 17,5 + 2,2 вкл.
Усл.кр.-отг. 20,0. Уч.-изд.л. 22,2. Тираж 500 экз. Тип.зак. 2125
Цена 1 р. 50к. Заказное

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

ПРЕДИСЛОВИЕ

В публикуемой книге содержатся результаты исследований, проведенных Восточной комплексной геологической экспедицией Геологического института АН СССР в самый последний период. Более ранние исследования нашли отражение в двух предыдущих изданиях: "Корреляция кайнозойских толщ Дальнего Востока" (части I и 2) и "Очерки по геологии Востока СССР", опубликованных соответственно в 1985 и 1986 гг.

Работы экспедиции, организованной в 1983 г., планируются по крайней мере до 1995 г. К этому времени должны быть созданы фундаментальные труды по стратиграфии, литологии, тектонике и геологической истории притихоокеанских районов СССР, причем в первую очередь это относится к Корякскому нагорью и Камчатке. Предполагается, что упомянутые регионы будут рассматриваться не сами по себе, а на фоне геологического строения и структурной эволюции крупных сегментов севера Циркум-Тихоокеанского пояса, либо его северной половины в целом. Будут также использоваться материалы по геологии сопредельных районов Тихого океана.

Проводящиеся углубленные, методически продуманные работы ежегодно приносят новые и существенные результаты. Их нужно как можно скорее доводить до сведения геологов, ведущих тематические исследования, съемщиков и других специалистов. Отсюда необходимость в периодической публикации сборников, включающих основные новые материалы. Значительное место в предлагаемой книге занимает биостратиграфическая характеристика разрезов олигоцена — нижнего миоцена восточной части Камчатки и их корреляция с разрезами других районов Северо-Западной Пацифики. Это одно из базовых исследований в области геологии кайнозоя приокеанических зон Тихоокеанского обрамления.

Глубокую проработку в книге нашла также тема литологии кремнистых отложений. Выполнено описание и сравнение кремнистых осадков и пород северной части Тихоокеанского обрамления и прилежащей части дна Тихого океана. Отмечается различие между кремнистыми отложениями обрамления и глубоководными кремнистыми отложениями современных областей

открытого океана. Это интересно с точки зрения как палеогеологического анализа обрамления, так и уточнения закономерностей изменения кремненакопления в ходе геологического времени.

Интересно также расчленение залагинской серии, развитой в северной части Валагинского хребта Восточной Камчатки, на два структурно-формационных комплекса: кремнисто-вулканогенный (K_2^{sn}) и кремнисто-терригенно-туфогенный ($K_2^{sn}-P?$), формировавшихся в пределах зоны древних окраинных морей и вулканических поднятий. Тем самым, в конце мелового периода на восточной части Камчатки устанавливается режим, свойственный сложнопостроенным активным континентальным окраинам.

В других статьях сборника характеризуется покровно-складчатое строение Олюторской зоны, чешуйчатая структура Гиранайского аккреционного комплекса, строение меланократового основания хребта Пекульней. Все эти объекты входят в гетерогенную структуру Корякского нагорья.

Вероятно, наиболее дискуссионной является статья об особенностях строения о-ва Кунашир (юг Курильских островов). Автор на основании некоторых аналогий с разрезами Командорских островов делает попытку расчленить разрез Кунашира на палеогеновую, миоценовую, плиоценовую и четвертичную толщи. Ранее здесь шла речь только о верхнем миоцене - квартере. Вопрос решенным считать нельзя, но если новые представления подтвердятся, то придется пересматривать возраст Большой Курильской гряды, который окажется близким возрасту Алеутской дуги. Тем самым должна быть дана и совершенно иная трактовка тектонической истории фронтальной части активной окраины Северо-Западной Пацифики.

Книга заканчивается большой и интересной статьей, в которой на основе совместного анализа палеомагнитных и палеобиогеографических данных признается очень важная роль в формировании структуры северной части Циркум-Тихоокеанского пояса террейнов - экзотических аллохтонных масс, придвинувшихся с юга и причленившихся затем к материковому блоку. Такая направленность статьи безусловно будет способствовать дальнейшему творческому обсуждению проблемы аккреции Азиатского континента. Именно поэтому статья и включена в настоящий сборник, хотя авторы ее, Е.И. Устрицкий и А.Н. Храмов, непосредственно не участвуют в работах Геологического института по изучению Тихоокеанских окраин.

Ю.М. Пущаровский

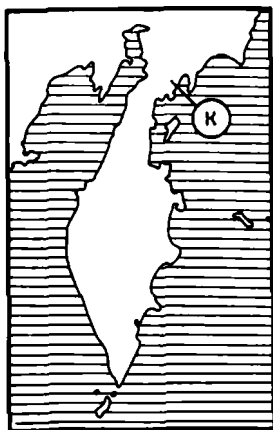
МОРСКОЙ КАЙНОЗОЙ ЗАЛИВА КОРФА ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ КАМЧАТКИ

Ю.Б.Гладенков, Г.М.Братцева, В.Н.Синельникова

Вопросы стратиграфической корреляции кайнозойских толщ Дальнего Востока до сих пор наталкиваются на трудности, связанные с недостаточной изученностью разрезов и характеризующих их палеонтологических остатков. Вот почему послойный анализ ископаемых комплексов до сего времени стоит в повестке дня и потребность в изучении опорных разрезов остается острой. Сказанное в значительной мере относится ко всем районам Дальнего Востока – Сахалину, Камчатке и Корякскому нагорью. Но если в 1984 г. из печати вышла большая монография по опорному (точилинскому) разрезу западной части Камчатки, если сейчас в стадии подготовки находится монография по другому опорному (макаровскому) разрезу Южного Сахалина, то материалы по восточной части Камчатки остаются пока менее обработанными. Именно в этом регионе имеются разрезы, на которых можно решать важные стратиграфические вопросы, такие, как вопросы о возрастных границах, корреляции разрезов относительно мелководных и океанических толщ и т.п.

К наиболее известным разрезам восточной части Камчатки относятся, в частности, уоть-камчатский, карагинский и ильпинский. Каждый из них уже сейчас дает много полезной информации, хотя ради справедливости следует отметить, что монографическое описание фауны отстает от потребностей практики.

Один из названных выше разрезов находится на п-ове Ильпинском, расположенном в пределах северо-восточной части Камчатки, на стыке с Корякским нагорьем. Он получил известность прежде всего из-за представительности палеогеновой части разреза. Здесь выявлены палеогеновые толщи, от палеоцена до олигоцена, которые охарактеризованы разными палеонтологическими группами – моллюсками, фораминиферами и наннопланктоном, что обеспечивает объективность расчленения развитых здесь толщ. К сожалению, более высокая часть разреза обнажена на п-ове Ильпинском слабее. Это относится прежде всего к нижней части миоцена, представленной широко развитой в регионе пахачинской свитой. Ее строение и контакты в данном месте изучены недостаточно. Это заставляет об-



Р и с. I. Местоположение разрезов на северо-восточной части Камчатки

К - залив Корфа

ращаться к соседним районам, где миоценовые толщи развиты более представительно. Одним из этих районов является залив Корфа, находящийся в нескольких десятках километров северо-восточнее п-ова Ильпинского (рис. I).

Разрез неогеновых толщ залива Корфа является одним из лучших в регионе. Он обильно охарактеризован палеонтологическими остатками как фауны, так и флоры, и отличается рядом важных особенностей. Во-первых, ему свойственна достаточная полнота слоев, характеризующих олигоцен-среднемиоценовый интервал, т.е. тот интервал, который на Камчатке изучен относительно слабо, в связи с чем олигоцен-миоценовая граница проводится в данном регионе условно. Во-вторых, в данном разрезе в средне-верхнемиоценовом интервале имеется мощная толща угленосных пород (корфская серия), которая характеризуется широко известной на Камчатке "корфской флорой", давно ставшей одной из эталонных на Дальнем Востоке. Наконец, по своему географическому положению этот разрез является переходным между таковыми восточной части Камчатки и Корякского нагорья, в частности, Хатырского прогиба.

В данной работе обращено основное внимание на стратиграфию морских отложений олигоцен-миоцена. Если говорить о наиважнейших проблемах их изучения, то они заключаются прежде всего в расчленении олигоцен-среднемиоценовых толщ и установлении в них возрастных границ. Интересующий нас разрез ограничивается несколькими достаточно четкими реперами: внизу - это верхнеэоценовый ("ковачинский") и олигоценный (алугинский?) комплексы фауны, которые хорошо сопоставляются с таковыми опорного ильпинского разреза, а сверху - это характерные, относительно тепловодные комплексы пограничных слоев нижнего и среднего миоцена, приходящиеся на климатический оптимум миоцена северотихоокеанской области (дозиниевый или ежовый горизонт).

Помимо этого интерес к данному разрезу обусловлен и тем, что здесь можно наметить решение проблемы упомянутой пахачинской свиты, широко развитой в пределах всей южной части Корякского нагорья. Эта свита, выделенная В.А.Ярмолюком в бассейне р. Пахачи и на побережье Олюторского залива в 50-х годах, не имеет стратотипа. Ее нижний и верхний контакты, как правило, изучены были слабо. Большинство геологов считало, что она залегает между ильпинской свитой или серией (алугинской

святой) и корфской (угленосной) серией /8/. В стратиграфических схемах 1974 г. она была помещена на нижнемиоценовый уровень. В ряде случаев в ней выделялись две подсвиты. Вместе с тем существует мнение об отнесении пахачинских толщ в отдельную серию – с обособлением в ней охончеваямской (нижней) и успенской (верхней) свит /14/. При этом разрез залива Корфа (по рекам Угольная и Б.Медвежка) рекомендуется в качестве стратотипа серии, в успенскую свиту включается, помимо осадочных толщ, андезиты Г. Успенья и мыса Окно.

Какова же биостратиграфическая изученность корфского разреза?

В 30-е годы один из пионеров освоения Дальнего Востока И.П.Хоменко писал, что "... третичные фауны западной части Тихого океана – Камчатки, Сахалина и других островов – почти неизвестны. Изучение фауны побережья залива Корфа является первой попыткой осветить третичную стратиграфию вышеуказанной громадной области..." /18/.

Действительно, именно с корфских комплексов началось изучение малакофауны Камчатки. К сожалению, приходится отмечать, что палеонтологические остатки, найденные в районе залива Корфа, до сих пор остаются неизученными и слабо освещенными в печати. И это относится прежде всего к фауне нижней части разреза, комплексы которой известны лишь в неполных списках предварительных определений. В отличие от них комплекс фауны из верхней части корфского разреза известен давно, и в литературе ему посвящены несколько публикаций. Этот комплекс, приуроченный к горизонту, названному И.А.Преображенским ежовым (из-за относительного обилия остатков морских ежей), был изучен в 30-х годах И.П. Хоменко /18/. По его мнению, возраст горизонта является среднемиоценовым. К сожалению, определение возраста велось в то время по валовым сборам остатков из разных местонахождений – обнажений, вскрытых у мыса Окно, южнее его, севернее р. Каменушка и пр. (табл. I).

В 50-х годах М.Ф.Двади /7/ сопоставлял ежовый горизонт и корфскую серию с кавранской серией западной части Камчатки. Л.В.Криштофович, определявшая моллюски этого разреза (табл. I), датировала ежовый горизонт самыми верхами верхнего миоцена и сопоставляла его с ильинской свитой западной части Камчатки.

Впоследствии корфский разрез (на морском побережье) изучался флористами. А.И.Челебаева /19/ монографически описала листовую флору корфской серии, выделив в ней две свиты – медвежжинскую (средний миоцен) и классическую (верхний миоцен). Одновременно А.Ф.Фрадкиной /16/ были изучены палинологические комплексы ежового горизонта, что позволило выявить в нем термофильные ассоциации климатического оптимума.

В 70-е годы были получены радиологические датировки вулканических пород мыса Окно, которые, как считается, перекрывают ежовый горизонт и с размывом перекрыты корфской серией (18 ± 2 и 25 ± 2 млн лет) /16/.

В 70-х годах появились более полные сведения о палеонтологических остатках из слоев, подстилающих ежовый горизонт /14/. Ю.С.Селин привел списки предварительных определений ископаемых комплексов моллюс-

И.П.Хоменко, 1933	Л.В.Криштофович, 1955
<i>Scutella</i> sp. <i>pabloensis</i> Kew	<i>Yoldia</i> sp.
<i>Scutella</i> sp.	<i>Anadara devincta</i> (Conr.)
<i>Pecten crassicardo</i> Conr.	<i>Ostrea</i> sp.
<i>Ostrea</i> cf. <i>vespertina</i> Conr.	<i>Pecten</i> sp.
<i>Yoldia</i> sp.	<i>Pandora</i> sp.
<i>Gardium decoratum</i> Greek	<i>Phacoides acutilineata</i> (Conr.)
<i>C. californiense</i> Desh.	<i>Corbicula</i> sp.
<i>C. corbis</i> Mart.	<i>Clinocardium decoratum</i> (Grew.)
<i>Cyrena californica</i> Gabb.	<i>Securella</i> sp.
<i>Dosinia mathewsoni</i> Gabb.	<i>Dosinia mathewsoni kamschatica</i> L.
<i>D. whitneyi</i> Gabb.	Krisht.
<i>Venus parapodema</i> Dall	<i>D. aff. alascana</i> Dall
<i>Venus</i> sp.	<i>D. korfiensis</i> L. Krisht.
<i>Chione</i> sp.	<i>D. djakovi</i> L. Krisht.
<i>Tapes</i> sp.	<i>Tellina olutorskensis</i> L. Krisht.
<i>Tellina aragonia</i> Dall	<i>Macoma</i> cf. <i>astori</i> Dall
<i>Macoma</i> cf. <i>nasuta</i> Conr.	<i>M. cf. arctata</i> Conr.
<i>Macoma</i> cf. <i>calcareo</i> Gmel.	<i>Solen korfiensis</i> L. Krisht.
<i>Spisula</i> sp.	<i>Siliqua</i> sp.
<i>Mulinia</i> cf. <i>densata minor</i> Arn.	<i>Mactra</i> (<i>Spisula</i>) <i>ex gr. albaria</i>
<i>Lutraria</i> sp.	Conr.
<i>Pandora</i> sp.	<i>M. (Spisula) cf. selbyensis</i>
<i>Mya</i> sp.	Расккард
<i>Crepidula</i> cf. <i>ungana</i> Dall	<i>M. cf. onnehiuria</i> Otuka
<i>Natica</i> sp.	<i>Olivella pedroana</i> (Conr.)
<i>Cryptonatica janthostoma</i> Desh.	<i>Eusus prolixus</i> Khom.
<i>Nassa perpinguis</i> Hinds	<i>Nassa perpinguis</i> Hinds (?)
<i>Fusus prolixus</i> Khom.	<i>Crepidula</i> cf. <i>ungana</i> Dall
<i>Olivella pedroana</i> Conr.	<i>Polinices (Euspira) galianoi</i> Dall
<i>Drillia</i> sp.	<i>Sinum acopulosum</i> Conr.
<i>Balanus</i> sp.	<i>Scutella</i> cf. <i>pabloensis</i> Kew.

ков, которые дали основание предполагать, что наиболее древние в разрезе толщи могут сопоставляться по возрасту с верхней частью ильпинской свиты (или серии) соседних районов. Изученные им вместе с А.И.Че-лебаевой разрезы были описаны не только на морском побережье, но и по речкам, впадающим в Корфский залив.

Авторы изучали корфский разрез неоднократно. В частности, в 1960 и 1976 гг. В.Н.Синельниковой была собрана фауна из осадочных толщ, вскрытых на морском побережье залива Корфа (у мыса Окно и устья Японской речки) /20/. В эти годы вслед за Л.В.Криштофович принималось соответ-

ствие ежового горизонта ильинской свите западной части Камчатки /13/.

В 1982 г. Ю.Б.Гладенковым были заново описаны разрезы и собран новый палеонтологический материал в этом районе (по рекам Угольная и Большая Медвежья, на морском побережье).

В дальнейшем коллекции коллюсков из этих разрезов были изучены Ю.Б. Гладенковым, В.Н.Синельниковой с участием К.Б.Барина и Л.В.Титовой, фораминиферы – Л.И.Митрофановой, споры и пыльца – Г.М.Братцевой. Данная работа посвящена результатам этого изучения.

Ниже принят следующий порядок изложения. Сначала дается общая характеристика разреза, затем результаты его биостратиграфического анализа и, наконец, в качестве приложения приводятся описания 32 ископаемых форм и 16 палеонтологических таблиц (моллюски, споры и пыльца).

Описание разреза палеогена и неогена

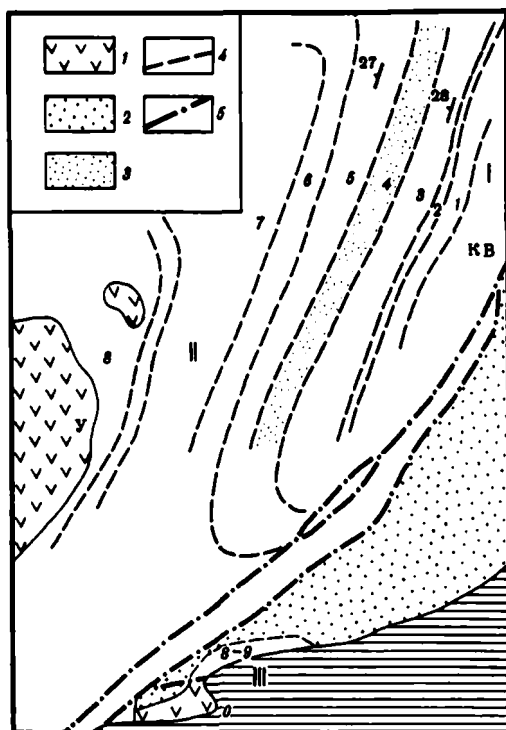
Палеоген–неогеновые толщи были изучены по трем участкам, которые расположены на расстоянии нескольких километров друг от друга (рис. 2, 3). Эти толщи относятся к верхней части ильинской серии и пахачинской свите (рис. 4, 5).

Ильинская серия

Эоцен. "Ковачинская свита" (?). Наиболее древние толщи разреза отмечены по р. Угольная, где они по тектоническому нарушению контактируют с угленосными породами корфской серии. В отдельных обнажениях вскрыты песчанистые аргиллиты и алевролиты с карбонатными конкрециями (0,1–0,5 и до 1 м) черного и серого цвета, часто обохренные до коричневатых, обычно крепкие, скорлуповатые, со следами подводных оползней. Мощность этой толщи (Ia) можно оценить только условно – около 150–200 м. В породах отмечены следы илоедов. Остатки моллюсков (M) плохой сохранности – *Acila* cf. *gettisburgensis*, *Yoldia nitida*, *Y. watasei*, *Chlamys* sp., *Musoma* sp., *Spisula* sp., *Turritella* sp.¹⁾

Из фораминифер отмечены в нижней части *Bathysiphon* cf. *eocenica* Cush. et Hanna, *Cyclammina pacifica* Beck, *Plectofrondicularia* cf. *gracilis* Smith, *Pl. packardi* Cushm. et Schenck, *Dentalina dusenburghi* Beck. Вверху – *Cyclammina incisa* (Stacke), *C. pacifica* Beck, *Plectofrondicularia packardi* Cushm. et Schenck, *Pl. cf. gracilis* Smith, *Melonis shimokinensis* (Asano), *Gyroidina orbicularis* Orb., *Dentalina ingesta* (Swager), *Bulimina schwageri* Yok. В этой же части разреза М.Я.Серовой ранее были определены *Cyclammina clarki* Howe, *Robulus propinquus cowlizensis* Beck, *Dentalina communis* Orb., *Plectofrondicularia gracilis* Smith., *P. packardi multilineata* Smith. и др. /14/.

¹ Полные списки моллюсков приведены на рис. 4, комплексы спор и пыльцы охарактеризованы на рис. 6.



Р и с.2. Схема геологического строения залива Корфа

Разрезы: I - р. Угольная; II - р. Большая Медвежка; III - мыс Окно. Эоцен: Кв - "ковачинская свита; олигоцен - средний миоцен: 1-9 - толщи алугинской (1) и пахачинской (2-9) свит (8-9 - ежовый горизонт). I - эффузивы: Y - горы Успенье, O - мыса Окно; 2 - корфская серия; 3 - песчаники толщи 4; 4 - границы толщ; 5 - разломы

Забегая вперед, отметим, что по своей микрофаунистической характеристике описанная толща может быть сопоставлена с теми отложениями Ильпинского полуострова, которые относились до последнего времени к "ковачинской" свите. На наш взгляд, это название не является удачным, ибо точное соответствие этих отложений ковачинской свите стратотипических разрезов западной части Камчатки не доказано (после полевых работ на п-ове Ильпинском 1986 г. мы вместе с В.И.Волобуевой пришли к мнению о необходимости переименования этой свиты в гаилхавиланскую, однако до выхода специальной публикации по этому вопросу мы решили при описании корфского разреза сохранить ее прежнее название).

Выше по разрезу в изученном районе выделяется девять толщ, из которых 1-7 описаны по р. Угольной, 7-8 - по р. Б.Медвежка, 8-9 - по побережью Корфского залива (комбинация материалов по трем участкам позволяет в данном случае достаточно достоверно надстраивать разрез).

Ильпинский п-в свита		р. Б. Медвежка		м. Окно	
Пахчинская	Пахчинская св.		Кр		Кр
			у		?
				О	9
			8		8
			7	?	?
		7			
		6	6		
		5			
		4	4		
		3	3		
		2	2		
А	А	1	1		
К	К				

р. Угольная

Р и с.3.
 Корреляция пахчинской свиты с корфскими горизонтами
 теновых толщ
 Корфа
 I-Э - толща "Ильпинская" (?) свита; у - эффузивы; О - эффузивы; Кр - корфская свита

Р и с.3.

Корреляция палеогеновых и неогеновых толщ в разрезах залива Корфа

1-9 - толщи; К - "ковачинская" (?) свита; А - алугинская свита; У - эффузивы горы Успенье; О - эффузивы мыса Окно; Кр - корфская серия

Эти толщи группируются в несколько свит, название которых широко вошло в практику. Ниже дается их краткое описание.

Олигоцен. Алугинская свита. Толща I. Песчанистые алевролиты (мощность более 150 м). Алевролиты темносерые, с поверхности часто ожелезненные (бурные), скорлуповатые, неяснослоистые, часто мусорные - песчанистые, с взвешанной галькой и гравийными зернами, которые в ряде случаев образуют линзовидные скопления. В них много конкреций: с одной стороны, карбонатных (от 0,03-0,05 до 0,4-0,5 м в диаметре), залегающих в виде шаров и караваев, с другой - карбонатно-песчанистых (от 0,2-0,3 до 1,5 м), образующих пласты и линзы. Наличие горизонтов с конкрециями позволяет расчленять толщу на ряд пачек и слоев мощностью от 5-6 до 10-15 м. Среди остатков моллюсков в самой нижней части толщи отмечены *Yoldia deformis*, *Y. cf. nitida*, *Y. cf. ossoriensis*, *Solen cf. tigilensis*, *Chlamys sp.*, *Turritella poronaiensis*. В более верхних слоях, помимо названных форм, встречаются *Litophaga (Botula) tumiensis*, *Modiolus solea*, *Papyridea matschigarica uspenica*, *Cyclocardia ilpinensis*, *Callista pittsburgensis*, *Neptunea exoana*. Из фораминифер здесь отмечены *Nauplophragmoides cf. indentatus* Volosh.,

Возраст	Серия	Свита	Толща	Мощность, м	Литология	Слои с моллюсками и их группировками	Комплексы фораминифер	Палинокомплексы и палинофлора						
Мiocен	Средний	Пачачинская	Успенская	Корфс.		Конгломераты, угли	7	2	6	Хвойно-широколиственные леса с обилием Fagus и Taxodiaceae	III			
						Андезиты								
						Песчаники с углями								
					9	75-100						Туфогенные алевролиты		
					8	250						Песчаники		
					7	200-250						Конгломераты и песчаники		
					6	275-300						Песчаники и гравелиты		
					5	275						Песчаники и алевролиты		
					4	300						Олишонды		
					3	100						Алевролиты		
					2	>150						Песчанистые алевролиты		
					1	150-200							1	
						2								
						3								
Олигоцен	Средний	Пачачинская	Охочевая	Алутинская		Песчанистые алевролиты	2	3	2	Хвойные леса с небольшим участием широколиственных пород	I			
						II. Litophaga tumiensis - Neptunea ezoana								
						I. Yoldia deformis								
						1						I. Plectofrondicularia packardii - Cyclammina incisa	1	Хвойно-широколиственные леса
Эоцен	Нижний	Пачачинская	Ильинская	Алутинская		Песчанистые алевролиты	1	2	3	Хвойные леса с небольшим участием широколиственных пород	I			
						II. Litophaga tumiensis - Neptunea ezoana								
						I. Yoldia deformis								
						1						I. Plectofrondicularia packardii - Cyclammina incisa	1	Хвойно-широколиственные леса

Р и с .4. Разрез палеогеновых и неогеновых толщ района бухты Корфа
 I - перерывы в разрезе; 2 - андезиты; 3 - конгломераты, угли

H. laminatus Volosh., *Cyclamina pacifica* Beck., *Budashevella kamchatica* Budash., *B. curvisseptata* Budash.

Олигоцен-нижняя часть среднего миоцена. Пахачинская свита. Толща 2¹. Алевролиты (мощность до 100 м). Порода серая, с поверхности менее "рыжая", чем алевролиты толщи I, скорлуповатая, крепкая, с намечающейся слоистостью, с горизонтами карбонатных конкреций (0,1-0,3 м через 1-3 м) или в виде отдельных караваев (до 0,4 м); намечаются отдельные пачки 10-15 м. Мелкие гонимы. Среди моллюсков, кроме упомянутых выше профулий, модиолусов, туррителл, отмечены *Thyasira djakovi*, *Cardium* cf. *kinsimarae*, *Spisula* cf. *rackardi*. Фораминиферы близки по представителям толще I (*Budashevella kamchatica*, *Nauphragmoides laminatus* и др.).

Толща 3. Флишоподная (мощность до 300 м). Представлена тонкослоистым чередованием серых мелкозернистых песчаников (от 3-5 см до 0,1-0,2 м) и черных крепких алевролитов и аргиллитов (от 0,1-0,2 до 1-1,5 м), к которым добавляются пласти карбонатных конкреций, имеющих светлосерую, желтоватую "рубашку" (0,05-0,3 м через 1-2 м). В нижней части - отдельные гонимы. В 50 м от подошвы в толще отмечена пачка песчаников (9-10 м), зеленовато-серых, средне-крупнозернистых, с обильным растительным детритом, местами с карбонатно-песчанистыми конкрециями (размером до 0,3-0,5 м). В толще отмечаются пачки более частого переслаивания пород и более песчанистого флиша (по 10-20 м). Для всей толщи характерны следы илоедов. В нижней ее части собраны остатки моллюсков *Thyasira djakovi*, *Papyridea korfiensis*, *P. matschigarica uspenica*, *Clinocardium yoshidoensis*. Фораминиферы сходны с таковыми нижележащих слоев.

Средняя часть (около 30-50 м) фауной почти не охарактеризована. В верхней части отмечены *Thyasira chotica*, *Mascoma sejugata*, *Cardium azagaense*, *Papyridea matschigarica uspenica* и др. (этот комплекс резко отличается от нижележащих). Из фораминифер верхней части толщи характерны, помимо халлофрагмонидесов, *Perfectnonion praeinsertus* Kuzn., *Astrononion hamadaensis* Asano и др.

Толща 4. Песчаники и алевролиты (мощность до 275 м). Представлена редованием (0,1-0,5 м) тонкозернистых, часто плитчатых песчаников и черных алевролитов с конкреционными прослоями карбонатов (0,1-0,3 м). В нижней части - пачка (более 15 м) мусорных косослоистых песчаников с растительным детритом. Среди моллюсков - *Clinocardium esutoruensis*, *Papyridea* aff. *matschigarica*, *Taras harfordi*, *Thracia kidoensis*, *Turritella tighilana*. В верхней части появляются *Yoldia chojensis*, *Y. nabiliana*, *Pseudolionessus praenassula* и др. Фораминиферы близки по представителям толще 3.

¹ Охончевая свита (по Ю.С.Салину и А.И.Челебаевой).

Толща 5¹. Грубые песчаники и гравелиты (мощность 275-300 м). Песчаники зеленовато-серые, неяснослоистые, массивные и комковатые, часто мусорные, с галькой и гравием, с карбонатными и песчанисто-гравелитовыми конкрециями (0,2-0,3), местами косослоистые, с растительными остатками. Галька и гравий часто приурочены к линзам. В середине толщи отмечен прослой светлого туфа (0,1-0,2 м). В верхней части имеются отдельные прослои плитчатых песчаников и алевролитов. Среди остатков моллюсков *Toldia nabiliana*, *Ainicardita gini*, *Taras parilis*, *Masoma arctata*, *Polinices ramonensis*, *Thracia kavranensis*, *Gari kamtschatica*, *Laevicardium taracaicum*, *Papyridea utcholakensis*. Из фораминифер - *Haplophragmoides impressus* Volosh., *H. indentatus* Volosh., *Budashevaella* cf. *laevigata* Volosh. В основании толщи найдены остатки флоры: *Fagus* sp., *Ascer* sp., *Rhododendron* sp., *Mallotus* sp. (определения А.И.Челебаевой). В толще можно наметить отдельные пачки (20-30 м), в которых грубые породы тяготеют к их основанию, а более тонкие - к верхней части.

Толща 6. Конгломераты и песчаники (мощность до 200-250 м). Конгломераты (3-5 м) среднегалечные, с песчаным цементом; песчаники серые, зеленоватые или желтоватые от грубо- до мелкозернистых, крепкие и рыхловатые, часто содержат конкреции, развитые по гравелитам ("шары" до 0,3-0,4 м). Много растительного детрита. В самых верхах толщи встречаются алевролиты и тонкозернистые песчаники. Среди моллюсков характерны *Mytilus chejlshevensis*, *M. wajampolkensis*, *Peronidia pulchra*, *Mya priapus*, *Masoma praeorbiculata*, *Polinices galianoi* и др. Фораминиферы редки, преобладают хаплофрагмоидесы.

Толща 7. Песчаники (мощность до 250 м). Порода грязносерая, часто грубозернистая, с большим количеством гравия и гальки, с конкрециями по гравелитам ("шары" до 0,6-1 м), иногда карбонатными. В верхней части - песчаники туфогенные с прослоями алевролитов, иногда с углистыми включениями и растительными остатками. Моллюски представлены *Modiolus wajampolkensis*, *Mya priapus*, *Masoma praeorbiculata*, *Serripes* cf. *groenlandicus*, *Periploma sachalinensis*, *Musculus kryštofovichi*. Из фораминифер отмечены (в нижней части) *Rhabdammina aspera* Volosh., *Budashevaella multicamerata* Volosh., *B. laevigata* Volosh., *Reophax tappaensis* Asano, *Asanospira carinata* (Cushman et Rens), *Haplophragmoides laminatus* Volosh., *H. impressus* Volosh., *Martinottiella communis* Orb.

Толща 8. Туфогенные алевролиты (мощность до 75-100 м). Алевролиты выбеливающиеся, часто мусорные, включают прослои песчаников и карбонатных конкреций размером до 0,5 м. В нижней части - прослои туфа и углистые прослоечки, в верхней - прослои с пемзой. Комплекс моллюсков

¹ Отсюда начинается успешная свита (по Ю.С.Салину и А.И.Челебаевой).

отличается скоплением дозиний (дозиниевый горизонт) и других форм: *Dosinia* (*Kaneharai*) *rumoensis*, *Securella chehalisensis*, *Ostrea makarovi*, *Macoma optiva*, *Nassarius arnoldi* и др. Редкие фораминиферы: *Globocassidulina* cf. *parva* (*Asano et Nakamura*) и др.

Стратиграфически выше залегают андезиты г. Успенья. С размывом они перекрываются базальными слоями корфской толши (по данным А.И.Челобаявой).

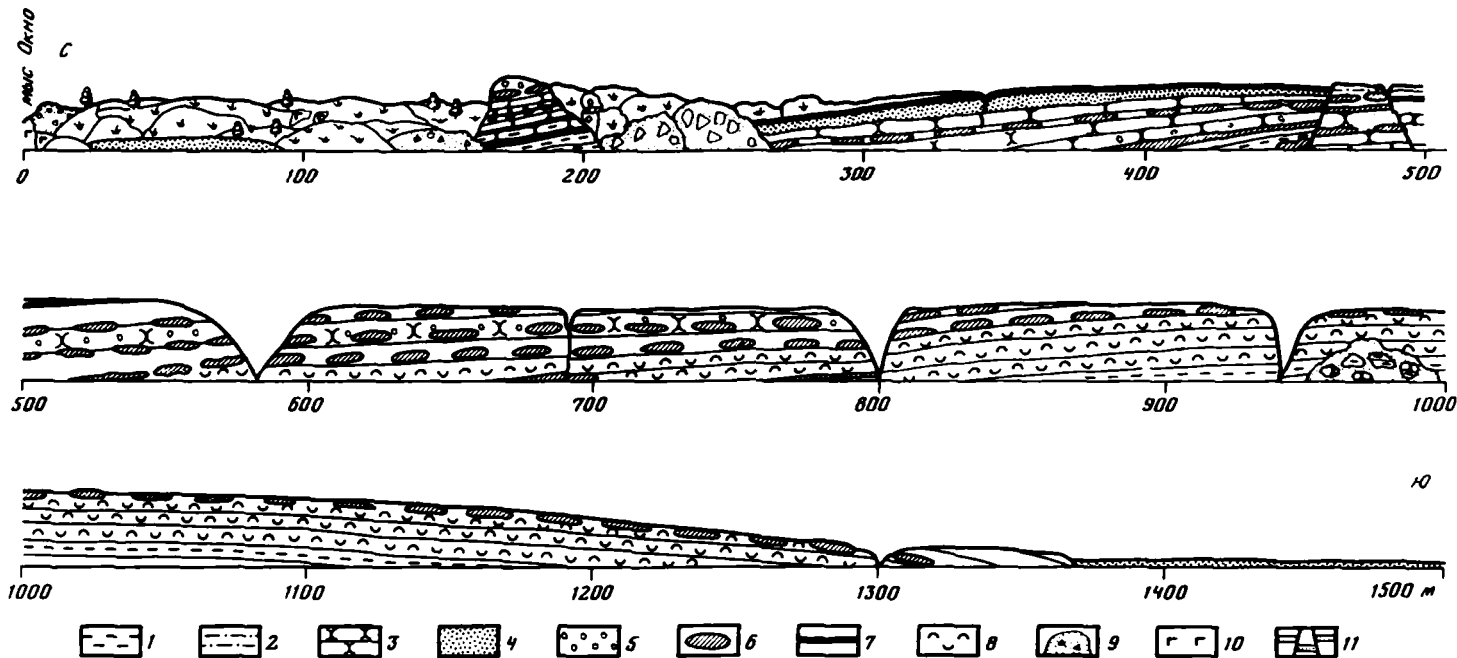
Верхняя часть разреза (толща 8) дублируется на побережье Корфского залива (мыс Окно). Она представлена песчаниками и алевролитами видимой мощностью около 30 м, которые включают несколько горизонтов конкреций, обогащенных остатками раковин моллюсков и морских ежей (ежовый или дозиниевый горизонт).

В районе мыса Окно в пределах пологой антиклинальной складки стратиграфически снизу вверх залегают (рис. 5):

Пачка I

Мощность, м

1. Алевролиты тонкополосчатые, песчанистые, тонкоплитчатые, пепельносерые, местами голубоватые, некрепкие, с тонким растительным детритом, сверху с овальным (до 15-20 см в длину) и червеобразными карбонатизированными конкрециями. В слое много разрозненных раковин *Dosinia tugaruana*, мелких раковинок гастропод *Nassarius arnoldi* и др. В верхней части алевролиты переходят в туфопесчаники, довольно массивные, слоистые, тонкозернистые, местами косослоистые, с редкими обычно овальными конкрециями (до 20-30 см в диаметре) 5,0
2. Туфопесчаники очень крепкие, массивные, голубовато-серые, иногда желтоватые, в нижней и средней части с крупными караваеобразными (0,2-0,5)х(0,5-0,1) м карбонатизированными конкрециями, к которым приурочены линзы ракушечников с богатым комплексом моллюсков с преобладанием *Anadara korfiensis*, *Securella ensifera chehalisensis*, *Dosinia rumoensis*, *D. tugaruana*, *Solen clallamensis*, *Pseudocardium ranzana* и др. Многочисленные панцири морских ежей. Этот слой и представляет собой собственно "ежовый горизонт" 3,0
3. Туфопесчаники слабо глинистые, рыхлые, синевато-серые, пепельные, мусорные, с отдельной рассеянной галькой, неяснослоистые, с тонкими прослоями (до 2-3 см мощностью) алевролитов, с конкрециями по туфам (0,2-0,5)х(0,5-1,5 м), с рыхлыми туфами в верхней части. Отдельные створки маком и теллин, реже корбикул 9,0



Р и с. 5. Стратотип эоценового горизонта бухты Корфа

I - аргиллиты; 2 - алевролиты; 3 - песчаники; 4 - гравелиты; 5 - конгломераты; 6 - конкреции; 7 - угли; 8 - ракушечники; 9 - осыпи; 10 - эффузивы; 11 - разрывные нарушения

4. Туфопесчаники, аналогичные слою 3, с тремя горизонтами конкреций (линзы и тела 0,2–0,5 м). В кровле конкреций много обугленного растительного детрита (веток, кусков древесины), скопление галек. В нижней части горизонта конкреций – раковины моллюсков и панцири морских ежей. В средней части слоя – небольшие (10–15 см) червеобразные конкреции. Много крупных одиночных генойш 4,0
5. Туфопесчаник мелкозернистый, пепельносерый, плохо сортированный, в нижней половине обогащенный галечным материалом (2–5 см), с отдельными раковинами корбикул и кардиумов 3,0
6. Туфопесчаник, аналогичный предыдущему, но косослоистый, плохо сортированный, неравномернозернистый, в основании с прослоем линзовидных конкреций (0,15–0,2)х(1,5–2) м и с прослоем алевродита мелкооскольчатого, светлосерого, тонкослоистого, с редкими хорошо окатанными гальками 5,0

Пачка 2

7. Туфопесчаник с тонкими прослоями туфоалевролитов, пепельносерый с желтоватым оттенком, в основании пласт конкреционного туфопесчаника мусорного, с массой глинистых галек. В более верхних прослоях много линз гравелитов и мелкогалечных конгломератов, растительного обугленного детрита, пропласток угля (1–2 см), обломков устриц и мидий 4,0
8. Туфопесчаник тонкослоистый за счет скопления углистых растительных частиц и глинистого материала по плоскостям напластования, очень рыхлый, буроватосерый 1,0
9. Уголь сапропелевый, бурый, тусклый 0,6
10. Туфопесчаник вверх переходящий в туфоалевролит, светложелтый, хорошо сортированный, массивный, с крупноглыбовой отдельностью 5,0
11. Уголь, состоит из 5–6 линзовидных углистых пропластков, разделенных тонкими линзовидными прослоями светлокоричневых песчанистых туфов 1,0

Пачка 3

12. Конгломераты крепко сцементированные, с хорошо окатанными гальками различных пород, преобладают обломки черных сланцев и эффузивов. Породы диагонально слоистые, с линзами гравелитов, разнозернистых песчаников, тонких пропластков туфов. Встречаются крупные конкреции с флорой корфского типа 20,0

Из анализа данного разреза следует, что пачка I (29 м) является собственно ежовым горизонтом. Именно она охарактеризована богатым комплексом моллюсков (*Ostrea makarovi*, *Anadara korfiensis*, *Dosinia rumoensis*, *D. tugaryana*, *Securella ensifera chehalisensis*, *Strepidula ungana* и др.), который соответствует комплексу верхней части толщи 8 (р. Большая Медвежка).

Пачка 2 (II-12 м) залегает на пачке I согласно и включает углистые породы, чем отличается от нижележащих слоев. Ее можно отнести к самостоятельной толще (9) Корфского разреза.

Пачка 3 (более 20 м), сложенная конгломератами, перекрывает нижние слои, видимо, с перерывом. Эти же конгломераты залегают с несогласием на эффузивах мыса Окно и, по данным А.И.Челебаевой, могут быть сопоставлены с конгломератами основания корфской серии, перекрывающими андезиты г. Успенья.

В ежовом горизонте (пачка I) отмечены остатки флоры: *Alnus* cf. *schmalhauseni* Grub., *Machilus ugoana* Huzioka (по А.И.Челебаевой).

Комплексы ископаемых остатков и геологический возраст толщ

Выше было отмечено, что в корфском разрезе обнаружены остатки древних моллюсков, фораминифер, спор и пыльцы. Их послойный анализ позволяет выделить определенные сменяющие друг друга по разрезу комплексы фауны и флоры. Смена комплексов обусловлена как эволюцией разных групп, так и сменой палеогеографических условий в древнем бассейне северо-восточной части Камчатки в палеоген-неогеновое время. Обособление разновозрастных комплексов, их сравнение с комплексами кайнозойских толщ сопредельных районов создают основу для корреляций изученных толщ и определения их возраста. Ниже дана характеристика комплексов по группам.

Моллюски. Корфский разрез оказался достаточно богатым остатками моллюсков: отсюда определено более 110 видов, в том числе около 40 видов из так называемого дозиниевого или ежового горизонта, часть которых монографически описана в данной работе. Большинство видов изображено на палеонтологических таблицах (IV-V) (рис.6, см. вкл.).

На основании анализа смены комплексов моллюсков в пределах названного разреза (толщи I-8) выделены слои с фауной. Нижняя граница каждого слоя устанавливается обычно по появлению характерных видов, а за индекс-вид принимаются формы, распространение которых, как правило, ограничено данными слоями. При выборе индекс-видов отдавалось предпочтение заметным в количественном отношении видам, которые к тому же имеют широкий географический ареал. Для характеристики слоев принималось во внимание появление и исчезновение видов в разрезе, количественное соотношение отдельных форм и сонахождение разных видов.

Ниже дается краткое описание слоев стратиграфически снизу вверх (подчеркнутые виды образуют в тех или иных слоях скопления). Самые нижние слои, отвечающие низам толщи I (Ia), охарактеризованы слабо

(*Acilla* cf. *gettisburgensis*, *Yoldia* cf. *watasei* и др.), поэтому описание начинается со слоев с более обособленными комплексами.

I. Слои с *Yoldia deformis* (толща I). Среди отмеченных здесь 12 видов типичны *Y. deformis*, *Y. cf. osoriensis*, *Modiolus solea*, *Turritella poronaiensis*, *Chlamys* sp. (крупная форма).

II. Слои с *Litorhiza* (*Botula*) *tumensis*-*Neptunea* *ezoana* (толща I). Характеризуются относительно богатым комплексом (около 30 видов). Помимо индекс-видов здесь присутствуют *Modiolus solea*, *Cardium* cf. *kinsimarae*, *Periploma besshoensis*, *Crassatella* cf. *aperta*, *Callista pittsburgensis*, *Pholadomya* cf. *kamtschatica*, *Papyridea matschigarica uspenica*, *Cyclocardia ilpinensis*, *Glycymeris* cf. *aglikitchensis*, *Turritella poronaiensis*, *Trombinia angasiana* и др.

III. Слои, близкие к слоям II, с *Modiolus solea*-*Turritella poronaiensis* (толща 2). Некоторые виды слоев II не встречаются (*Callista pittsburgensis*) или исчезают (*Modiolus solea*, *Cyclocardia akagii* и др.), но ряд форм является транзитным (*Profulvia uspenica*, *Turritella poronaiensis*, *Yoldia longissima* и др.). Эти слои по своей характеристике обособляются не столь четко, как слои II.

Комплексы слоев I, II, III обнаруживают сходство с таковыми алугинской свиты Ильинского полуострова и аманинско-такхинского горизонта западной части Камчатки (сходные моллюски, профульвии, модиолусы, ботулы, нептуней и др.). Названные подразделения относятся в свете литературных данных к олигоцену и верхнему эоцену-олигоцену.

IV. Слои с *Thyasira djakovi*-*Yoldia longissima* (самая верхняя часть толщи 2 и нижняя часть толщи 3). Здесь отмечено скопление остатков тиазир, которые появились в разрезе впервые. Им сопутствуют представители *Musashia*, *Colus*, *Turritella poronaiensis*, которые в более высоких слоях не встречаются.

V. Слои с *Clinocardium yoshidoense*-*Papyridea korfiensis* (нижняя часть толщи 3). Они смыкаются со слоями IV, но отличаются появлением названного клинокардиума (скопление), а также *Papyridea korfiensis*. Сюда снизу переходят *Thyasira djakovi*, *Papyridea matschigarica uspenica*, *Yoldia longissima*.

VI. Слои с *Thyasira ochotica*-*Cardium asagaensis*-*Yoldia chojensis* (верхняя часть толщи 3). Эти слои резко отличаются от слоев V. Они более богаты в систематическом отношении (18 форм), здесь появляются названные выше индекс-виды, а также *Macoma sejucata*, *Taras harfordii*, *Thracia kidoensis* и др. Из слоев V сюда переходят *Clinocardium yoshidoense*, *C. cf. kinsimarae*, *Cyclocardia ilpinensis* и др.

VII. Слои с *Cardium esutoruensis*-*Taras harfordii* (толща 4 с самыми верхами толщи 3). Включает некоторые виды из слоев VI (*Thracia kidoensis*, *Taras harfordii*), но отличаются впервые появившимися в разрезе *Macoma kirkinskaya*, *Callitapes kamtschatica*, *Papyridea*

aff. *matschigarica* (обычно крупные раковины со смещенными макушками, что отличает их от типичных форм), *Turritella tighilana*.

УШ. Слои с *Pseudoliomesus praenassula*-*Thracia kidoensis* (верхняя часть толщи 4-нижняя толщи 5). Здесь исчезают *Papyridea korfiensis*, *Cardium esutoruensis*, *Clinocardium asagaensis*, *Mya* cf. *kusiroensis*. Имеются некоторые транзитные виды (*Callista tapes kamtschatica*, *Papyridea* aff. *matschigarica*, *Yoldia chojensis*, *Y. nabiliana*).

Комплексы слоев IV-УШ в целом отвечают, видимо, комплексам утло-локско-вивентекского (?), прежде всего кулувенского, горизонтов западной части Камчатки и пахачинской свите Ильпинского полуострова. Наиболее четкая их корреляция устанавливается для уровня кулувенского горизонта (общие *Yoldia chojensis*, *Thyasira ochotica*, *Thracia kavranensis*, *Pseudoliomesus praenassula* и др.).

IX. Слои с *Ainicardita gini*-*Taras parilis* (толща 5). Они резко отличаются от более низких богатством видов (25) и появлением большого количества новых форм - *Peronidia pulchra*, *Spisula voyi*, *Laevicardium taracaicum*, *Macoma arctata*, *Mya priapus*, *Polinices galianoi* и др. Из них многие являются характерными, т.е. непереходящими в другие слои (*Ainicardita majanatschensis*, *Gari kamtschatica*, *Polinices ramonensis* и др.).

К транзитным относятся *Yoldia chojensis*, *Y. nabiliana*, *Callista tapes kamtschatica* и др.).

X. Слои с *Mytilus chejsleveemensis*-*Yoldia nabiliana* и XI с *Modiolus wajampolkensis*-*Peronidia pulchra* (толща 6) в целом весьма близки по общим видам (*Spisula voyi*, *Mya priapus* и др.), но имеют и некоторые отличия. В слоях X исчезает ряд форм из более нижних слоев (*Thracia kavranensis*, *Callista tapes kamtschatica*, *Turritella tighilana*, *Papyridea* aff. *matschigarica* и др.), в слоях XI появляются *Macoma praeorbiculata*, *Modiolus wajampolkensis*.

XII. Слои с *Musculus kryshstofovichii*-*Periploma sachalinensis* (нижняя часть толщи 7). Охарактеризованы относительно слабо. Здесь появляются два индекс-вида, а из нижних слоев сюда проходят 6-7 форм - *Macoma praeorbiculata*, *Mya priapus*, *Serripes groenlandicus*, *Modiolus wajampolkensis*, *Yoldia chojensis* и др.). Эти слои по составу в целом примыкают к слоям X-XI.

Верхняя часть толщи 7 и нижняя толщи 8 пока остаются немymi (здесь отмечены лишь редкие остатки моллюсков плохой сохранности). В связи с тем, что на этот интервал приходится довольно значительная мощность, они условно отнесены к безымнным слоям XIII.

Комплексы слоев IX-XII обнаруживают определенное сходство с таковыми ильинской свиты западной части Камчатки (здесь много общих характерных форм - *Yoldia nabiliana*, *Modiolus wajampolkensis*, *Serripes groenlandicus*, *Thracia kavranensis*, *Polinices ramonensis*).

XIY. Слои с *Securella chehalisensis*-*Dosinia rumoensis* (верхняя

часть толщи 8). Данные слои резко отделяются от всех остальных, в связи с чем представляется целесообразным дать им более развернутую характеристику.

Комплекс толщи 8 резко отличается от комплексов нижележащих толщ своим богатством и наличием большого числа теплолюбивых форм. Здесь встречено 38 видов моллюсков, из них 17 видов гастропод (*Natica clausa* Brod. et Sow., *Neverita jamesae* Moore, *Searlesia kavranensis* Sin., *Turbonilla hormigacuesta* Addicott, *Nassarius arnoldi* (Anderson), *Cancellaria oregonensis* Conr., *Acteon boulderanus* Etherington, *Oenopota korfiensis* sp. nov., *O. uspenskiensis* sp. nov., *Olivella praebaetica* sp. nov., *Crassispira korfiensis* sp. nov., *Sinum scopulosum* (Conr.), *Crepidula ungana* Dall, *Polinices galianoi* Dall, *Fusus prolixus* Khom., *Priscofusus carlsoni* (Anderson et Martin), *Niso antisellii* (Anderson et Mart.) и 21 вид двустворок (*Ostrea makarovi* L. Krisht., *Solen clallamensis* Clark et Arnold, *Dosinia tugaruana* Nomura, *D. rumoensis* Amano, *Mytilus ochotensis* Slod., *M. cf. kewi* Nowland, *Anadara korfiensis* sp. nov., *Spisula equilateralis* (Clark), *Securella ensifera chehalisensis* Weaver, *Cryptomya californica* (Conrad), *Pseudocardium panzana* (Loel et Corey), *Pandora korfiensis* sp. nov., *Pitar gretschischkini* (Slod.), *Tellina pulchra* Slod., *Corbicula gabbiana* Henderson, *Lucinoma hannibali* (Clark), *L. acutilineata* (Conr.), *Macoma moesta* (Desh.), *M. optiva* (Yok.), *Diplodonta parilis* (Ether.), *Panopea ramonensis* Clark).

Обращает на себя внимание присутствие в данном комплексе многочисленных родов моллюсков (*Neverita*, *Searlesia*, *Nassarius*, *Cancellaria*, *Olivella*, *Sinum*, *Ostrea*, *Anadara*, *Corbicula*, *Pitar*, *Pseudocardium*, *Dosinia*), распространенных сейчас в субтропических и южнобореальных морях севера тихоокеанской провинции, подродов (*Phacosoma* и *Kaneharaia*), а также ряда относительно теплолюбивых видов, широко распространенных в отложениях среднемиоценового климатического оптимума Японии и Северной Америки (*Neverita jamesae*, *Nassarius arnoldi*, *Cancellaria oregonensis*, *Pseudocardium panzana*, *Lucinoma hannibali*, *Mytilus ochotensis*, *Securella ensifera chehalisensis* и др.).

В качестве яркого примера можно привести виды рода *Dosinia*, которые в описываемом комплексе встречаются в большом количестве. Представители подрода *Kaneharaia* являются характерным элементом тепловодных миоценовых фаун Японии (формации Каноматадзава, Кубота и Нуманочуи, Итахана, Нанакита, Аозо, Мурата и др.) и, как свидетельствуют наши материалы, Сахалина (усинская и сертунайская свита). В этом же смысле характерны и современные виды подрода *Phacosoma*, распространенные сейчас не выше широт заливов Посыет и Петра Великого, побережий о-ва Хоккайдо, рода *Anadara*, которые не поднимаются даже до широт южных границ залива Посыет, ограничиваясь Японским морем и т.д.

Из перечисленного комплекса моллюсков ежового горизонта (38 видов)

6 - новых (15,8%), 2 вида известны с плиоцена (5,3%), остальные 30 появились в олигоцене и миоцене, но из них дожили до настоящего времени только 2 (5,3%). Характерными для среднего миоцена являются 21 вид (55,3%).

Из этого комплекса в Точилинском разрезе западной части Камчатки встречены *Securella ensifera chehalisensis*, *Spisula equilateralis*, *Lucinoma hannibali*, *L. acutilineata*, *Dosinia rumoensis*, *D. tugurua-na*, *Pitar gretschischkini*, *Crepidula ungana*, *Nassarius arnoldi*, *Masco-ma optiva*, *Polinices galianoi*, *Mytilus ochotensis*, *Pseudocardium ranzana*. Они характерны главным образом для низов какертской свиты и продолжают встречаться по всему разрезу среднемиоценовой части этон-лонской свиты, исчезая только в ее верхней части.

Прежде В.Н.Синельникова с соавторами /13/, как и Л.В.Криштофович /7/, коррелировали ежовый горизонт с ильинской свитой западной части Камчатки. Однако в дальнейшем выяснилось, что такой корреляции противоречит отсутствие в комплексе моллюсков ежового горизонта индекс-ви-дов ильинской свиты. Кроме того, во всех неогеновых разрезах западной части Камчатки анадары, дозинии, солены, устрицы и пектены, широко представленные в ежовом горизонте, в массовом количестве появляются только в какертских толщах. Приведенные данные, по нашему мнению, свидетельствуют в пользу среднемиоценового возраста ежового горизонта и корреляции его с нижнекакертскими и, возможно, частично ильинскими отложениями западной части Камчатки.

Сравнительный анализ комплексов описанных слоев с фауной показывает, что эти слои не всегда равноценны по богатству фауны, количеству новых элементов и т.п. Как говорилось выше, некоторые из них отличаются от соседних слоев относительно мало и идентифицируются лишь отдельными видами. Поэтому для тех или иных целей их можно в ряде случаев укрупнить. Например, можно сгруппировать слои П-IV, V, VI-УШ, X-ХП по определенному сходству состава и преемственности комплексов соседних слоев.

Тогда весь изученный разрез можно разделить на семь достаточно четких горизонтов: I - слои I, 2 - слои П-IV, 3 - слои V, 4 - слои VI-УШ, 5 - слои IX, 6 - слои X-ХП (условно XIII), 7 - слои XIV. Именно такие горизонты достаточно уверенно простираются на широкой площади и находят свои аналоги в других районах Камчатки и Корякского нагорья.

Как уже говорилось, особенно заметная смена комплексов отмечается в основании слоев II (*Botula tumiensis*-*Neptunea eozoea*), VI (*Thyasira ochotica*-*Cardium asagaensis*-*Yoldia chojensis*), XI (*Ainicardita gini*-*Diplodonta parilis*), XIV (*Securella chehalisensis*-*Dosinia rumoensis*). Менее резкая смена намечается в основании слоев IV. Упомянутые группировки слоев и намечающиеся рубежи по смене фауны в данном разрезе фактически являются отражением тех крупных изменений кайнозойских комплексов, которые имели место в прошлом в Камчатском регионе.

Что касается выделенных слоев, то они должны пройти апробацию практикой. Некоторые из них, видимо, найдут аналоги среди выделенных слоев в других районах камчатско-корякского региона и соответственно будут с ними скоррелированы, другие, возможно, останутся лишь для местного использования или будут применяться в группировках. Иными словами, отдельные слои могут перейти в ранг лон, другие же — остаться в качестве локальных подразделений. Последние работы показали, что ряд слоев Корфского разреза уже сейчас прослеживается за пределами бухты Корфа (некоторые из них, например, отмечены в бассейне р. Пахачи и других местах Олюторского района).

Фораминиферы. Из пород данного разреза было изучено около 200 образцов на фораминиферы. Анализ их стратиграфического положения позволил наметить четыре комплекса.

Первый комплекс с *Plectofrondicularia packardii*, *Cyclammina incisa*, приуроченный к "ковачинской" свите (толща Ia), скорее всего соответствует эоцену.

Второй комплекс с *Budashevella curviseptata*-*B. kamtschatica*, который найден в толщах I-2 и нижней части 3 алугинской и пахачинской свит, характеризуется широким развитием *Haplophragmoides* cf. *indentatus* Volosh., *H. laminatus* Volosh., *H. spadix* Kuzn., *Cyclammina pacifica* Beck., *Budashevella kamtschatica* Budash., *B. curviseptata* Budash. и др. Он сходен с олигоценовыми сообществами соседних районов и, следовательно, может свидетельствовать об олигоценовом возрасте вмещающих слоев.

Третий комплекс с *Perfectiononion praeincertus*-*Astrononion hamadaensis* приурочен к толщам 3-4, частично 5 пахачинской свиты. Он включает, помимо халлофрагментоидесов (*H. laminatus*), *Perfectiononion praeincertus* Kuzn., *P. cf. incertaeformis* Kuzn., *Astrononion hamadaensis* Asano, *Nonion nagasawaensis* Matsunaga. С долей условности он может быть отнесен к нижнему миоцену.

Четвертый верхний комплекс обнаружен в толщах 5-6-7 и нижней части толщи 8. Он включает много форм, отмеченных в подстилающих слоях, и в ряде случаев в толще 7 характеризуется *Martinottiella communis* Orb., *Haplophragmoides impressus* Volosh., которые обычны для средних горизонтов миоцена.

Палинология. При палинологическом изучении корфского разреза анализу были подвергнуты 55 образцов, из которых 19 содержали сравнительно большое количество микрофоссилий (от 150 до 350), 12 — до 100 зерен палыцы и спор, а остальные оказались пустыми. Пыльца и споры, особенно в нижней части разреза, отличаются плохой сохранностью, что мешает дать полную характеристику палинофлоры.

В изученном разрезе выделяется 6 палинокомплексов в интервале эоцен-миоцен (рис. 7, см. вкл.). В нижней части разреза, в толще Ia выделен палинокомплекс I, для которого характерно преобладание пыльцы покрыто-

семенных растений. Много пыльцы березовых. Присутствует пыльца широколиственных пород — *Carya*, *Pterocarya*, *Juglans*, *Filix*, *Ulmus*, а также *Pistilipollenites* sp. и *Tricolporopollenites cingulum* Pfl. Два последних вида характерны только для эоценовых отложений северного полушария. Среди пыльцы голосеменных большое количество пыльцы семейства *Taxodiaceae* (*Taxodium*, *Cryptomeria*). Присутствует пыльца *Podocarpus* и *Dacrydiites*. Основная масса пыльцы среди голосеменных принадлежит семейству *Pinaceae*. Отмечена пыльца родов *Pinus*, *Cedrus* и *Tsuga*. Споровые растения представлены семейством *Polypodiaceae* и родами *Osmunda*, *Sphagnum*, *Lycopodium*. Преобладание пыльцы покрытосеменных растений в палинокомплексе и присутствие видов *Pistilipollenites* sp. и *Tricolporopollenites cingulum* Pfl. свидетельствуют об эоценовом возрасте данного палинокомплекса, но он отличается от эоценовых палинокомплексов, выделенных на западном побережье Камчатки, обедненных систематическим составом и разнообразной реликтовой пыльцой из группы *Triprojectocites* Mch. /3/. Некоторые виды пыльцы описанного палинокомплекса даны на фототаблице I.

Выше по разрезу (образец 19/4) выделен палинокомплекс 2. В нем преобладает пыльца голосеменных растений и среди нее резко возрастает количество и разнообразие пыльцы рода *Tsuga* (*T. aculeata* Anan., *T. sauræ* Br., *T. parva* Br.), а количество пыльцы семейства *Taxodiaceae* резко сокращается. Появляется пыльца *Picea*. Споровых присутствует много, в основном представители семейства *Polypodiaceae* и рода *Sphagnum*, покрытосеменных — мало, преобладают березовые. Сокращается количество и разнообразие пыльцы широколиственных пород. Описанный палинокомплекс сходен с олигоценовым палинокомплексом точилинского разреза западной части Камчатки /2/.

В палинокомплексе 3, который сменяет по разрезу комплекс 2, в толщах 2–3 увеличивается количество пыльцы покрытосеменных за счет пыльцы *Alnus* и *Betula*, сравнительно много пыльцы *Myrica*, *Ericaceae*, присутствует пыльца *Juglans*. Состав пыльцы голосеменных и споровых почти не меняется по сравнению с предыдущим палинокомплексом. Отсутствует разнообразие видов рода *Tsuga*.

Следующий, расположенный стратиграфически выше палинокомплекс 4 выделен из толщ 4–5–6 и несколько отличается от палинокомплекса 3 незначительным увеличением пыльцы голосеменных растений (*Pinaceae*, ближе не определенная). В пачке 6 встречена пыльца *Alnaster*. Данный палинокомплекс, как и предыдущий, очень беден по систематическому составу пыльцы и спор. По-видимому, они отражают наиболее холодные условия времени накопления осадков корфского разреза.

Палинокомплекс 5 из образцов толщи 7 и нижней части толщи 8 характеризуется заметным увеличением содержания пыльцы голосеменных растений. Вновь появляется значительное количество и разнообразие пыльцы рода *Tsuga*.

Палинокомплекс 6 выделен из толщи 8. В ней, начиная с образца 15/3, происходит изменение соотношений основных групп палинокомплекса – голосеменные, покрытосеменные, споры – по сравнению с палинокомплексами 4 и 5. Резко увеличивается количество и разнообразие пыльцы покрытосеменных растений и главным образом пыльцы широколиственных пород *Juglans*, *Pterocarya*, *Ulmus*. В самой верхней части разреза появляется в большом количестве (до 30%) пыльца рода *Fagus*. Представлен он тремя видами: *Fagus grandifoliiformis* Pan., *F. tenella* Pan., *F. japoniciformis* Anan. Отмечена пыльца *Parthenocissus*, *Ilex* и *Zelkova*. Много пыльцы *Alnus* и *Betula*. В этих же слоях в палинокомплексе среди пыльцы голосеменных резко увеличивается количество пыльцы семейства *Taxodiaceae* (до 20%). Отмечена пыльца рода *Sciadopitys*, присутствует также пыльца родов *Tsuga*, *Pinus*, *Picea* и *Abies*, споровых растений очень мало, в основном *Osmunda*, *Sphagnum* и *Polypodiaceae*. Выделенный палинокомплекс отражает значительное потепление прошлого и весьма сходен с палинокомплексами климатического оптимума миоцена, которые ранее были изучены в опорном точилинском разрезе западной части Камчатки /2/ и во многих других разрезах Камчатки и Сахалина.

Таким образом, в корфском разрезе выделяется шесть палинокомплексов, последовательно сменяющих друг друга. Их можно объединить в три палинофлоры: I палинофлора (палинокомплексы I и 2, толщи Ia-I), II палинофлора (палинокомплексы 3-5, толщи 2-7), III палинофлора (палинокомплекс 6, толща 8) (табл. 2).

Анализ палинокомплексов позволяет сделать ряд палеогеографических выводов. В эоценовое время произрастали хвойно-широколиственные леса. Климат был теплый и влажный, на что указывает обилие споровых растений. В олигоцене климат был умеренно теплый и влажный, произрастали хвойные леса с небольшим количеством широколиственных пород. Их сменяли хвойно-мелколиственные леса с *Alnus* и *Betula* произраставшие в умеренно холодном и сравнительно сухом климате.

Во время климатического оптимума миоцена произрастали хвойно-широколиственные леса с обилием таксодиевых и бука. Климат был теплый и влажный.

По палинологическим данным можно предположить, что граница эоцена и олигоцена в корфском разрезе проходит в толще I (между точками 19/3 и 19/4). Не совсем ясно положение границы между палеогеном и неогеном. Скорее всего миоценовые отложения начинаются с толщи 4.

Приведенные выше материалы позволяют осветить многие особенности стратиграфии палеоген-неогеновых толщ не только северо-восточной части Камчатки, но и всего Камчатско-Корякского региона. Они, в частности, существенно дополняют данные, с одной стороны – по переходным толщам палеогена и неогена, которые в пределах Дальнего Востока до сего времени изучены весьма слабо, а с другой – по крупным климати-

ческим флуктуациям прошлого, доказать проявление которых ранее не представлялось возможным.

При изучении палеогеновых и неогеновых толщ залива Корфа в разрезе выявлены два достаточно четких возрастных уровня, которые по палеонтологическим данным хорошо коррелируются по многим районам Северо-Восточной Азии: олигоценовый (алугинские слои и их аналоги) и среднемиоценовый (ежовый-дозиниевский горизонт, отвечающий крупному миоценовому потеплению). В интервале между этими уровнями "зажаты" нижнемиоценовые толщи, идентификация которых до сих пор наталкивается на большие трудности. По палеонтологическим материалам в этой части разреза выделено несколько слоев с фауной, которые можно использовать не только для местной (в пределах Олиторского района), но и в ряде случаев для региональной корреляции (в масштабе Камчатки).

Таких слоев выделено I4. Нижние - I (с *Yoldia deformis*), II (*Ve-tula tumiensis* - *Neptunea exoana*), III (*Modiolus solea* - *Turritella rogoniensis*) являются достаточно характерными и по своему палеонтологическому составу и в целом достаточно уверенно сопоставляются с теми толщами Камчатки и Коряковского нагорья, которые обычно относят к олигоцену (возможно, частично и к верхнему эоцену). Слои IV (*Thyasira djakovi* - *Yoldia longissima*), V (*Glinocardium yoshidomensis*-*Papyri-dea korfiensis*) коррелируются с разрезами соседних районов не столь уверенно. Зато слои VI-VIII (*Thyasira ochotica*-*Cardium asagaiensis*-*Yoldia chojensis* и *Cardium asutoguensis*-*Taras harfordii*) обнаруживают много общих форм с отложениями нижнего миоцена (скорее всего его верхней половины) Камчатки. Это же относится к слоям IX-XII (*Ainica-rdita gini*-*Taras parilis*, *Mytilus chejslevoensis*-*Peromidia pulchra*, *Modiolus wajampolkensis*-*Macoma praecorbiculata*, *Musculus kryshstofovi-chi*-*Periploma sachalinensis*), которые сравнительно четко коррелируются с верхними горизонтами нижнего миоцена западной части Камчатки. Что касается самых высоких в разрезе слоев XIV (*Securella chehalensis*-*Dosinia tumoensis*), то они по составу относящихся к ним комплексов являются столь характерными, что их корреляция с пограничными слоями нижнего и среднего миоцена многих районов северотихоокеанского региона не вызывает сомнений.

Как показывает практика, отдельные слои или их группировки уже сейчас могут выделяться как в Олиторском районе северной части Камчатки, так и в других прилегающих районах.

Сравнение этих слоев с подразделениями, намечаемыми по смене комплексов фораминифер и палинокомплексов, показывает, что они по объему заметно отличаются (слоев по моллюскам выделено I4, подразделений по фораминиферам - пока только 4, а по споре и пыльце - 6). Возможно, дело заключается в разной степени изученности групп и различной насыщенности образцов теми или иными остатками. Обращает на себя внимание определенная приуроченность смены некоторых комплексов разных групп к

Т а б л и ц а 2. Систематический состав пыльцы и спор
корфского разреза

	п а л и н о ф л о р ы		
	I	II	III
Г о л о с е м е н н ы е			
1. Pinaceae	x	x	x
2. P. sp.	x	x	x
3. P. сек. Cembrae	x	x	x
4. P. сек. Stribus			
5. Pinus cf. minutus Zakl.	x		x
6. Picea sp.	x		x
7. Abies sp.	x	x	x
8. Cedrus sp.	x	x	x
9. Larix sp.	x		
10. Tsuga parva Br.		x	x
11. Tsuga sauræ Br.	x	x	x
12. T. aculeata Anan.	x		x
13. Tsuga sp.	x		x
14. T. diversifolia (Maxim.) Mast.	x	x	x
15. Podocarpus sp.			x
16. Dacrydiumites sp.	x		
17. Taxodiaceae	x		
18. Taxodium sp.	x		x
19. Cryptomeria sp.	x		x
20. Sequoia sp.	x		
21. Sciadopitys sp.			x
П о к р ы т о с е м е н н ы е			
22. Alnus sp.	x	x	x
23. Alnaster sp.		x	
24. Betula sp.	x	x	x
25. Betula сек. Nanae			x
26. Carpinus sp.	x		x
27. Corylus sp.		x	
28. Myrica sp.	x	x	x
29. Juglandaceae	x	x	x
30. Juglans sp.	x	x	x
31. Carya sp.	x		x
32. Pterocarya sp.	x		x
33. Zelkova sp.			x
34. Ulmus sp.	x		x
35. Ulmoideipites sp.	x	x	x
36. Quercus sp.			x

	I	II	III
37. <i>Castanea</i> sp.			x
38. <i>Fagus</i> sp.			x
39. <i>Fagus grandifolliiformis</i> Pan.			x
40. <i>Fagus tenella</i> Pan.			x
41. <i>Fagus japoniciformis</i> Anan.			x
42. <i>Tilia</i> sp.	x		x
43. <i>Jlex</i> sp.	x		x
44. <i>Parthenocissus</i> sp.			x
45. <i>Salix</i> sp.	x	x	x
46. <i>Rhus</i> sp.	x		x
47. <i>Plagiantus</i> sp.	x		
48. <i>Ericaceae</i>	x	x	x
49. <i>Leguminosae</i>			x
50. <i>Onagraceae</i>			x
51. <i>Triporollenites</i> sp. 1	x	x	x
52. <i>Triporopollen</i> sp. 2	x	x	x
53. <i>Tricolpites</i> sp. 1	x	x	x
54. <i>Tricolpites</i> sp. 2	x	x	x
55. <i>Tricolporopollenites</i> sp. 1	x	x	x
56. <i>Tricolporopollenites</i> sp. 2		x	x
57. <i>Tricolporopollenites cingulum</i> Th. et Pfl.	x		
58. <i>Pisilipollenites</i> sp.	x		
Неопределенная пыльца покрытосеменных	x	x	x
С п о р ы			
59. <i>Osmunda regalis</i> L.			x
60. <i>Osmunda</i> sp. 1	x	x	x
61. <i>Osmunda</i> sp. 2	x	x	x
62. <i>Reticulatosporites</i> sp.	x		
63. <i>Botrychium</i> sp.	x	x	x
64. <i>Sphagnum</i> sp.	x	x	x
65. <i>Lycopodium</i> sp.	x	x	x
66. <i>L. selago</i>		x	
67. <i>Selaginella</i> sp.		x	
68. <i>Leotriteles</i> sp.	x		
69. <i>Pteridium</i> sp. 1	x	x	x
70. <i>Pteridium</i> sp. 2	x	x	
71. <i>Polypodiaceae</i>	x	x	x
Неопределенные споры	x	x	x
72. <i>Elitranthe striatus</i> Coap.	xx		
73. <i>Orbicularpollis globosus</i> Chlon.	x	x	
Микрофитопланктон	x	x	x

определенным уровням. Сравнение данных по разным группам в отношении определения возраста описанных толщ показывает следующее (см. рис. 4):

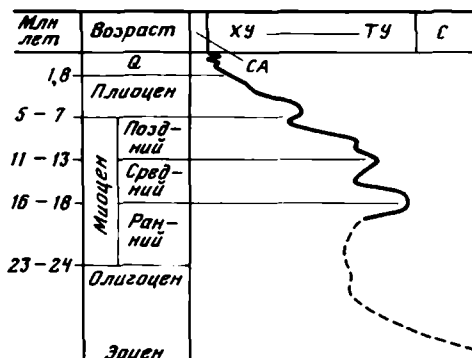
Толща Ia ("ковачинская" свита) по фораминиферам (комплекс I), моллюскам и палинологическим данным (палинокомплекс I) может быть отнесена, видимо, к эоцену. Возраст следующей толщи I всеми специалистами принимается за олигоцен. Расхождения в проведении границы имеются лишь весьма незначительные: в пределах соседних по разрезу образцов (см. рис. 6) по палинологии эоцен-олигоценовая граница проходит между образцами I9/3 и I9/4, а по фораминиферам — над I9/5.

Хорошее совпадение имеется и для границы нижнего и среднего миоцена: здесь, в средней части толщи 8 отмечается появление тепловодного комплекса моллюсков (слои XIV) и термофильного палинокомплекса 6, которые маркируют этот рубеж во всей северотихоокеанской области, правда, по данным микропалеонтологов, некоторые типичные для среднего миоцена формы комплекса 4 появляются ниже (в 7 толще).

Отдельно следует коснуться положения границы олигоцена и миоцена. Проведение этой границы на Камчатке до сих пор вызывает большие споры. Это относится к опорному (Точилинскому) разрезу западной части Камчатки, где положение этой границы в утлоокско-кулувенском интервале пока точно не определено, это же относится и к разрезам других районов Камчатки так же как, впрочем, и всей Северо-Восточной Азии (северная часть Японии, Сахалин, Корякское нагорье), где эта граница проводится весьма условно. В литературе обычно отмечается слабое изменение бентосных комплексов вблизи этой границы (в частности моллюсков). Фиксируемая иногда в олигоцен-нижнемиоценовых толщах та или другая смена комплексов отдельных групп, по мнению специалистов, может быть объяснена изменением литологических (фациальных) характеристик пород. Однако точные данные по обоснованию этой границы пока отсутствуют (планктонные комплексы не обнаружены, а привязка бентосных к зональным сообществам тропического пояса достоверно не обеспечена).

В Корфском разрезе эта граница условно проводится внутри толщи 3. В этой относительно однородной толще (флишoidное чередование) песчаников и алевролитов) происходит заметная смена комплексов моллюсков, нижние из которых (слои IV-V) могут рассматриваться как еще тяготеющие к алугинским (олигоценовым) комплексам или, в другом случае, считаться переходными, а верхний (слои VI) — может считаться нижнемиоценовым. К этому уровню приурочено появление комплекса фораминифер (3), который считается обычно нижнемиоценовым на Дальнем Востоке. Палинологические данные однозначной трактовки этой границы пока не дают. Заметим, что эта же граница в западнокамчатских и корякских (хатырских) разрезах намечается также в непрерывных и сравнительно однородных (песчано-алевролитовых или песчаниковых) толщах.

Особо следует сказать о верхней части изученного разреза, которая представляет собой прекрасный корреляционный репер.



Р и с. 8.

Колебание климата в позднем палеогене-неогене Камчатки /4/ СА - арктический; ХУ - холодноумеренный; ТУ - теплоумеренный; С - субтропический

В последние годы анализ моллюсков из палеогеновых и неогеновых толщ Камчатки показал, что в разрезах названного региона происходит изменение биогеографических характеристик древних комплексов, что выражается в неоднократной смене относительно теплолюбивых комплексов относительно холоднолюбивыми и обратно. Видимо, эти изменения в значительной мере отражают климатические флуктуации прошлого. Привлечение к этим материалам сравнительных данных по другим группам фауны, в том числе диатомовой, споре и пыльце и прочее позволило построить кривую изменения климата в позднем палеогене и неогене /4, 5/. Было выяснено, в частности, что олигоцен-раннемиоценовое, среднемиоценовое, позднемиоценовое, а также позднеплиоценовое время характеризовалось относительным похолоданием. С другой стороны, начало среднего и позднего миоцена, а также начало плиоцена знаменовалось потеплениями - климатическими оптимумами (рис. 8).

Как было показано, отмеченные климатические флуктуации отражают, видимо, не только местные или региональные колебания, но изменения климата более широкого масштаба. Прежде всего это относится к первому климатическому оптимуму миоцена (границе раннего и среднего миоцена), который фиксируется на значительной площади северной части Пацифики и ее обрамления. Об этом свидетельствуют материалы по миоцену Японии, Приморью, Сахалину, Северо-Востоку СССР и Северной Америке. О синхронном потеплении известно также в районах Средиземноморья (бурдигальский-лангийский ярусы), о нем же пишут некоторые авторы, изучавшие кайнозойские осадки ряда районов Мирового океана. Не исключено, что этот климатический оптимум можно отнести к разряду межрегиональных, а возможно и субглобальных.

В прежних работах нами указывалось, что на западной части Камчатки этот оптимум нашел отражение в появлении на уровне ильинских и нижекакертских слоев значительного числа теплолюбивых видов моллюсков (в том числе тропического происхождения - дозий и пр.), термофильных палинологических группировок (с большим количеством таксодиевых, буковых и пр.), сравнительно тепловодных фораминифер (с аммониями) и диатомовых (*Denticulopsis lauta*).

Мало данных по среднемиоценовому оптимуму до последнего времени имелось по восточной части Камчатки и Корякскому нагорью, хотя в разрезах отдельных районов он и намечался. Корфский разрез в этом отношении является одной из ярких иллюстраций — здесь отмечены тепловодные комплексы моллюсков (с дозиниями) и характерные термофильные палинокомплексы. Скопление остатков тепловодных форм моллюсков в миоценовых толщах в северных широтах восточной части Камчатки можно отнести к разряду феноменальных фактов. Он свидетельствует о том, что тропические и субтропические формы мигрировали вдоль азиатского материка в начале среднего миоцена далеко на север (на 12–15°). И это, кстати, соответствовало сходным миграциям бентосной фауны, имевшим место на североамериканском побережье Тихого океана (от Калифорнии до Аляски) в то же время.

Синхронный прохорез тепловодных комплексов в северном направлении по обеим сторонам (западной и восточной) северного обрамления океана безусловно является свидетельством палеогеографического события крупного ранга. Эти миграции оказали, видимо, громадное влияние на формирование древней биоты северных (бореальных) широт, что нельзя не учитывать при анализе ископаемых комплексов как Камчатки, так и Корякского нагорья.

Данное в настоящей работе монографическое описание ископаемых комплексов, впервые проведенное для климатического оптимума в таком объеме, позволяет ставить палеогеографические реконструкции на реальную основу.

Палеонтологическое описание

Ниже приводится описание 20 видов моллюсков из ежового горизонта (6 новых и 14 не описанных ранее в нашей литературе видов), а также 19 форм из алугинской и пахачинской свит. Для остальных наиболее характерных видов приведены изображения (всего 109 видов). Коллекция № 3669 хранится в Геологическом институте АН СССР.

Семейство *Anadarinae* Reinhart, 1935

Род *Anadara* Gray, 1847

Anadara (*Anadara*) *korfiensis* Sinelnikova, sp. nov.

Таблица IV, фиг. 2 (а, б, в), 14

Г о л о т и п . № I-60/I, левая створка, Восточная Камчатка, залив Корфа, мыс Окно, пахачинская свита, ежовый горизонт, средний миоцен.

М а т е р и а л . Более 30 раковин.

О п и с а н и е . Раковина угловатая, изменчивых очертаний (от удлиненных до почти треугольных или квадратных), с округленным задним концом и почти уплощенным срединным полем. Макушки широкие, довольно сильно выступающие над ареей, смещенные к переднему краю. Выпуклость до 15 мм. Толщина раковины у взрослых экземпляров до 2 мм.

Скульптура из плоских четырехугольных в сечении радиальных ребер. Межреберные промежутки уже ширины ребер на 1/3. На переднем и заднем поле раковины по 4-5 ребер с постепенно возрастающей шириной. Каждое ребро, за исключением более узких передних и задних, начиная с макушки, разделено по середине широким и глубоким округлого сечения желобком. Примерно на половине высоты по бокам основного желобка появляются дополнительные мелкие, очень слабо заметные желобки, а ребра становятся четырехраздельными. Вся раковина покрыта четкими линиями роста, образующими при пересечении с радиальными ребрами тонкую сетку. В месте пересечения ребер и линий роста образуются треугольные, каплевидные, заостренные кверху бугорки. Особенно хорошо скульптура ребер видна у молодых экземпляров, а также в примакущечной части переднего поля раковины.

Зубная площадка прямая, с задним скошенным краем и резко загнутым передним. Замочный аппарат резко ограничен по краям узкими желобками, состоит из косых или дугообразно изогнутых зубов в скошенной части зубного аппарата и мелких, сходящихся под острым углом в центре тонких зубчиков центральной части. Аррея плоская, под макушкой вогнутая, довольно низкая для рода, треугольная, короткая, с 2-5 узкими треугольными шевронами. По всей площадке развита тонкая мелкая штриховка, параллельная смычному краю. Мускульные отпечатки крупные: передний - округленно-квадратный, задний - округленно-треугольный.

С р а в н е н и е . Отличается от *Anadara (Anadara) devincta* (Conrad) скульптурированностью ребер. Г.В.Долл / Dall, 1909/, давший полное описание голотипа, указывает, что гребни ребер иногда волнистые из-за концентрических линий роста, но нигде не упоминает о наличии бугорков на четырехраздельных ребрах. Ф.У.Рейнхарт /Reinhart, 1943/ также считает отсутствие скульптурированности ребер основным отличительным признаком *A. devincta*.

З а м е ч а н и е . Л.В.Криштофович /1954, стр. 546/ при описании сахалинских анадар, отнесенных ею к *A. devincta*, отмечает, что "многочисленные, правильные, тесно расположенные линии и тонкие бороздки роста придают ребрам тонкочетковидный характер". Это заставляет предположить, что сахалинские экземпляры принадлежат иному виду, более близкому группе камчатских анадар, особенно среднемиоценовому виду из ежового горизонта - *Anadara (s. str.) korfiensis* Sin. sp. nov., с которым их сближает не только скульптура ребер, но и форма раковины.

Р а с п р о с т р а н е н и е . Средний миоцен, восточная часть Камчатки, залив Корфа, мыс Окно, р. Угольная, пахачинская свита, ежовый горизонт, толща 8.

Семейство *Mactridae* Lamarck, 1809

Род *Pseudocardium* Gabb, 1866

Pseudocardium pansana (Loel et Corey), 1932

Таблица У, фиг. 1, 2

Loel, Corey, 1932, стр. 232, табл. 45, фиг. 8, 9 (*Mulinia* (*Pseudocardium*) *pansana*).

Г о л о т и п . Калифорнийский университет, палеонтологическая коллекция беспозвоночных, № 31792; штат Калифорния, переходная зона между формациями Вакерос (олигоцен-нижний миоцен) и Темблор (средний миоцен).

М а т е р и а л . 9 полных раковин.

О п и с а н и е . Раковина довольно крупная, почти равносторонняя, сильно зияющая, с крупными высокими макушками, равностворчатая, с округлым задним концом, передний край скошен сверху вниз, слегка округлый. От макушки вниз на переднем поле створки идет небольшое уплощение. Створки довольно массивные, замок типичный для рода.

С р а в н е н и е . Отличается от *Pseudocardium sensata* (Conr.) менее выпуклой раковиной, более округлой и высокой передней частью заднего края, менее выступающей макушкой, большей удлинённостью.

Р а с п р о с т р а н е н и е . Олигоцен-миоцен, штат Калифорния, граница формаций Вакерос и Темблор. Средний миоцен: западная часть Камчатки, нижняя подсвита какертской свиты; восточная часть Камчатки, пахачинская свита, ежовый горизонт.

Семейство *Veneridae* Rafinesque, 1815

Род *Securella* Parker, 1949

Securella ensifera chehalisensis (Weaver), 1942

Таблица У, фиг. 3 (а, б)

Weaver, 1942, стр. 165, табл. 37, фиг. 2, табл. 39, фиг. 1 (*Chione ensifera* var. *chehalisensis*); Parker, 1949, стр. 590; Братцева и др., 1984, стр. 223-224, табл. 50, фиг. 7 а, б (*Chione*)

Г о л о т и п . Утерян.

Г и п о т и п ы . UC № 31960, 31964, 31965, штат Вашингтон, формация Астория, нижний-средний миоцен.

М а т е р и а л . Более 50 раковин.

Р а с п р о с т р а н е н и е . Средний миоцен, штат Вашингтон, формация Астория. Средний миоцен: восточная часть Камчатки, пахачинская свита, ежовый горизонт; западная часть Камчатки, какертская свита.

Подсемейство *Dosiniinae* Deshayes, 1853

Раковина слабо выпуклая, округлая, равностворчатая, с концентрической скульптурой и с почти центральной макушкой. Замок мощный, с А П.

Род *Dosinia* Scopoli.

Т и п р о д а . *Venus concentrica* Born, 1778 (Fischer-Piette, 1942). 1942). Современный, у берегов Америки.

Д и а г н о з . Раковина округлая, слабовыпуклая, с тонкой канцел-

лятной скульптурой. Макушки срединные, каждая створка с тремя кардинальными зубами; задний правый зуб правой створки расщеплен, а задний зуб на левой – косой. Мантийная линия с узким глубоким синусом, направленным вершиной вперед и вверх. Края створок изнутри гладкие.

Распространение. Нижний олигоцен-ныне.

Подрод: *Kaneharai Makiyama*, 1936.

Тип подрода. *Dosinia kaneharai Yokoyama*, 1936. Корея, миоцен.

Диагноз. Кардинальные зубы не раздвоенные.

Распространение. Миоцен.

Dosinia (Kaneharai) gusoeensis Amano, 1983

Таблица УШ, фиг. 1, 2, 4, 7 (а, б, в), 8, 9, 10 (а, б), II

Amano, 1983, стр. 50–51, табл. 5, фиг. 12; табл. 5, фиг. 1 (а, б), 5 (а, б), 10

Голотип. Япония, Университет Тсукуба, отдел геологических наук, № 15006, формация Тогесита, нижняя часть, средний миоцен.

Материал. 16 раковин.

Описание. Раковина крупная, в целом округлая, с высотой, равной ширине и почти срединным положением макушки. Переднеспинной край короткий, вытянутый, задний – почти прямой. Вентральный край широко округлен. Дуночка вдавленная, широкая и мелкая. Скульптура из широких округлых концентрических валиков-ребер, разделенных довольно узкими желобчатыми промежутками, паллиальный синус, доходящий почти до уровня макушки, широко треугольный с тупой вершиной. Кардинальные зубы одинаковые, на правой створке задний 3в длинный, тонкий, слабо подразделенный.

Размеры (мм)

№ экз.	Длина (Д)	Высота (В)	Выпуклость
3042/1	63	62	16
3042/2	62	61	26 (2 створки)
3042/3	64	66	31 (3 створки)
3042/4	63	62	
3042/5	41	42	15 (2 створки)
3673/1524	48	49	23 (2 створки)
1079/1	60	62	15

Сравнение. Отличается от *Dosinia (Kaneharai) kaneharai* (Yokoyama) значительно более округлой формой створки, особенно во взрослом состоянии, и в целом большими размерами. От *D. (Kaneharai) kaneharai kannoi Masuda* отличается большими размерами, более грубой концентрической скульптурой и округлой вершиной синуса.

Распространение. Средний-верхний миоцен, о-в Хоккайдо, формация Тогесита; о-в Сахалин, чеховская свита и свита мыса

Уанди; западная часть Камчатки, этолонская свита; восточная часть Камчатки, ежовый горизонт.

Dosinia (Kaneharaia) kaneharai uandiensis Sinelnikova,
subsp. nov.

Таблица УП, фиг. 4 (а, б), 6

Г о л о т и п . № 1071/5-2, правая створка, г. Москва, Палеонтологический музей АН СССР им. Ю.А.Орлова; Сахалин, Александровский район, р. Трамбаус, свита мыса Уанди, средний миоцен.

С р а в н е н и е . От номинативного вида отличается более широкой раковиной и значительно более широкой замочной площадкой, более треугольной формой синуса с почти прямыми сторонами и значительно более крупными мускульными отпечатками. Концентрические ребра более однообразные, без промежуточных и вставочных ребрышек, межреберные промежутки уже ребер.

М а т е р и а л . 5 раковин.

Р а с п р о с т р а н е н и е . Средний миоцен, Западный Сахалин, свита мыса Уанди.

Dosinia (Kaneharaia) ausiensis Ilyina, 1954

Таблица УШ, фиг. 3 (а, б)

Ильина, 1954, стр. 228-229, табл. 18, фиг. 7, 8; Жидкова и др., 1968, стр. 107-108, табл. 5, фиг. 3.

Г о л о т и п . ЦГМ им. Ф.Н.Чернышова, № 7/6819, г. Ленинград; Западный Сахалин, ручей Безымянный, аусинская свита, средний миоцен.

М а т е р и а л . 6 неполных раковин.

С р а в н е н и е . Отличается от *Dosinia (Kaneharaia) kaneharai* (Yok.) более округлой формой створок, несколько более тонкими концентрическими ребрами, синусом с почти прямыми сторонами, расположенным менее центрально.

Р а с п р о с т р а н е н и е . Средний миоцен, Западный Сахалин, разрез недалеко от г. Чехова, аусинская свита.

Подрод *Phacosoma* Jores - Browne, 1912

Т и п п о д р о д а . *Artemis japonica* Reave, 1850. Современный тихоокеанский приазиатский субтропический вид, обитает в Южно-Корейском, Желтом и Японском морях до заливов Посъет и Петра Великого и до Южного Хоккайдо.

Д и а г н о з . Щиток вздутый, отделен поднятым гребнем, край правой створки сзади желобчатый.

Р а с п р о с т р а н е н и е . Миоцен-ныне.

Dosinia (Phacosoma) tugaruana Nomura, 1935

Таблица УП, фиг. 2 (а, б); 7, 8, 9, 10

Таблица УШ, фиг. 5 (а, б), 6 (а, б, в), 12

Masuda, 1963, стр. 32-34, табл. 6, фиг. 8, 9, 10 а-в,
Shibata, Nishimoto, 1974, стр. 87, табл. 23, фиг. 7 (*Dosinorbis* *odoensis*)

Г о л о т и п . Япония, Сендай, коллекция Saito Ho-on Kai Museum № 604; Префектура Аомори, формация Танозава, ранний миоцен.

М а т е р и а л . 5 неполных створок.

О п и с а н и е . Раковина довольно крупная, не очень толстая, плоско-округлая, с почти срединной макушкой, с широким коротким передним краем и прямым очень слабо выпуклым наружу задним краем, задний и вентральный края в месте соединения образуют угловатый переход. Вентральный край широко округлый. Скульптура из многочисленных тонких округлого сечения концентрических ребер с еще более узкими интеркостальными промежутками, луночка сердцевидная, резко выраженная, отделена от остальной раковины желобком и гребнем, последний слегка нависает над луночкой, особенно у смычного края. Щиток выражен очень слабо только в виде уплощения после перегиба, очень узкий, длинный, даже слегка желобчатый. Мантийный синус узкий, длинный, слегка изогнутый округло-вершинный, проходит вперед немного дальше вершины раковины.

В зубном аппарате правой створки П А - короткий, узкий, прямой; Ш А - бугорчатый; 1а и 1б - сближенные, пластинчатые, высокие; 3 - внизу раздвоенный, узкий, длинный, приближен к заднему краю. Кардинальный зуб (3) и смычной край луночки образуют единую выпуклую наружу кривую. В зубном аппарате левой створки П А овальный, короткий, параллельный смычному краю; 2 а - высокий, узкий, короткий; 2 б - очень широкий, низкий, с приподнятым задним концом и опущенным передним; 4 - длинный, узкий не очень высокий, соединенный с нимфой.

Р а з м е р ы (мм)

№ экз.	Д.	В.	Выпуклость
98/2 - Зв 25	43	40	12
97/2	38	34	18 (2 створки)
3669	30	28	10
3669	20	17	5

С р а в н е н и е . Отличается от *Dosinia* (*Phacosoma*) *nomurai* Otsuka более короткой луночкой, более низкой раковиной и сильнее выдающейся передней частью створки; от *D.* (*Phacosoma*) *anguloides* Nomura - более низкой и маленькой раковиной, более широким и менее глубоким синусом с заостренной вершиной; от *D.* (*Phacosoma*) *hatai* Masuda - меньшими размерами, более тонкой раковиной, более широким и длинным синусом.

Р а с п р о с т р а н е н и е . Средний миоцен, Япония, формация Танозава и Анногава с *Operculina complanata japonica* и *Miogyspina kotoi*; западная часть Камчатки, какертская свита, "фагусовые слои"; восточная часть Камчатки, ежовый горизонт разреза залива Корфа.

Семейство Cyclininae Frizzell, 1936

Подсемейство Tapetinae A. Adams et H. Adams, 1857

Род *Raphia* Röding, 1798

Тип рода. *Raphia alarapilonis* Linne=*Venus rotundata* Linne, 1758; современн., Средиземноморье.

Диагноз. Раковина удлиненная, со скульптурированной поверхностью.

Распространение. Оligocen-ныне.

Подрод *Callistotapes* Sacco, 1900

Тип подрода. *Venus vetula* Basterot, 1825

Диагноз. Концентрические ребра хорошо развиты.

Распространение. Оligocen-ныне.

Raphia (*Callistotapes*) *kamschatica* Sinelnikova, sp. nov.

Таблица XI, фиг. 3, 7, 14

Таблица XV, фиг. 4 (а, б), 8 (а, б)

Голотип. № 699/57, Москва, Палеонтологический музей им. Ю.А. Орлова; западная часть Камчатки, Рекинский губа, мыс Угольный, Ильинская свита, средний миоцен.

Материал. 19 раковин.

Описание. Раковина относительно крупная, неравносторонняя, треугольно-овальная, с хорошо развитой концентрической скульптурой и сильно сдвинутой вперед макушкой. Луночка длинная, узкая, копьевидная, ограничена от остального поля створки резким перегибом. Щиток явственный, узко-сердцевидный, ограничен слабо намеченным желобком и скульптурирован тонкими линиями роста. От макушки к вентральному краю в задней части раковины идет небольшой килеобразный перегиб, от него до луночки поверхность створки слабо уплощена. Макушки небольшие, слабо загнутые. Скульптура из многочисленных концентрических ребер. В сечении ребра с притупленной вершиной, сдвинутой к макушке, с пологим склоном к брюшному краю и крутым - к макушке. Межреберные промежутки разной ширины. Через 5-12 концентрических ребер располагается по одному более широкому промежутку. Замочная площадка узкая, сзади макушки изогнутая. Кардинальные зубы по три в каждой створке, 3б и 2а раздвоенные. Мантийный синус неглубокий, с притупленной вершиной. Верхняя линия синуса начинается у основания заднего мускула и идет по линии, соединяющей основания переднего и заднего мускулов. Нижняя линия синуса изогнута дугообразно от вершины синуса вниз к мантийной линии.

Размеры (в мм). Высота до 26, длина до 35, выпуклость с сомкнутыми створками до 28.

Сравнение. Отличается от современной *Raphia vernicosa* (Gould) из Японского моря более четко выраженной концентрической скульптурой и резче выраженной овально-треугольной формой створки; от *Raphia exarata* (Phillippi) - отсутствием скошенности переднего края

раковины, резким сдвигом макушки вперед и периодичностью концентрических ребер; от *P. schnelliana* (Dunker), *P. euglypta* (Phillippi) и *P. amabilis* (Phillippi), обладающих почти тождественной с данным видом скульптурой, — треугольно-овальной формой створок и более выпуклым центральным концом створки.

Распространение. Средний миоцен, западная часть Камчатки, илинская свита, средняя часть этолонской свиты; восточная часть Камчатки, залив Корфа, пахачинская свита, ежовый горизонт.

Семейство Psammobiidae Fleming, 1828

Подсемейство Psammobiinae Fleming, 1828

Род *Gari* Schumacher, 1817

Тип рода. *Gari vulgaris* Schumacher, 1817; современный, Карибский бассейн.

Диагноз. Раковина удлинённая, овально-трапецевидная, с округлой передней частью и косо усеченной задней. Передняя часть по вертикали сужена, задняя — расширена, слабо зияющая с обеих концов. Макушки немного смещены книзу или срединные. Задняя часть створок со слабо выраженным килем, скульптура обычно состоит только из линий роста, но может присутствовать радиальная или концентрическая штриховка.

Распространение. Эоцен-ныне.

Gari kamtschatica Sinelnikova, sp. nov.

Таблица XV, фиг. I (а, б)

Голотип. № 2/3-С, двустворчатый экземпляр, Москва, Палеонтологический музей АН СССР им. Ю.А.Орлова; восточная часть Камчатки, залив Корфа, р. Угольная, алугинская свита, олигоцен.

Материал. 1 полный двустворчатый экземпляр.

Описание. Раковина очень крупная, очень слабо выпуклая, толстораковинная, с почти срединной макушкой и невысокой, но длинной лямпой. Скульптура состоит только из линий роста и грубых не частых валикообразных концентрических ребер. В каждой створке по два косых кардинальных зуба. Мантийная линия с глубоким, относительно узким sinusом. Передний конец створки широко округлый, задний — слегка косоусеченный, с небольшим килевым перегибом.

Размеры (в мм). Длина 78, высота 54.

Сравнение. Отличается от известных в литературе видов рода очень крупными размерами. От *Gari merklini* Sin. sp. nov. из миоцена западной части Камчатки отличается более узким задним концом створки и слабее выраженным килем.

Распространение. Олигоцен, восточная часть Камчатки, алугинская свита.

Типовой вид. *Cardium soleniforme* Bruguiere, 1789; современный, берега Флориды.

Диагноз. Раковина равностворчатая, удлинено-овальная, неравносторонняя, с крыловидно оттянутой задней частью, с прозогирной, сдвинутой вперед макушкой, умеренно выпуклая, тонкостенная, зияющая сзади. Наружная поверхность покрыта многочисленными узкими радиальными ребрами, часто шиповатыми или зазубренными. Замок слабо развит: в правой створке – два, в левой – один кардинальный зуб, передние и задние боковые зубы, одиночные в обеих створках, или передние боковые в правой створке – парные. Связка наружная опистодегная, на укороченной нимфе позади макушки. Мантийная линия без синуса. Внутренняя поверхность радиально бороздчатая.

Распространение. Оligocene-ныне.

Papyridea matschigarica uspenica Barinov subsp. nov.¹

Таблица XIII, фиг. 9, а, б, 22

Хоменко, 1933, стр. 15, табл. II, фиг. 6 (*Cardium laqueatum*) там же, стр. 16, табл. II, фиг. 7 (*Cardium quadrigenarium fernandoense*) там же, табл. II, фиг. 8 (*Papyridea harrimani*); Слодкевич: 1938, стр. 407, табл. XXXIII, фиг. 1, 3 (*Papyridea kipenensis*).

Голотип. № I/I-I, Москва, Палеонтологический музей АН СССР; восточная часть Камчатки, залив Корфа, р. Угольная, алугинская свита, толща I.

Материал. 134 экземпляра.

Описание. Раковина средних размеров, овальной или косо-овальной формы, неравносторонняя. Переднеспинной край слабо выпуклый, иногда прямой, плавно соединяется с выпуклым передним краем. Заднеспинной край слабо вогнут под макушкой, на остальном своем протяжении прямой, полого спадает к слегка зауженному, выпуклому заднему краю. Брюшной край умеренно выпуклый, длинный, плавно соединяется с передним и задним краями. Макушки слабо вздутые незначительно выдаются над замочным краем, загнуты назад, смещены вперед. Выпуклость створок умеренная. Замочный край слабо изогнут. На левой створке под макушкой явно выражен I кардинальный зуб. Скульптура наружной поверхности состоит из 40–51 широких радиальных ребер, полукруглого сечения. Ширина ребер и межреберных промежутков увеличивается в направлении заднего края раковины. В месте соединения брюшного и заднего краев раковины радиальные ребра наиболее сильно развиты и имеют асимметричное сечение, с пологой передней и крутой задней стенкой. На заднеспинном поле радиальные ребра становятся низкими, неявными, часто

¹ Виды рода *Papyridea* описаны К.Б.Бариновым.

волнистыми. Межреберные промежутки на раковине уже или равны ширине ребер. Концентрические линии покрывают поверхность створок.

Р а з м е р ы (мм)

№ экз.	Д	В	Число ребер	Характер материала
I/I-1	70	59	47	Голотип. Раковина
I8/7-I17	40	32	48	Раковина
IO/5-2	74	60	49	Раковина
IO/2-4	57	46	50	Раковина
IO/2-3	60	49	50	Раковина

С р а в н е н и е . *Papyridea matschigarica uspenica* Barinov subsp. nov. отличаются от номинативного подвида меньшим числом радиальных ребер и в целом меньшими размерами раковины. От *P. hattisani* Dall наши экземпляры отличаются большим числом радиальных ребер, их слабой изогнутостью, несколько большими размерами раковины.

Р а с п р о с т р а н е н и е . Оligоцен-нижний миоцен, восточная часть Камчатки, залив Корфа, алугинская и пахачинская свиты, толщи I-6.

Papyridea utchholokensis Slodkewitsch, 1938

Таблица XIV, фиг. 9

Слодкевич, 1938, стр. 403-404, табл. XXXII, фиг. 4, 5, 6; Деятели-ва, Волобуева, 1981, табл. XXVI, фиг. 13-17, табл. XXXVII, фиг. 3

Г о л о т и п . № 17/С606, коллекция В.С.Слодкевича, западная часть Камчатки, Утхолокский мыс, нижний отдел ваямпольской свиты.

М а т е р и а л . 2 раковины, 4 ядра.

О п и с а н и е . Раковина небольших размеров, удлинненно-прямоугольно-овального очертания, от резко неравносторонней до почти равносторонней. Переднеспинной край слабо выпуклый, почти прямой, плавно соединяется со слегка расширенным передним краем. Заднеспинной край слабо вогнут с заметным перегибом соединяется с выпуклым, слегка зауженным задним краем. Брюшной край слабо дугобразно изогнут, плавно переходит в передний край. Макушки выдаются над замочным краем, при сомкнутых створках соприкасаются, загнуты назад, смещены вперед. Выпуклость створок умеренная. Наружная поверхность раковины покрыта 43 радиальными ребрами, разделенными более узкими межреберными промежутками.

Р а з м е р ы (мм)

№ экз.	Д	В	Число ребер	Характер материала
IO/2-5	37	27	36	Ядро
IO/2-7	34	23	43	Ядро
IO/I-2	30	24	43	Раковина

С р а в н е н и е . *Papyridea utcholoakensis* Slodkewitsch отличается от *P. harrimani* Dall менее изогнутой формой радиальных ребер и значительно меньшими размерами раковины.

Р а с п р о с т р а н е н и е . Оligocen-миоцен, Корякское нагорье, змейковская свита; бассейн р. Анадырь, агликичская толща; западная часть Камчатки, аманинская, ильинская свиты; восточная часть Камчатки, залив Корфа, пахачинская свита, толща 5.

Papyridea aff. matschigarica Khomenko, 1938

Таблица XIV, фиг. 10

М а т е р и а л . 9 ядер.

О п и с а н и е . Раковина средних размеров, удлинненно-овального очертания, от неравносторонней до почти равносторонней. Переднеспинной край слабо выпуклый, длинный, плавно соединяется с выпуклым передним краем. Заднеспинной край короткий, слабо вогнутый, с заметным перегибом соединяется с выпуклым задним краем. Брюшной край дугообразно изогнут. Макушки слабо выпуклые, слегка загнуты назад, смещены к задней части раковины. Выпуклость створок умеренная. На поверхности ядер имеется 37-43 радиальных ребра, которые заметно увеличивают свою толщину в направлении заднего края раковины. Ширина межреберных промежутков на ядрах равна или превышает ширину ребер, особенно у основания заднего края.

Р а з м е р ы (мм)

№ экз.	: Д	: В	: Число ребер	: Характер материала
I7/2-10	60	45	41	Ядро
I7/2-II	73	59	43	Ядро
I3/6-3	65	45	37	Ядро

С р а в н е н и е . Описываемая форма отличается от номинального вида меньшим числом ребер и смещенностью макушки к задней части раковины, от подвида *uspenica* - смещенностью макушки к задней части раковины.

З а м е ч а н и е . Имеющиеся в нашей коллекции экземпляры *Papyridea aff. matschigarica* весьма необычны по положению макушки вблизи заднего края раковины. Возможно это связано с некоторой деформированностью тонкой раковины моллюсков.

Р а с п р о с т р а н е н и е . Нижний миоцен, восточная часть Камчатки, залив Корфа, пахачинская свита, толщи 5-6.

Papyridea korfiensis Varinov, sp. nov.

Таблица XIII, фиг. 7, 8

Г о л о т и п . № 6/I-I, Москва, Палеонтологический музей АН СССР,

восточная часть Камчатки, залив Корфа, р. Угольная, пахачинская свита, толща 3, миоцен.

М а т е р и а л . 5 экземпляров.

О п и с а н и е . Раковина средних размеров, удлинненно-овальная, резко неравносторонняя. Переднеспинной край слегка вогнут, почти прямой, плавно соединяется с сильно выпуклым передним краем. Заднеспинной край слабо вогнут за макушкой, на остальном протяжении прямой, соединяется с выпуклым зауженным задним краем под видимым тупым углом. Брюшной край умеренно выпуклый. Макушки слабо выдаются над замочным краем, смещены вперед и загнуты назад. Выпуклость створок у взрослых экземпляров весьма значительная. Скульптура наружной поверхности состоит из 45-50 радиальных ребер, слабо увеличивающих свою толщину в направлении заднего края раковины. Межреберные промежутки уже ребер. Линии роста покрывают всю поверхность раковины.

Р а з м е р ы (мм)

№ экз.	Д	В	Коэффициент удлиненности	Число ребер	Характер материала
6/I-I	50	31	0,62	50	Голотип. Раковина
18/7-I4	72	45	0,63	45	Ядро
18/7-I5	48	32	0,67	47	Ядро
II/2-2	72	41	0,62	49	Ядро

С р а в н е н и е . Отличается от *Paryridea matschigarica* Khom. более удлиненной раковинной и значительной выпуклостью створок.

Р а с п р о с т р а н е н и е . Нижний миоцен, восточная часть Камчатки, залив Корфа, р. Угольная, пахачинская свита, толща 3-5.

Семейство *Moridae* Lamarck, 1809

Род *Cryptomya* Conrad, 1837

Cryptomya californica (Conrad), 1837

Таблица IV, фиг. 17

Cryptomya californica Bedrossian, 1974, стр. 180; рисунок; Братцева и др., 1984, стр. 225-226, табл. 55, фиг. 1, 10

Г о л о т и п . USNM, № 153931, современный экземпляр с Тихоокеанского побережья, округ Санта-Барбара.

М а т е р и а л . 2 полных двустворчатых экземпляра и 3 отдельные целые створки.

С р а в н е н и е . Данный вид отличается от *Cryptomya washingtoniana* Weaver овально-вытянутой в длину формой раковины, от *C. ovalis* Conr. - более выпуклыми створками и более прямоугольной формой, от *C. quadrata* Arnold - округлым задним краем и более правильной геометрической формой, от *C. kamtschatica* Ilyina - геометрически более правильной формой и четкими концентрическими ребрами.

Р а с п р о с т р а н е н и е . Нижний миоцен-плиоцен, Сахалин,

сертунайская, маруямская свиты; западная часть Камчатки, кулувенская, ильинская, какертская свиты; штат Калифорния, формации Санта-Маргарита, Ичигоин, Эмпайр, Мерцед; восточная часть Камчатки, пахачинская свита, ежовый горизонт. Сейчас обитает в Тихом океане.

Семейство Pandoridae Rafinesque, 1815

Род Pandora Rafinesque, 1815

Pandora korfiensis Sinelnikova, sp. nov.

Таблица У, фиг. 7, 8

Г о л о т и п . № 3669/170, Москва, Палеонтологический музей АН СССР, восточная часть Камчатки, мыс Окно, пахачинская свита, ежовый горизонт, средний миоцен.

М а т е р и а л . Более 20 раковин и несколько отпечатков.

О п и с а н и е . Раковина средних размеров с сильно выпуклой для рода правой и совершенно плоской левой створками. Нижний край округлый, передний — широкий, округлый, при сильно сдвинутой вперед макушке, задний — удлиненный, несколько усеченный, отчего раковина в целом имеет почти прямоугольную форму. Скульптура из линий роста и регулярных концентрических валиков.

С р а в н е н и е . Отличается от *Pandora wajampolkensis* Slod. более крупной раковиной почти прямоугольной формы, регулярными концентрическими валиками и отсутствием радиальной штриховки.

Р а с п р о с т р а н е н и е . Средний миоцен, восточная часть Камчатки, мыс Окно, ежовый горизонт.

Семейство Naticidae Forbes, 1838

Род Polinices Montfort, 1810

Polinices galianoi Dall, 1909

Таблица VI, фиг. 3

Polinices (Euspira) galianoi: Marinkovich, 1977, стр. 264, табл. 23, фиг. 7-8.

Г о л о т и п . USNM № 153916, штат Орегон, залив Куз, формация Эмпайр, нижний плиоцен.

М а т е р и а л . 9 раковин.

О п и с а н и е . Раковина крупная, вздутая, с низкой спиралью, слегка уплощенными оборотами и всегда присутствующим пришовным уплощением. Скульптура только из линий роста. Пупок широко открытый, частично занят разросшейся мозолью, которая занимает половину внутренней губы и четко подразделена на две части резко выраженным поперечным желобком. Верхняя половина пупочной мозоли более массивная, нижняя может быть удлиненной. Верхняя часть внутренней губы и губа основания могут быть уплощенными.

С р а в н е н и е . Отличается от *Polinices lewisii* (Gould) меньшими размерами, отсутствием пришовной ступенчатости оборота, более резко суживающимся передним краем пупочной мозоли и глубоким и далее проходящим пупочным желобком.

Р а с п р о с т р а н е н и е . Олигоцен-плиоцен, о-в Ванкувер,

формация Сук; Аляска, формации Пул-Крик, Якатага; штат Вашингтон, формации Астория, Монтесано, Эмпайр; штат Калифорния, формации Монтерей, Темблор, верхняя часть песчаников Ольцес, нижняя часть сланцев Роунд Моунтайн, формации Мерцед и Ичигоин; штат Орегон, залив Куз, средний миоцен.

Род *Natica Scopoli, 1777*

Natica clausa Broderip et Sowerby, 1829

Таблица VI, фиг. 4

Natica (Cryptonatica) clausa: Marinkovich, 1977, стр. 410, табл. 41, фиг. 7-10, табл. 42, фиг. 1-6, рис. 8; Братцева и др., 1984, стр. 241, табл. 58, фиг. 7, 12.

Г о л о т и п . Неизвестен.

М а т е р и а л . 5 раковин.

О п и с а н и е . Раковина округлая, с низкой спиралью, неуплощенными оборотами (иногда наблюдается вогнутость или уплощенность сразу под швом). Спиральная скульптура отсутствует или выражена в виде слабых струек, поперечная скульптура из линий роста. Пупок закрытый. Пупочная мозоль гладкая, полукруглая, плоская или слабо выпуклая.

С р а в н е н и е . Отличается от *Natica oregonensis* (Conrad) более низкой спиралью и крупной полукруглой пупочной мозолью, перекрывающей весь пупок.

Р а с п р о с т р а н е н и е . Оligоцен-верхний плиоцен, Аляска, формации Пул Крик, нижняя часть Якатага; штат Орегон, формации Астория, Эмпайр; штат Вашингтон, формации Безымянная, Монтесано, Квилейт; штат Калифорния, формации Эмпайр, Ичигоин, Пико, Сан-Диего, Фернано, Вилдкэт, Пурисима; западная часть Камчатки, какертская и этолонская свиты; Исландия, формации Брейдавик и Тьернесс; восточная часть Камчатки, залив Корфа, пахачинская свита, ежовый горизонт.

Род *Sinum Röding, 1798*

Sinum scopulosum (Conrad), 1849

Таблица VI, фиг. 11, 12

Sinum scopulosum: Moore, 1963, стр. 29, табл. 1, фиг. 2, 3, 20, 21.

Г о л о т и п . Неизвестен.

Л е к т о т и п . USNM № 3553 / Moore, 1963/, штат Орегон, формация Астория, нижний-средний миоцен.

М а т е р и а л . 20 раковин.

О п и с а н и е . Раковина крупная, с короткой низкой спиралью и уплощенным основанием, скульптурированная плоскими спиральными ребрами. Межреберные промежутки по ширине обычно равны ребрам. В некоторых промежутках присутствуют тонкие спиральные ребра и скульптура становится канцеллятной.

С р а в н е н и е . Отличается от *Sinum debile* (Gould) большими размерами, уплощенностью основания, от *S. obliquum* (Gabb) — также боль-

шими размерами, уплощенностью раковины и плоскими в сечении спиральными ребрами.

Распространение. Верхний олигоцен-голоцен, штат Вашингтон, формации Твин Ривер, Блекли, Каллам, Астория, Монтесано; штат Орегон, формации Эмпайр; штат Калифорния, формации Сан-Рамон, Вакерос, Монтерей, Темблор, Риф Ридж, Топанга, Санта-Мargarита, Ичигоин, Пико, Фернандо, Основание серии Сан-Педро; верхнеплейстоценовые террасы Калифорнии; западная часть Камчатки, ильинская свита (?), низы какертской свиты; восточная часть Камчатки, пахачинская свита, ежовый горизонт.

Надсемейство *Buccinoidea* Rafinesque, 1815

Семейство *Buccinidae* Rafinesque, 1815^I

Подсемейство *Buccininae* Rafinesque, 1815

Род *Buccinum* Linne, 1758

Тип рода. *Buccinum undatum* Linne, 1758, современный, северная часть Атлантического океана.

Диагноз. Раковина от 20 до 150 мм высотой, яйцевидная, овально-яйцевидная, овально-веретеновидная, с очень коротким сифональным выростом с вырезкой.

Распространение. Поздний эоцен-ныне.

Подрод *Buccinum* (*Buccinum*) Linne, 1758

Диагноз. Раковина с приподнятым завитком.

Распространение. Поздний эоцен-ныне.

Buccinum (*Buccinum*) *majanatschensis* Titova, 1986

Таблица XII, фиг. 8

Деятелилова, Волобуева, 1981, стр. 128, табл. 41, фиг. 3, 4 (*Fusinus* (?) *commali*); Титова, 1986, стр. 55, табл. 1, фиг. 3-5 (*Buccinum*).

Голотип. Москва, Палеонтологический музей АН СССР, № 4205/5, западная часть Камчатки, Каврано-Утхолокская бухта, какертская свита, средний миоцен.

Материал. 1 раковина хорошей сохранности.

Описание. Раковина до 40 мм высотой, овально-веретеновидная, с высокими уступчатыми оборотами, высоким последним оборотом. Сифональный вырост отогнут назад. Осевая скульптура отсутствует. Спиральная скульптура представлена двумя узкими невысокими киями: на плече оборота и у нижнего шва; на последнем обороте - узкими невысокими ребрами и ребрышками двух порядков (4 ребра, 4 ребрышка первого и 6-8 ребрышек второго порядка на 5 мм поверхности последнего оборота).

Размеры (в мм). Высота 30, степень выпуклости оборотов 0,63, диаметр последнего оборота 17.

Сравнение. Отличается от *Buccinum* (s. str.) *nakamurai*

^I Описание гастропод семейства *Buccinidae* дано Л.В.Титовой.

Мукиама, 1934 более четкой дифференциацией скульптуры на ребра и ребрышки двух порядков, меньшим числом ребер на верхней части оборота.

Распространение. Нижний-средний миоцен, западная часть Камчатки, кулувенская, ильинская, какертская свиты; восточная часть Камчатки, пахачинская свита, ежовый горизонт.

Род *Plicifusus* Dall, 1902

Plicifusus iljinensis (Sinelnikova, 1984)

Таблица VI, фиг. 28 а,б

Братцева и др., 1984, стр. 241, табл. 62, фиг. (Searlesia)

Голотип. Москва, Палеонтологический музей АН СССР, № 1953, западная часть Камчатки, Точилинский разрез, ильинская свита, нижний миоцен.

Материал. 9 экземпляров.

Описание. Раковина высокая, шестиоборотная, обороты быстро возрастающие, последний — крупный, составляет больше половины высоты раковины. Устье узкое, эллипсоидное. Столбик прямой невысокий. Наружная губа широкая, с внешней стороны зубчатая, внутренняя — узкая, отвернута на столбик. Сифональный канал довольно широкий. На столбике две косых складки. Скульптура состоит из многочисленных одинаковых плоских спиральных линий, разделенных очень узкими глубокими промежутками, и почти прямых поперечных валиков-ребер, развитых в верхней части на последнем обороте.

Сравнение. Отличается от *S. branneri* Clark et Arnold более высоким последним оборотом и менее правильными спиральными ребрами.

Распространение. Нижний-средний миоцен, западная часть Камчатки, ильинская и низы какертской свиты; восточная часть Камчатки, пахачинская свита, ежовый горизонт.

Подсемейство *Neptuneinae* Troschel, 1869

Род *Neptunea* Roeding, 1798

Тип рода. *Murex antiquus* Linne, 1758, современный, северная часть Атлантического океана.

Диагноз. Раковина от 50 до 246 мм высотой, расширенно-веретеновидная, реже овально-веретеновидная, у некоторых видов левозавернутая, с удлинненным изогнутым сифональным выростом. Осевая скульптура, если имеется, представлена складками, лопастями, бугорками, пластинами. Спиральная скульптура состоит из развитых в различной степени ребер и килей.

Распространение. Поздний эоцен-ныне.

Neptunea exoana Takeda, 1953

Таблица V, фиг. 1-8

Takeda, 1953, стр. 52, табл. 2, фиг. 1, 6 (Part.) Криштофович, 1954, стр. III, табл. 27, фиг. 6 (*Neptunea* (*Ancistrolepis*) sp. 1);

Matsui, 1958, стр. 206, табл. 30, фиг. 4; Oyama et al., 1960, стр. 66, табл. 10, фиг. 18 (Trominia ?, part.)

Г о л о т и п . Япония, г. Саппоро, Университет Хоккайдо, № 10883, о-в Хоккайдо, угольное месторождение Кусиро, олигоцен, группа Омбетсу.

М а т е р и а л . 15 экземпляров.

О п и с а н и е . Раковина до 80 мм высотой, расширенно-веретеновидная, с низким завитком, 5-6 широкими усеченно-конусовидными, реже округлыми оборотами. Последний оборот высокий, выпуклый, иногда вздутый, с закругленным основанием. Сифональный вырост довольно короткий, почти прямой. Осевая скульптура отсутствует. Спиральная скульптура представлена неширокими заостренными ребрами и тонкой штриховкой на всей поверхности раковины. На оборотах завитка расположены 3 килевидных ребра, разделенные широкими промежутками и 2-3 более узких ребра на верхней части оборота. На основании последнего оборота находится 6-8 ребер, в промежутках между которыми может находиться по одному более тонкому ребру.

Р а з м е р ы (мм)

№ экз.	Диаметр	Высота	В/Д оборота
4205/135	38,0	44,0	0,48
4205/193	49,0	70,0	0,48

С р а в н е н и е . Хорошо отличается от других видов этого рода низкой широкой раковиной с широкой верхней частью оборота, а также характером скульптуры.

Р а с п р о с т р а н е н и е . Верхний эоцен-нижний миоцен, о-в Хоккайдо, формации Ситакара, Омагари, Чаро, Симокине (?); Южный Сахалин, такарадайская (?) и аракайская свиты; восточная часть Камчатки, алугинская и ильхатунская свиты; Корякское нагорье, моржовская свита.

Род *Trominia* Oyama et Mizuno, 1958

Т и п р о д а . *Melongena angasiana* Yokoyama, 1932 (= *Ancistrolepis japonicus* Takeda, 1953), олигоцен, Южный Сахалин.

Д и а г н о з . Раковина от 20 до 110 мм высотой, расширенно-веретеновидная или овально-веретеновидная, с угловатыми оборотами. Сифональный вырост короткий, почти прямой, слабо отогнут в нижней части. Осевая скульптура, если имеется, представлена небольшими складками или бугорками. Спиральная скульптура включает кили, ребра и штриховку.

Р а с п р о с т р а н е н и е . Поздний эоцен-олигоцен, ранний миоцен (?).

Trominia angasiana (Yokoyama), 1932

Таблица XIII, фиг. 1, таблица XV, фиг. 11

Yokoyama, 1932, стр. 10, табл. 4, фиг. 2 (*Melongena*), там же,

стр. 11, табл. 4, фиг. 1 (*Melongena onnaica*) Hayasaka, 1951, стр. 333, табл. 1, фиг. 2 (*Neptunea onnaica*), там же, стр. 334, табл. 1, фиг. 3, 4 (*Ancistrolepis yudaensis* var. *ishikariensis*), там же, стр. 336, табл. 1, фиг. 5 (*Melongena*), там же, стр. 337, табл. 1, фиг. 6 (*Melongena angasiana* var. *yudaensis*); Takeda, 1953, стр. 57, табл. I, фиг. 1, 2, 5, 7 (*Ancistrolepis japonicus*); Hayasaka, Uosumi, 1954, стр. 401, табл. 26, фиг. 2 (*Ancistrolepis ishikariensis*), там же, стр. 402, табл. 25, фиг. 8, табл. 26, фиг. 5 (*Ancistrolepis hokkaidoensis*), там же, стр. 403, табл. 25, фиг. 1, 10 (*Neptunea umbelliformis*); Криштофович, 1954, стр. 109, табл. 28, фиг. 1-3 (*Neptunea onnaica*); Hatai, Koike, 1957, стр. 87, табл. 4, фиг. 13, 5-7, 9, 12, 13 (*Ancistrolepis bicordata*); Oyama et al., 1960, стр. 61, табл. 9, фиг. 2, там же, стр. 62, табл. 9, фиг. 1 (var. *yubariensis*), там же, стр. 62, табл. 9, фиг. 3 (*japonica*), там же, стр. 63, табл. 10, фиг. 2 (*hokkaidoensis*), там же, стр. 63, табл. 11, фиг. 1 (*ishikariensis*), там же, стр. 64, табл. 11, фиг. 2 (*umbelliformis*), там же, стр. 64, табл. 64, фиг. 3 (*onnaica*), там же, стр. 65, табл. 11, фиг. 3 (*bicordata*); Kanno, Ogawa, 1964, стр. 291, табл. 4, фиг. 3 (*hokkaidoensis*) там же, табл. 4, фиг. 4 (*umbelliformis*), там же, табл. 4, фиг. 5 (*onnaica*); Девятилова, Волобуева, 1981, стр. 125, табл. 32, фиг. 1-3 (*bicordata*), там же, стр. 125, табл. 32, фиг. 4 (*aff. ishikariensis*)

Г о л о т и п . Утерян.

Д и а г н о з . Раковина с уступчатыми или отлого-угловатыми оборотами, без осевой скульптуры, с двумя или одним спиральными киями.

О п и с а н и е . Раковина до 90-100 мм высотой, овально-веретеновидная, с 5-6 уступчатыми килеватыми оборотами. Плечо оборота располагается примерно на середине высоты оборота. Устье овально-ромбовидное. Осевая скульптура отсутствует. Спиральная скульптура представлена двумя киями, ребрами и тонкой штриховкой на всей поверхности раковины. На верхней части оборота располагается 1-3, а между киями по одному небольшому ребру. На основании последнего оборота находится 6-10 узких ребер.

Р а з м е р ы (мм)

№ экз.	Диаметр	Высота	В/Д оборота
4205/194	44,0	54,0	0,48

С р а в н е н и я и з а м е ч а н и я : под видовым названием *T. angasiana* Л.В.Титовой объединены практически все виды троминин, описанные ранее. Основными признаками для разграничения выделенных ранее видов использовались относительная высота оборотов, число и форма килей, число и степень выраженности спиральных ребер. Как показало

изучение изменчивости на массовом материале с восточной части Камчатки (п-ов Ильпинский, залив Корфа, о-в Карагинский) и Корякского нагорья, ширина килей и степень выраженности ребер на раковине варьируют даже у экземпляров из одного местонахождения. По относительной высоте оборотов и числу килей все указанные виды троминин укладываются в один непрерывный ряд изменчивости, крайними представителями которого являются *T. bicordata* и *T. umbelliformis*. Различия между ними обусловлены различием в условиях обитания моллюсков: *T. angasiana* *morpha bicordata* (к которым относятся и корфские экземпляры) встречаются в алевролитах, а *T. angasiana morphe umbelliformis* - в песчаниках. Кроме того, все указанные виды троминин, кроме *T. bicordata*, впервые были описаны из отложений олигоценового возраста, а виды *T. ishikariensis*, *T. hokkaidoensis*, *T. umbelliformis* из одной формации Мамидзияма Центрального Хоккайдо. Все это служит основанием для объединения всех ранее выделенных видов под одним названием *T. angasiana*. От *T. dispar* Takeda, 1953 описываемый вид отличается отсутствием осевой скульптуры. Сравнение с *T. packardii* (Durham), 1944 затруднено ввиду отсутствия сравнительного материала.

Распространение. Верхний эоцен-нижний олигоцен, Северная Япония, формации Поронай (?), Мамидзияма, Чаро, Нуибетсу, группа Хота; Южный Сахалин, такарадайская (?) и аракайская свиты; восточная часть Камчатки, свита мыса Тонс (верхняя часть), алутинская, ильхатунская свиты; западная часть Камчатки, гахжинская свита; Корякское нагорье, ольховская, маллэнская, хайдинская, ионайская, моржовская свиты.

Подсемейство *Ancistrolepidinae* Habe et Sato, 1972

Род *Neancistrolepis* Habe et Sato, 1972

Тип рода. *Ancistrolepis beringianus* Dall, 1919, современный, Берингово море.

Диагноз. Раковина от 80 до 140 мм высотой, овально-веретеновидная, с высоким завитком из слабо выпуклых закругленных оборотов. Осевая скульптура отсутствует. Спиральная скульптура представлена сильными или слабыми, иногда косо расположенными ребрами.

Замечания: Л.В.Титова расширяет объем рода, включая в него не только виды с удлиненной раковиной и довольно узкими спиральными ребрами, слегка косо расположенными (Habe et Sato, 1972), но и виды с резкими спиральными ребрами - *Ancistrolepis grammatus* (Dall), 1907, *A. modestoides* (Takeda, 1953) и др., которые значительно ближе к *Neancistrolepis beringianus*, чем к типовому виду рода *Ancistrolepis*. Возможно, что указанные виды принадлежат к самостоятельному роду.

Распространение. Поздний эоцен-ныне.

Neancistrolepis uspenskiensis Titova, sp. nov.

Таблица XII, фиг. 3, 6, 7

Голотип. Москва, Палеонтологический музей АН СССР.

№ 4205/37, восточная часть Камчатки, бухта Корфа, р. Угольная, пахачинская свита, нижний миоцен.

М а т е р и а л . 10 экземпляров.

О п и с а н и е . Раковина до 70 мм высотой, овально-веретеновидная или овально-яйцевидная, с 5-6 выпуклыми оборотами. Сифональный вырост довольно удлинённый, отогнутый. На верхних оборотах располагается 6-7 (до 9) довольно узких ребер с закругленной вершиной, на последнем обороте до 20-25 ребер. На верхней части оборота и на плече ребра более широкие и высокие, разделены более широкими промежутками.

Р а з м е р ы (мм)

№ экз.	Диаметр	Высота	В/Д оборота
Голотип 4205/37	37,0	56,0	0,15
4205/38	-	31,0	-
4205/39	37,0	55,0	0,48
4205/160	38,0	55,0	-

С р а в н е н и е . Отличается от *N. modestoides* (Takeda, 1953) большим количеством ребер на оборотах, резко уменьшающейся к основанию раковины шириной межреберных промежутков.

Р а с п р о с т р а н е н и е . Нижний миоцен, восточная часть Камчатки, залив Корфа, р. Угольная, пахачинская свита.

Семейство Pyramidellidae Grabau, 1847

Род Turbonilla Risso, 1826

Turbonilla (*Pyrgiscus*) *hormigacuesta* Addicott, 1970

Таблица У1, фиг. 14

Turbonilla (*Pyrgiscus*) *hormigacuesta* Addicott, 1970, стр. 146, табл. 21, фиг. 37, 43.

Г о л о т и п . USNM № 650322, США, штат Калифорния, верхняя часть песчаников Ольцес, средний миоцен.

М а т е р и а л . 2 фрагмента.

О п и с а н и е . Раковина мелкая, с почти плоскими оборотами, небольшим вздутым валиком у шва и прямыми округлыми поперечными складками-ребрами в количестве 18-22. Устье овальное, наружная губа почти прямая, внутренняя - выпрямленная, чуть отвернута на столбик.

С р а в н е н и е . Отличается более угловатыми оборотами от *Turbonilla bravoensis* Keen и прямыми поперечными ребрами от *T. ayama* Hertlein et Strong.

Р а с п р о с т р а н е н и е . Средний миоцен, Калифорния, верхняя часть песчаников Ольцес; восточная часть Камчатки, залив Корфа, пахачинская свита, ежовый горизонт.

Семейство Calyptraeidae Broderip, 1835

Род *Crepidula* Lamarck, 1799

Crepidula ungana Dall, 1904

Таблица VI, фиг. 18, 19

Crepidula ungana: Weaver, 1942, стр. 360, табл. 73, фиг. 5.

Г о л о т и п . УС, № 32210, Аляска, о. Унга, мыс Угольный, формация Блекли, олигоцен.

М а т е р и а л . 30 раковин.

Д и а г н о з . Раковина небольшая, овальная, чуть сдавленная с боков, высокая, состоящая из одного-полутора оборотов. Поверхность скульптурирована резкими неправильными концентрическими валиками и линиями роста. Вершина узкая, маленькая, полностью прилегает к обороту. Устье округлое, узкое.

С р а в н е н и е . Отличается от *Cr. parvus* L. Kriest более высокой раковиной, узким и продолговатым устьем, высокой и широкой макушкой.

Р а с п р о с т р а н е н и е . Олигоцен-нижний миоцен, США, формация Блекли; западная часть Камчатки, кулувенская и ильинская свиты; восточная часть Камчатки, пахачинская свита, ежовый горизонт.

Семейство Nassidae Cossmann, 1901

Род *Nassarius* Dumeril, 1806

Nassarius (Catillon) *arnoldi* (Anderson), 1905

Таблица VI, фиг. 15, 24, 25

Nassarius (Catillon) *arnoldi*: Addicott, 1970, стр. 98, табл. 12, фиг. 3, 4, 7, 12-15.

Г о л о т и п . Утерян.

Н е о т и п . USNM, № 648577, штат Калифорния, верхняя часть песчаников Ольцес, средний миоцен.

М а т е р и а л . 130 целых раковин великолепной сохранности.

О п и с а н и е . Раковина маленькая, высокоовальная, спираль относительно вытянутая, пятиоборотная, устье округлое. Наружная губа всегда с варикозным утолщением. Столбик короткий. Поверхность раковины скульптурирована спиральными и поперечными ребрами, образующими сетку, как у молодых *N. perpingius* Hinds.

С р а в н е н и е . Отличается от *N. antiselli* (Anderson et Martin) большим числом менее выдающихся бугорчатых поперечных ребер и узким пристолбиковым желобком, а от *N. perpinguis* Hinds - сетчатой скульптурой.

Р а с п р о с т р а н е н и е . Верхний олигоцен-верхний миоцен, штат Вашингтон, формации Клааллам, Линкольн (верхняя часть), Астория; штат Калифорния, песчаники Ольцес, формации Монтерей, Темблор и Риф Ридж; восточная часть Камчатки, пахачинская свита, ежовый горизонт; западная часть Камчатки, нижняя подсвита какертской свиты, ильинская свита.

Семейство Eulimidae

Род *Niso* Risso, 1828

Niso antiselli Anderson et Martin, 1914

Таблица VI, фиг. 7, 13

Niso (?) *antiselli*, Anderson and Martin, 1914, стр. 65, табл. 7, фиг. 22; *Niso antiselli*, Keen, 1970, стр. 58-59, табл. 20, фиг. 22-24.

Г о л о т и п . США, Калифорнийская академия Наук, № 135, Калифорния, формация Темблор, средний миоцен.

М а т е р и а л . 7 раковин.

Д и а г н о з . Раковина маленькая, больше чем из 4-х оборотов, коническая, гладкая, только с линиями роста, швы глубокие, линейные, вдавленные, обороты уплощенные, очень слабо выпуклые. Основание уплощенное, соединяясь с поверхностью оборота образует четкий киль, пупок шелевидный, открытый. Устье петлевидное, вверху приостренное, внизу широко округлое. Внутренняя губа слабо утолщенная, валикообразная, наружная - тонкая. Начальные обороты не сохранились.

Р а з м е р ы . (в мм). Высота до 7, ширина до 4, высота последнего оборота до 4,5.

С р а в н е н и е . Отличается от *Niso lomana* Bartsch большим апикальным углом, а также более слабо вдавленными швами.

Р а с п р о с т р а н е н и е . Средний миоцен, Калифорния, формация Темблор, верхняя часть песчаников Ольцес, нижняя часть сланцев Круглой Горы; восточная часть Камчатки, залив Корфа, ежовый горизонт.

Семейство Asteonidae

Род *Asteon* Montfort, 1810

Asteon boulderanus Etherington, 1931

Таблица VI, фиг. 6, 9

Asteon boulderanus: Etherington, 1931, стр. 113, табл. 14, фиг. 9; Weaver, 1942, стр. 542-543, табл. 90, фиг. 37; Keen, 1943, стр. 42, табл. 4, фиг. 22; Addicott, 1970, стр. 137, табл. 19, фиг. 27-29, 32.

Г о л о т и п . Калифорния, Палеонтологический музей Университета, № 32057, Вашингтон, район Грейз Харбор, местонахождение USMP A-373.

М а т е р и а л . 2 экземпляра.

Д и а г н о з . Раковина небольшая, относительно тонкостенная, овально-яйцевидная, шестиоборотная, швы желобчатые. У некоторых форм на последнем обороте поверхность раковины от верхнего конца устья до шва арочно изогнута, в этом случае профиль оборота почти плечевидный. Устье удлинненно-овальное, вверху заостренное, внизу - петлевидное. Наружная губа тонкая, внутренняя губа с тонким отворотом на столбик и основание раковины. Скульптура последнего оборота из 20-22 спиральных плоских двоянных ребер с узкими глубокими межреберными промежутками.

Р а з м е р ы (в мм). Высота 9, ширина 5, высота последнего оборота 6.

С р а в н е н и е . Отличается от *Asteon traski magdalensis*

Bartsch более низкой спиралью, более короткими оборотами, от *A. tor-nalis* (Linne) – более широкой раковиной, значительно большим последним оборотом, большей выпуклостью и большим апикальным углом, четче и резче выраженной скульптурой.

Р а с п р о с т р а н е н и е . Средний миоцен, Калифорния, верхняя часть песчаников Олъес; восточная часть Камчатки, залив Корфа, ежовый горизонт.

Семейство Brachytomidae

Род *Oenopota* Mörch, 1852

Oenopota korfiensis Sinelnikova, sp. nov.

Таблица VI, фиг. 26

Г о л о т и п . № 3669/283, восточная часть Камчатки, залив Корфа, ежовый горизонт, средний миоцен.

Д и а г н о з . Раковина небольшая, высокая, стройная, с высоким довольно широким последним оборотом, пятиоборотная, скульптурирована четкими, иногда слабо изорнутыми у шва осевыми складками и тонкими широко расставленными уплощенными спиральными ребрами. Устье узкое, вверх слабо приостренное, внизу – округлое, слегка обуженное, наружная губа тонкая, внутренняя отвернута на столбик и очень слабо изогнута. Обороты округлые, слабо уплощенные, последний оборот слегка уплощен, вытянут. Скульптура на верхних оборотах развита слабо, только на третьем обороте четко видны три спиральных ребра и осевые складки, при пересечении с которыми спиральные ребра образуют небольшие бугорки.

Р а з м е р ы (в мм). Высота 6, ширина 3, высота последнего оборота 4.

С р а в н е н и е . Отличается от *Oenopota uvutschensis* Sinelnikova sp. nov. из ильинской свиты западной части Камчатки значительно меньшими размерами, большей вздутостью последнего оборота, его большей величиной и большим значением отношения высоты последнего оборота к высоте всей раковины, большим числом осевых складок и наличием хорошо выраженной спиральной скульптуры. От *O. raricostata* Sinelnikova sp. nov. также из ильинской свиты Западной Камчатки данный вид отличается меньшими размерами, иным соотношением высоты последнего оборота к высоте всей раковины, присутствием спиральных ребер, значительно более широкой раковиной, большим числом осевых складок.

Р а с п р о с т р а н е н и е . Средний миоцен, восточная часть Камчатки, залив Корфа, ежовый горизонт.

Oenopota uspenskiensis Sinelnikova sp. nov.

Таблица VI, фиг. 31

Г о л о т и п . № 3669/284, Москва, Палеонтологический музей АН СССР, восточная часть Камчатки, залив Корфа, ежовый горизонт, средний миоцен.

М а т е р и а л . 5 экземпляров.

Д и а г н о з . Раковина маленькая, стройная, относительно высо-

кая, обороты выпуклые, разделенные довольно глубокими швами. Последний оборот занимает 3/4 высоты раковины; устье узкое, высокое, сверху шире чем внизу. Наружная губа тонкая приостренная, внутренняя узкой полоской отвернута на столбик. Скульптура состоит из осевых ребер-складок, четких у шва, слегка отклоняющихся назад и выполаживающихся к основанию раковины. На четвертом обороте, кроме осевых ребер имеется тонкая спиральная скульптура.

Размеры (в мм). Высота II, ширина 5, высота последнего оборота 8.

Сравнение. Отличается от *Oenopota korfiensis* Sinelnikova sp. nov. менее вздутой раковинной, почти полным отсутствием спиральной скульптуры, меньшим апикальным углом.

Распространение. Средний миоцен, восточная часть Камчатки, залив Корфа, ежовый горизонт.

Семейство Olividae

Род *Olivella* Swainson, 1831

Olivella praebaetica Sinelnikova sp. nov.

Таблица VI, фиг. 22, 29, 30

Olivella pedroana, Хоменко, 1933, стр. 25-26, табл. 6, фиг. 22, 23, 24, 25.

Голотип. № 3669/366, Москва, Палеонтологический музей АН СССР, восточная часть Камчатки, залив Корфа, мыс Окно, ежовый горизонт.

Материал. 45 экземпляров.

Описание. Раковина небольшая, узкая, высоко-коническая, блестящая, коллумелярная мозоль хорошо развитая, довольно широкая, охватывает весь столбик, на ее нижнем конце на столбике имеются хорошо развитые две складки. Имеется широкий сифональный вырез. Наружная губа тонкая, острая, внутренняя - узкая, отвернута на столбик и на основание раковины. Швы очень глубокие, желобчатые, с вертикальными стенками, широкие, так что обороты как бы приподняты и поэтому не прилегают плотно.

Размеры (в мм). Высота IO, ширина 4, высота последнего оборота 7.

Сравнение. Отличается от современной *Olivella baetica* Carpenter, распространенной от Аляски до Нижней Калифорнии, более широким внизу устьем, более широким и пологим сифональным вырезом, менее толстым каллусом, резкими очень глубокими канальчатыми швами; от *O. ischnon* Keen - более узкой столбиковой мозолью, отсутствием на ней многочисленных (до 5) складок (у данного вида имеется только 2 хорошо развитые складки).

Распространение. Средний миоцен, восточная часть Камчатки, залив Корфа, ежовый горизонт.

Семейство Turridae Swainson, 1840

Род Crassispira Swainson, 1840

Crassispira korfiensis Sinelnikova, sp. nov.

Таблица VI, фиг. 20, 23

Г о л о т и п . № 3669/1417, Москва, Палеонтологический музей АН СССР, восточная часть Камчатки, залив Корфа, мыс Окно, ежовый горизонт, средний миоцен.

М а т е р и а л . 33 раковины.

Д и а г н о з . Раковина маленькая, высокая, многооборотная (7-8 оборотов), узкокониическая, обороты килеватые. Скульптура из сочетания спиральных и осевых элементов: хорошо развиты спиральные тонкие ребра разной ширины и отстоящие друг от друга на разном расстоянии, осевые элементы состоят из четких тонких линий роста и бугорков на киле, образованных в месте пересечения со спиральными ребрами осевых тонких ребер. Линии роста образуют вырез на киле, характерный для семейства. Киль располагается почти сразу ниже шва, четко выражен. Между килем и швом располагается узкая почти горизонтальная площадка. Швы прилегающие, глубокие, очень четкие. Устье короткое, узкое, с вырезом на киле, сверху более широкое, внизу зауженное, переходящее в короткий сифональный канал. Наружная губа довольно толстая, но при острой по самому краю. Внутренняя губа отвернута на столбик, довольно широкая.

Р а з м е р ы (в мм). Высота 13, ширина 4, высота последнего оборота 5.

С р а в н е н и е . Отличается от современной *Crassispira ostreacum* Stearns, обитающей в Карибском бассейне, не только размерами (Камчатские формы более мелкие), но также слабее развитыми осевыми элементами скульптуры, резче выраженной бугорчатостью киля, разным порядком спиральных ребер и меньшим числом оборотов.

Р а с п р о с т р а н е н и е . Средний миоцен, восточная часть Камчатки, залив Корфа, ежовый горизонт.

Род Turricula Schumacher, 1817

Turricula sp.

Таблица XIII, фиг. 20

М а т е р и а л . I неполный экземпляр.

О п и с а н и е . Раковина относительно небольшая (для рода), веретеновидная, стройная. Обороты округленные, слабо угловатые. Сифональный вырост очень длинный, прямой. Сифональный канал узкий. Края верхней части оборотов слегка приподняты и образуют в основании следующих оборотов воротничок. Протококс не сохранился. Синус глубокий, V-образный. Осевая скульптура только из тонких линий роста, спиральная скульптура на данном экземпляре почти не выражена.

Р а с п р о с т р а н е н и е . Оligocen (?)—нижний миоцен, пахачинская свита.

Род *Makiyamaia* MacNeil, 1960

Makiyamaia sp.

Таблица XIII, фиг. 3 (а, б)

М а т е р и а л . I неполный экземпляр.

О п и с а н и е . Раковина довольно крупная, веретенovidная, с длинным пагодообразным завитком. В данном экземпляре сохранилось только три оборота, сильно угловатых, низких, с коротким сифональным выростом, обломанным внизу. Устье удлиненное, с тонкой наружной губой, на которой виден глубокий U-образный синус. Осевая скульптура только в виде линий роста, спиральная — в виде тонких, различной ширины и высоты ребрышек и одного ряда слабо выраженных бугорков на середине поверхности последнего оборота. Поверхность оборота между килем и швом наклонена под 45° , почти плоская.

Р а с п р о с т р а н е н и е . Оligocen, алугинская свита.

Род *Rhodopetoma* Bartsch, 1944

Rhodopetoma sp.

Таблица XIII, фиг. 6

М а т е р и а л . I почти полный экземпляр с сильно перекристаллизованной раковиной.

О п и с а н и е . Раковина относительно крупная, с высоким завитком и округленно-угловатыми оборотами, сифональный вырост короткий, слегка изогнутый, с широким сифональным каналом. Устье удлиненное, с тонкой наружной губой, с глубоким U-образным синусом. Внутренняя губа отвернута на столбик с небольшим каллусом. Осевая скульптура из линий роста, в нижней части последнего оборота просматриваются тонкие спиральные ребра. Каждый предыдущий оборот нависает над последующим.

Р а с п р о с т р а н е н и е . Оligocen, алугинская свита.

Род *Optoturris* Powell, 1944

Optoturris sp.

Таблица XIII, фиг. 17

М а т е р и а л . I почти полный экземпляр.

О п и с а н и е . Раковина относительно небольшая, удлиненно-веретенovidная, со вздутыми слабо округленными угловатыми оборотами, высоким завитком и удлиненным прямым сифональным выростом, который внизу немного обломан, сифональный канал, вероятно, узкий. Синус неглубокий, U-образный, занимает более половины плеча оборота. Осевая скульптура состоит из V-образных тонких линий роста, спиральная очень плохо заметна, состоит из тонких ребрышек.

Р а с п р о с т р а н е н и е . Mioцен, пахачинская свита.

Семейство Volutidae

Подсемейство Fulgorariinae

Род *Musashia* Hayashi, 1960

Musashia (*Musashia*) sp.

Таблица XV, фиг. 2

М а т е р и а л . I неполный экземпляр.

О п и с а н и е . Фрагмент раковины, состоящий из 2-х неполных оборотов. Раковина крупная, удлинённая, тонкостенная, последний оборот занимает, вероятно, менее 2/3 высоты раковины. Угол между верхней частью завитка и периферией последнего оборота выражен плохо. Осе́вая скульптура в виде частых тонких линий роста и тонких ребрышек. Спиральная скульптура отсутствует.

Р а с п р о с т р а н е н и е . Восточная часть Камчатки, залив Корфа, р. Угольная, алугинская свита, олигоцен.

Подрод *Nipponomelon* Shikama, 1967

Musashia (*Nipponomelon* ?) sp.

Таблица XIII, фиг. 2

М а т е р и а л . I неполный экземпляр с частично сохранившейся раковинной.

О п и с а н и е . Удлинённая небольшая для рода раковина со слегка вздутым последним оборотом, занимающим почти половину высоты раковины. Осе́вая скульптура состоит из многочисленных хорошо развитых, слегка изогнутых кверху ребер-складок, исчезающих к основанию на последнем обороте. Спиральная скульптура на нашем экземпляре не видна. На столбике видны коллюмельярные складки.

Р а с п р о с т р а н е н и е . Восточная часть Камчатки, залив Корфа, р. Угольная, алугинская свита, олигоцен.

Подрод *Kurodina*

Musashia (*Kurodina*) sp.

Таблица XII, фиг. 2

М а т е р и а л . I неполный экземпляр с частично сохранившейся раковинной и почти полным последним оборотом.

О п и с а н и е . Форма относительно крупная, тонкораковинная, с одной коллюмельярной складкой, вытянутой вдоль оси раковины и образующей тонкое гребневидное ребро вдоль столбика. Скульптура из многочисленных тонких частых линий роста и более высоких осевых ребрышек, почти не отличимых от линий роста. Последний оборот крупный, занимает, по-видимому, более половины высоты раковины.

Р а с п р о с т р а н е н и е . Восточная часть Камчатки, залив Корфа, р. Угольная, алугинская свита.

Л и т е р а т у р а

1. Атлас моллюсков верхнего миоцена и плиоцена Сахалина. М.: Наука, 1968. 479 с.
2. Атлас фауны и флоры неогеновых отложений Дальнего Востока. Точилинский опорный разрез Западной Камчатки. М.: Наука, 1984. 334 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 385).
3. Брутман Н.А., Архипова А.Д., Вынова И.Ю. Палинологическая и диатомовая характеристика палеоген-неогеновых отложений разреза р.Хейсли (Западная Камчатка) // Стратиграфия кайнозоя Дальнего Востока СССР. Л.: Наука, 1985. С. 46-53.
4. Гладенков Ю.Б. Климатические колебания в неогене северной части Камчатки // Докл. АН СССР. 1982. Т. 265, № 2. С. 407-409.
5. Гладенков Ю.Б. Дальневосточный неоген в свете экостратиграфии // Изв. АН СССР, Сер. геол. 1984. № II. С. 17-34.
6. Голиков А.Н. Брехоногие моллюски рода *Neptunea* Volten. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1963. 217 с. (Фауна СССР; Т. 5, вып. I).
7. Двалии М.Ф. Геологическое строение и нефтегазоносность Восточной Камчатки. М.: Недра, 1955. 268 с. (Тр. ВНИГРИ; Вып. 16).
8. Егiazаров Б.Х., Дундо О.П., Аникеева Л.И. и др. Геология и полезные ископаемые Корякского нагорья. Л.: Недра, 1965. 341 с. (Тр. НИИГА; Т. 118).
9. Ильина А.П. Моллюски неогена Камчатки. М.: Гостоптехиздат, 1963. 242 с. (Тр. ВНИГРИ; Вып. 202).
10. Криштофович Л.В. Моллюски третичных отложений Южного Сахалина (нижние овиты). М.: Недра, 1954. 187 с. (Тр. ВНИГРИ; Вып. 10).
11. Криштофович Л.В. Моллюски третичных отложений Сахалина. М.: Недра, 1964. 343 с. (Тр. ВНИГРИ; Вып. 232).
12. Криштофович Л.В. Моллюски этолонской свиты Восточной Камчатки. // Тр. ВНИГРИ. 1969. Вып. 268. С. 228-238.
13. Миоцен-плиоцен Западной Камчатки (эрмановская свита и палеонтологическое обоснование ее возраста). М.: Наука, 1976. 297 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 294).
14. Салин Ю.С., Челебаева А.И. Новые данные о морских неогеновых отложениях западного побережья залива Корфа на Камчатке // Стратиграфия кайнозойских отложений Дальнего Востока. Владивосток: Наука, 1977. С. 95-101.
15. Слодкевич В.С. Третичные пеллециподы Дальнего Востока. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1938. 508 с. (Палеонтология СССР; Т. 10, ч. 3, вып. 18/19).
16. Фрадкина А.Ф. Климатический оптимум в миоцене севера Тихоокеанского побережья по палинологическим данным // Палинология в СССР. М.: Наука, 1976. С. 125-129.

17. Фрадкина А.Ф. К палинологической характеристике миоценовых отложений западного побережья залива Корфа на Камчатке. Ежовый горизонт // Этюды по палиофитологии Сибири. Новосибирск: Наука, 1976. С. 52-64.
18. Хоменко И.П. О возрасте третичных отложений побережья залива Корфа на Камчатке // Тр. Дальневост. геол.-развед. треста. 1933. Вып. 287.
19. Челебаева А.И. Миоценовые флоры Восточной Камчатки (флоры стратотипа корфской серии). М.: Наука, 1978. С. 3-154.
20. Челебаева А.И., Синельникова В.Н., Мчедlishvili П.А. Стратиграфическое положение и условия формирования корфской туфогенно-угленосной толщи // Тр. Ин-та вулканологии. 1966. Вып. 23. С. 67-85.
21. Addicott W.O. Miocene gastropods and biostratigraphy of the Kern River Area, California // Geol. Surv. Profess. Pap. 1970, N 642, P. 1-174.
22. Addicott W.O. Oligocene molluscan biostratigraphy and paleontology of the lower part of the Type Temblor formation, California // Ibid. 1972. N 791. P. 1-48.
23. Adegoke O.S. Stratigraphy and paleontology of the marine Neogene formations of the Coalinga region, California // Univ. Calif. Publ. Geol. Sci. 1969. Vol. 80. P. 1-241.
24. Amano K. Paleontological study of the Miocene Togeshita molluscan fauna in the Rumoi district, Hokkaido // Sci. Rept. Inst. Geosci. Univ. Tsukuba. 1981. Vol. 4. P. 1-72.
25. Anderson F.M., Martin B. Neogene records in the Temblor basin, California and Neocene deposits of the San Juan district, San Luis Obispo County // Proc. Calif. Acad. Sci. Ser. 4. 1934. Vol. 4. P. 14-112.
26. Arnold R., Anderson R. Geology and oil resources of the Coalinga district, California // US Geol. Surv. Bull. 1910. Vol. 398. P. 3-354.
27. Berdossian T.L. Fossils of the "Merced" formation Sebastopol region // Calif. Geol. 1974. Vol. 27. N 8. P. 21-24.
28. Clark B.L., Arnold R. Fauna of the Sook formation, Vancouver Island (British Columbia) with descriptions of an new coral by T.W. Vaughan // Calif. Univ. Dept. Geol. Sci. Bull. 1923. Vol. 14. N 5. P. 123-234.
29. Dall H.W. The Miocene of Astoria and Coos Bay, Oregon // US Geol. Surv. Profess. Pap. N 59. 1909. P. 1-278.
30. Etherington T.J. Stratigraphy and fauna of the Astoria Miocene of southwest Washington // Calif. Univ. Pubs. Dept. Geol. Sci. Bull. 1931. Vol. 20. N 5. P. 31-142.
31. Hatai K., Koike K. On some fossil mollusca from Chiba Prefecture, Japan // Jap. J. Geol. Geogr. 1957. Vol. 28. N 1/3. P. 77-90.
32. Hayasaka M. On some gastropoda from the Momijiyama formation // J. Fac. Sci. Hokkaido Univ. Ser. 4. 1951. Vol. 7. N 4. P. 331-338.

33. Hayasaka D., Uozumi S. Molluscan fauna of the so-called "Momiji-yama Transitional Formation" // Ibid. 1954. Vol. 8, N 4. P. 391-406.
34. Itoigawa J., Shibata H., Nishimoto H. Molluscan fossils of the Mizunami Group // Bull. Mizunami Fossil Mus. 1974. N 1. P. 42-203.
35. Kanno S., Ogawa H. Molluscan fauna from the Momiji-yama and Taki-noue district, Hokkaido, Japan // Sci. Rept. Tokyo Kyoiku Daigaku. C. 1964. Vol. 8, N 81/82. P. 269-294.
36. Keen A.M. New molluscs from the Round Mountain Silt (Temblor) Miocene of California // San Diego Soc. Nat. His. Trans. 1943. Vol. 10. N 2. P. 25-60.
37. Loel W., Corey W.H. Vaqueros formation of California // Univ. Calif. Dept. Geol. Sci. Bull. 1932. Vol. 22. N 3. P. 31-410.
38. Marinkovich L. Cenozoic naticidae (Mollusca gastropoda) of the Northeastern Pacific // Bull. Amer. Paleontol. 1977. Vol. 70. N 294. P. 169-494.
39. Masuda K. Remarks on the some fossil Dosinia of Japan // Trans. Proc. Palaeontol. Soc. Jap. N.S. 1963. N 49. P. 29-38.
40. Moore E.J. Miocene marine molluscs from the Astoria formation in Oregon // Geol. Surv. Profess. Pap. 1963. N 419. P. 1-109.
41. Nagao T. Paleogene fossils of the Island of Kyushu, Japan. Pt 2 // Sci. Rept. Tohoku Imp. Univ. Ser. 2. 1928. Vol. 12. N 1. P. 11-40.
42. Nagao T. Some molluscan fossils from Cretaceous deposits of Hokkaido and Japanese Saghalien. Pt 2. Gastropoda // J. Fac. Sci. Hokkaido. Imp. Univ. Ser. 4. 1939. Vol. 4. N 3/4. P. 213-239.
43. Oyama K., Mizuno A., Sakamoto T. Illustrated handbook of Japanese Paleogene molluscs, Tokyo Geol. Survey. 1960. P. 1-244.
44. Parker P. Fossil and recent species of the pelecypod genera Chione and Securella from the Pacific coast // J. Paleontol. 1949. Vol. 23. N 6. P. 577-593.
45. Reinhart P.W. Mesozoic and Cenozoic Arcidae from the Pacific coast of North America // Geol. Soc. Amer. Spec. Pap. 1943. N 47. P. 1-117.
46. Sohl N.F. Upper Cretaceous gastropods from the Pierre Shale at Red Bird, Wyoming // Geol. Surv. Profess. Pap. B. 1967. N 393. P. 1-46.
47. Takeda H. The Poronai formation (Oligocene Tertiary) of Hokkaido and South Sakhalin and its fossil fauna // Stud. Coal Geol. 1953. N 3. P. 1-103.
48. Weaver Ch.E. Paleontology of the marine Tertiary formations of Oregon and Washington // Univ. Wash. Publ. Geol. 1942. Vol. 5. P. 1-789.
49. Yokoyama M. Neogene shell from South Karafuto // Imp. Geol. Jap. Rep. 1932. N 111. P. 1-15.

ОБЪЯСНЕНИЯ К ТАБЛИЦАМ

В таблицах I, II, III, XVI изображения даны с увеличением $\times 1000$.

В таблицах IV, V, VI сборы раковин, местонахождения которых не указаны специально, относятся к восточной части Камчатки (залив Корфа, мыс Окно, ежовый горизонт).

Т а б л и ц а I

1. *Taxodium* sp., преп. 563 Б/В, обр. I9/3, "ковачинская" свита
2. *Cryptomeria* sp., преп. 563 Б/В, обр. I9/3, "ковачинская" свита
- 3,4. *Taxodiaceae*, преп. 559 Б/В, обр. 2/6, алугинская свита
5. *Pistilipollenites* sp., преп. 563 Б/В, обр. I9/3, "ковачинская" свита
6. *Tilia* (?), преп. 559 Б/В, обр. 2/6, "ковачинская" свита
7. *Tricolpites* sp., преп. 563 Б/В, обр. I9/3, "ковачинская" свита
8. *Tricolporopollenites cingulum* Th. et Pfl., преп. 563 Б/В, обр. I9/3, "ковачинская" свита
9. *Pistilipollenites* sp., преп. 563 Б/В, "ковачинская" свита
10. *Plagiantus* sp., преп. 563 Б/В, "ковачинская" свита
- 11,12. *Juglans* sp., преп. 563 Б/В, "ковачинская" свита
13. *Carya* sp., преп. 563 Б/В, "ковачинская" свита
14. *Myrica* sp., преп. 559 Б/В, обр. 2/6, алугинская свита
15. *Tripoporopollenites* sp., преп. 563 Б/В, обр. I9/3, "ковачинская" свита
16. *Alnus* sp., преп. 559 Б/В, обр. 2/6, алугинская свита
17. *Tricolporopollenites* (*Nyssa* ?), преп. тот же
18. *Tricolporopollenites* sp., преп. 563 Б/В, обр. I9/3, "ковачинская" свита
19. *Tricolpites* sp., преп. 563 Б/В, обр. I9/3, "ковачинская" свита
20. *Betula* sp., преп. 563 Б/В, обр. I9/3, "ковачинская" свита
21. *Myrica* sp., преп. 559 Б/В, обр. 2/6, алугинская свита
22. Микрофитопланктон, преп. 563 Б/В, обр. I9/3, "ковачинская" свита
23. Микрофитопланктон, преп. 559 Б/В, обр. 2/6, алугинская свита

Т а б л и ц а II

1. *Pinus* sp., преп. 80I Б/В, обр. 98/2, ежовый горизонт
2. *Taxodium* sp., преп. 80I Б/В, обр. 98/2, ежовый горизонт
3. *Sequoia* sp., преп. 296 Б/В, обр. I4 C (слои *Dosinia rumsensis* Amano)
- 4,5. *Taxodiaceae*, преп. 80I Б/В, обр. 98/2, ежовый горизонт
6. *Osmunda* sp., преп. 80I Б/В, обр. 98/2, ежовый горизонт
7. *Osmunda regalis* L., преп. 80I Б/В, обр. 98/2, ежовый горизонт

8. *Tsuga aculeata* Anan., преп. 80I Б/В, обр. 98/2, ежовый горизонт
9. *Tsuga diversifolia* (Maxim) Mast., преп. 80I Б/В, обр. 98/2, ежовый горизонт
10. *Larix* sp., преп. 296 Б/В, обр. I4 C (слои *Dosinia rumoensis* Amano)
11. Микрофитопланктон, преп. 80I Б/В, обр. 98/2, ежовый горизонт

Т а б л и ц а III

1. *Fagus japoniciformis* Anan., преп. 80I Б/В, обр. 98/2, ежовый горизонт
2. *Fagus grandifolliiformis* Pan., преп. 80I Б/В, обр. 98/2, ежовый горизонт
3. *Fagus grandifolliiformis* Pan., преп. 296 Б/В, обр. I4 C (слои *Dosinia rumoensis* Amano)
4. *Fagus tenella* Pan., преп. 80I Б/В, обр. 98/2, ежовый горизонт
5. *Juglans* sp., преп. 80I Б/В, обр. 98/2, ежовый горизонт
6. *Juglans* sp., преп. 196 Б/В, обр. I4 C (слои *Dosinia rumoensis* Amano)
7. *Pterocarya* sp., преп. 80I Б/В, обр. 98/2, ежовый горизонт
8. *Juglans* sp., преп. 80I Б/В, обр. 98/2, ежовый горизонт
- 9,11. *Ulmus* sp., преп. 80I Б/В, обр. 98/2, ежовый горизонт
10. *Pterocarya* sp., преп. 296 Б/В, обр. I4 C (слои *Dosinia rumoensis* Amano)
12. *Zelkova* sp., преп. 296 Б/В, обр. I4 C (слои *Dosinia rumoensis* Amano)
13. *Ulmus* sp., преп. 296 Б/В, обр. I4 C (слои *Dosinia rumoensis* Amano)
14. *Tricolporopollenites* sp., преп. 296 Б/В, обр. I4 C (слои *Dosinia rumoensis* Amano)
15. *Myrica* sp., преп. 296 Б/В, обр. I4 C (слои *Dosinia rumoensis* Amano)
16. *Alnus* sp., преп. 296 Б/В, обр. I4 C (слои *Dosinia rumoensis* Amano)
- 17,18. *Betula* sp., преп. 80I Б/В, обр. 98/2, ежовый горизонт
19. Микрофитопланктон, преп. 80I Б/В, обр. 98/2, ежовый горизонт

Т а б л и ц а IV

- 1,15. *Ostrea* (*Crassostrea*) *makarovi* L. Krisht.,
I - экз. 2927/I-60, верхняя створка; 15 - экз. 2928/I-60, верхняя створка, вид изнутри

- 2,14. *Anadara (Anadara) korfiensis* Sinelnikova, sp. nov.
2 - голотип I-60/I, левая створка: а - вид на зубную площадку, б - вид снаружи, в - деталь скульптуры (х 2); I4 - экз. 366/I566, левая створка
- 3,5. *Soler clallamensis* Clark et Arnold
3 - экз. 3669/632, левая створка; 5 - экз. 3669/63I, правая створка
4. *Panopea gamopensis* (Clark)
Экз. 3625/I4, двустворчатый экземпляр, вид на левую створку, нижний горизонт р. Угольной
6. *Mytilus ochotensis* Slod.
Экз. 3669/I523, ядро левой створки
7. *Peronidia pulchra* (Slodkewitsch)
Экз. 3669/I470, ядро со стороны правой створки
- 8,9. *Musoma moesta* (Deshayes)
8 - экз. 3669/I0I6, левая створка; 9 - экз. 3669/I0I5, правая створка
- 10,11,12. *Corbicula gabbiana* Henderson
I0 - экз. 3669/5, левая створка; II - экз. 3669/836, правая створка: а - вид снаружи, б - зубная площадка; I2 - экз. 3669/83I, левая створка молодого экземпляра
13. *Cryptomya californica* (Conrad)
Экз. 3669/562, правая створка
16. *Lucinoma acutilineata* (Conrad)
Экз. I4, правая створка, р. Угольная

Т а б л и ц а У

- 1,2. *Pseudocardium panzani* (Loel et Coreu)
I - экз. 3669/I50, зубной аппарат правой створки; 2 - экз. 3669/I49, правая створка
3. *Securella ensifera chehalisensis* (Weaver)
Экз. 3669/I570, правая створка: а - вид снаружи, б - зубной аппарат
4. *Pitar (Neogenella) gretschischkini* (Slod.)
Экз. 3669/457, левая створка: а - вид снаружи, б - зубной аппарат
5. *Spisula equilateralis* Clark
Экз. 3669/I567, правая створка: а - зубной аппарат, б - вид сверху
6. *Pseudocardium oitensis* L. Krisht.
Экз. 3669/I57I, левая створка: а - вид снаружи, б - зубной аппарат

- 7,8. *Pandora korfiensis* Sinelnikova, sp. nov.
7 - экз. 3669/166, левая створка; 8 - голотип 3669/170, правая створка
9. *Lucinoma hannibali* (Clark)
Экз. 3669/1577, двустворчатый экземпляр, вид со стороны правой створки
10. *Mytilus* cf. *kewi* Nomland
Экз. 3669/1579, фрагмент двустворчатого экземпляра
11. *Diplodonta parilis* (Etherington)
Экз. 3669/1579, двустворчатый экземпляр: а - правая створка, вид сверху, б - зубной аппарат правой створки
12. *Tritonalia* sp. nov.
Экз. 3669/515, несколько деформированная раковина: а - вид со стороны устья, б - вид сзади

Т а б л и ц а У I

1. *Neptunea ezoana* Takeda
Экз. 4205/193: а - вид со стороны устья, б - вид сзади, р. Угольная, алугинская свита, толща I
- 2,10,16,17. *Neverita* (*Glossaulax*) *jamese* Moore
2 - экз. 3669/587, вид со стороны устья; 10 - экз. 3669/586, вид со стороны устья; 16 - экз. 3669/588, вид со стороны устья (х 2,5); 17 - экз. 3669/599, вид со стороны устья (х 2,5)
3. *Polinices galianoi* Dall
Экз. 3669/1572, вид со стороны устья
4. *Natica clausa* Brod. et Sow.
Экз. 3669/1574, вид со стороны устья
- 6,9. *Aeteon boulderanus* Etherington
6 - экз. 3669/1577, вид сзади; 9 - экз. 3669/1578, вид со стороны устья (х 2,5)
- 7,13. *Niso antiselli* Anderson et Martin
7 - экз. 3669/843, вид со стороны устья (х 4); 13 - экз. 3669/842, вид со стороны устья (х 6,5)
- 11,12. *Sinum scorulosum* (Conrad)
II - экз. 3669/492, вид сзади; 12 - экз. 3669/484, вид со стороны устья
14. *Turbonilla* (*Purgiscus*) *hormigacuesta* Addicott
Экз. 3669/1575, вид сзади (х 5)
- 15,24,25. *Nassarius* (*Catillon*) *arnoldi* (Anderson)
15 - экз. 3669/496, вид со стороны устья (х 4,5); 24 - экз. 3669/494, вид сзади (х 4,5); 25 - экз. 3669/494, вид со стороны устья
- 18,19. *Strepidula ungana* Dall
18 - экз. 3669/379, вид сзади; 19 - экз. 3669/301, вид со стороны устья



1



2



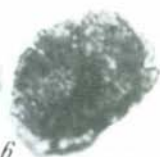
3



4



5



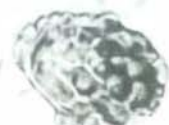
6



7



8



9



10



11



12



13



14



15



16



17



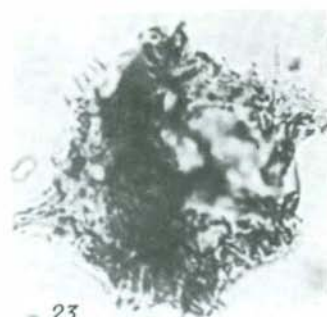
18



19



20



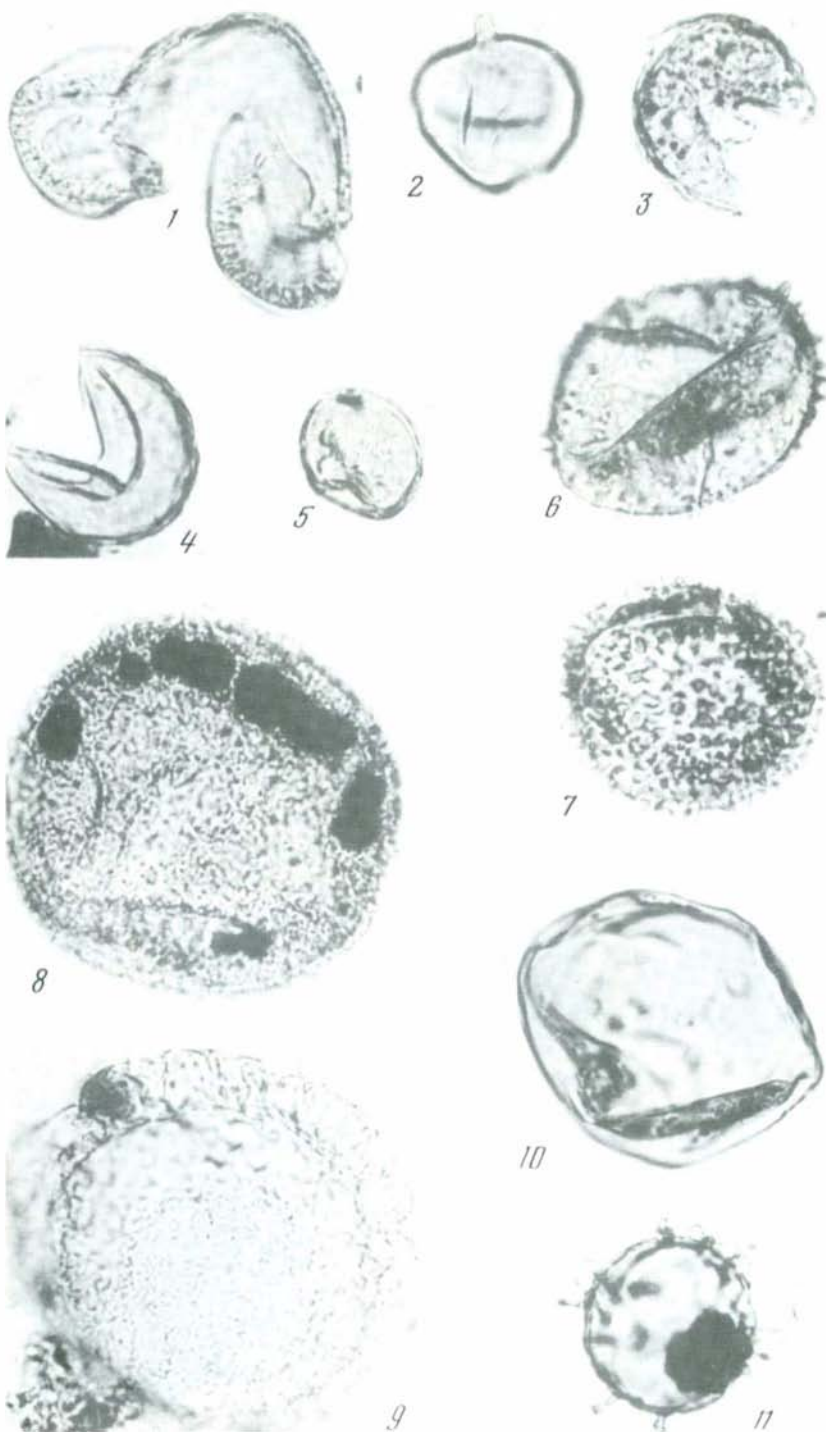
23

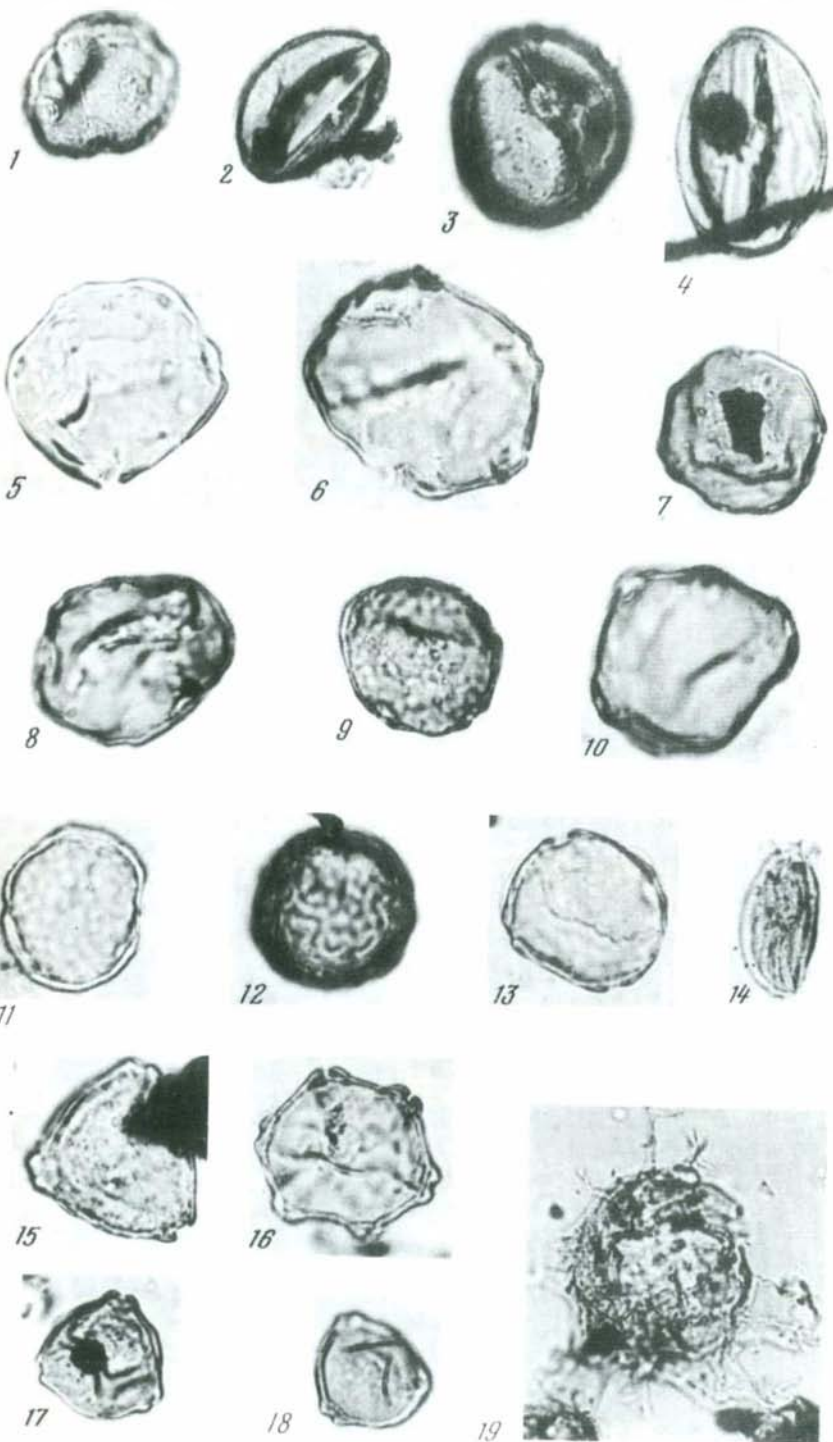


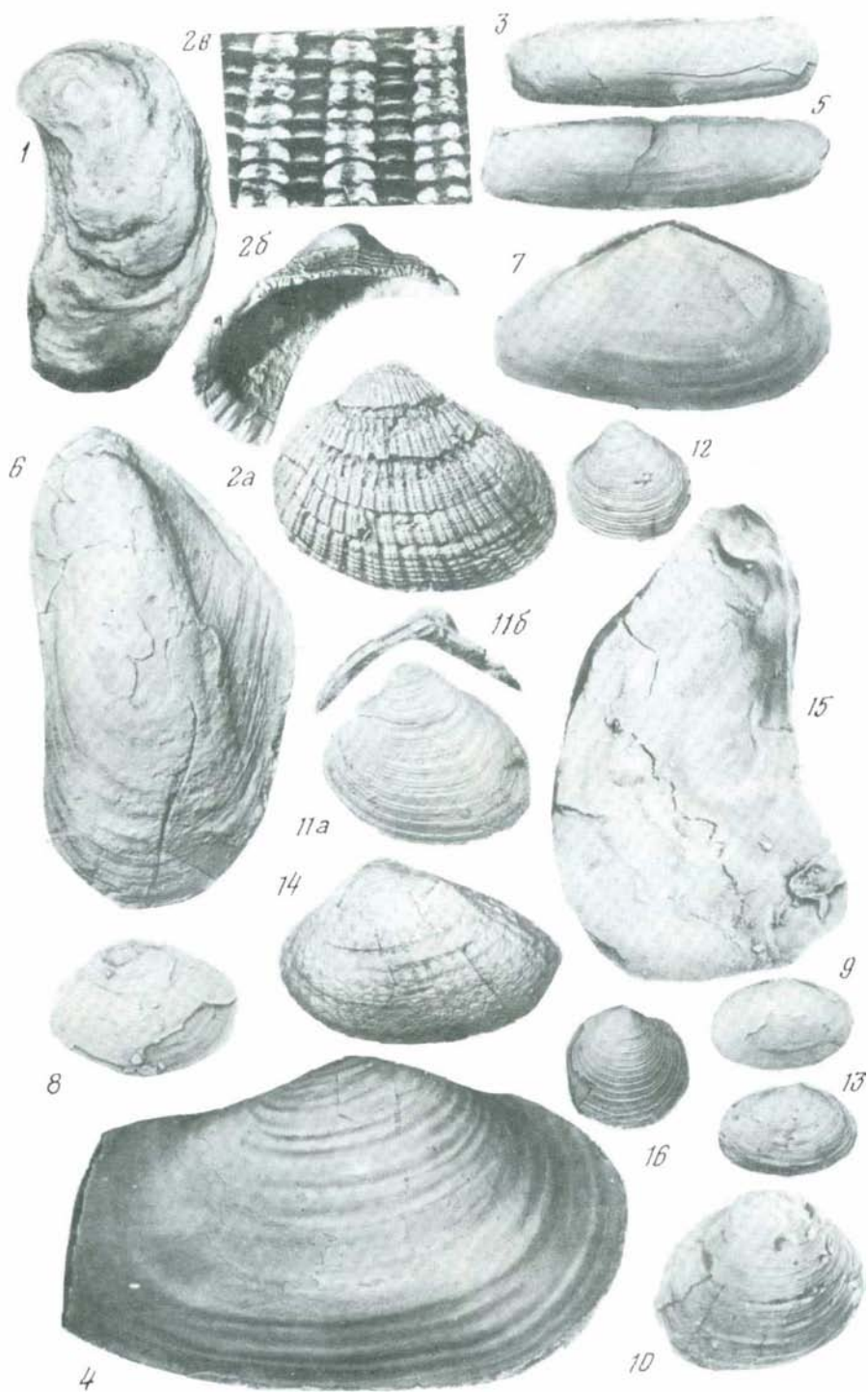
21

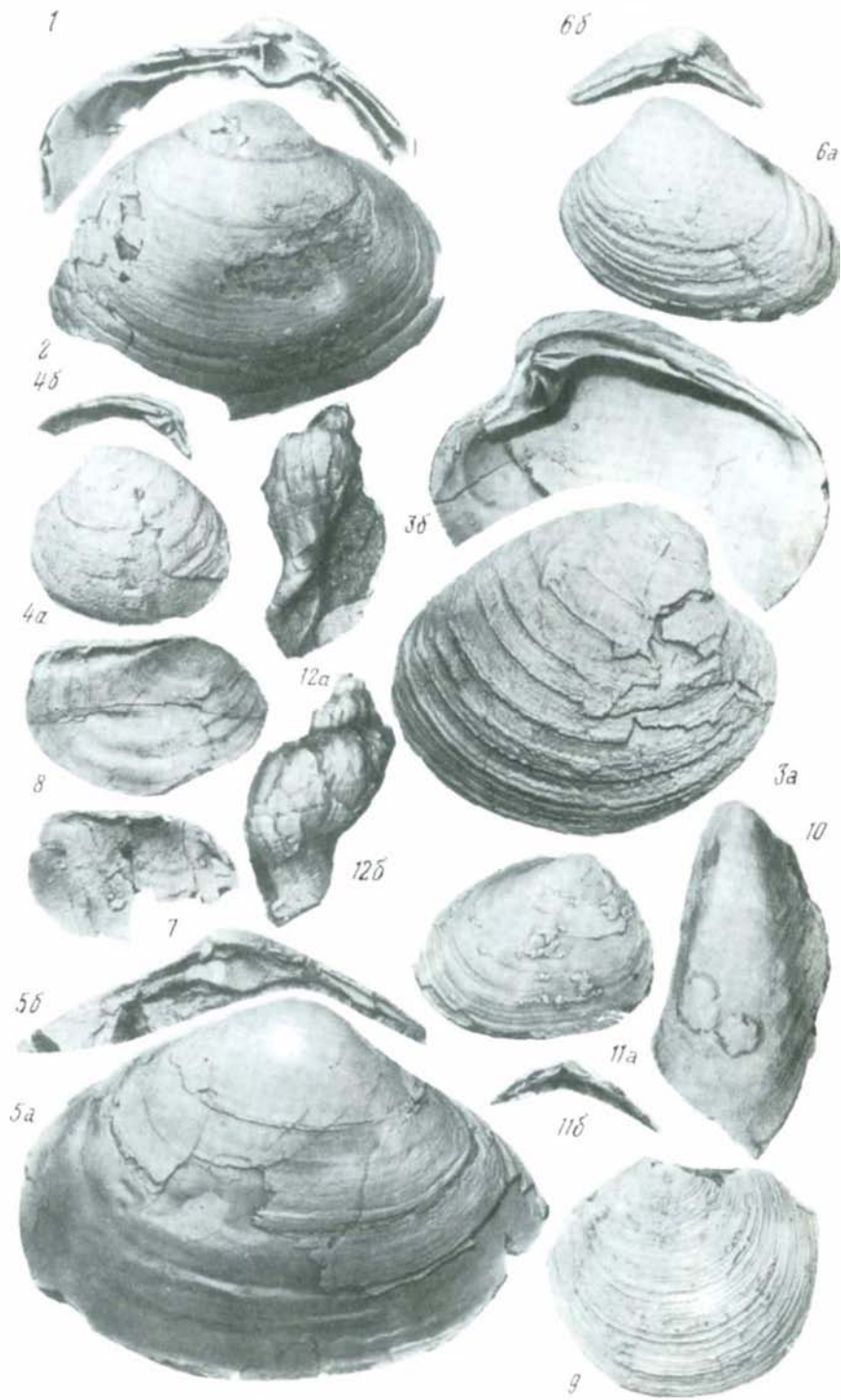


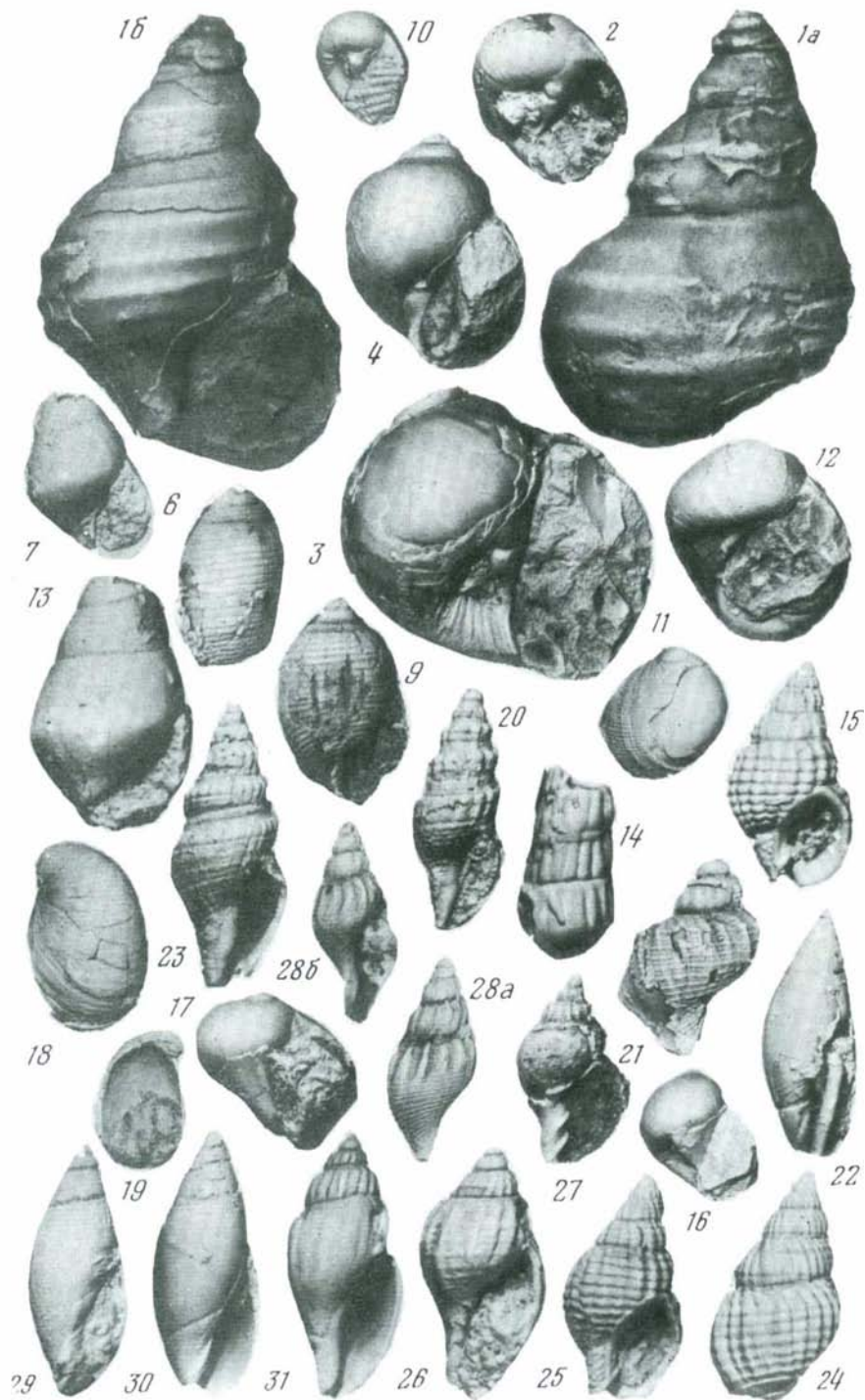
22

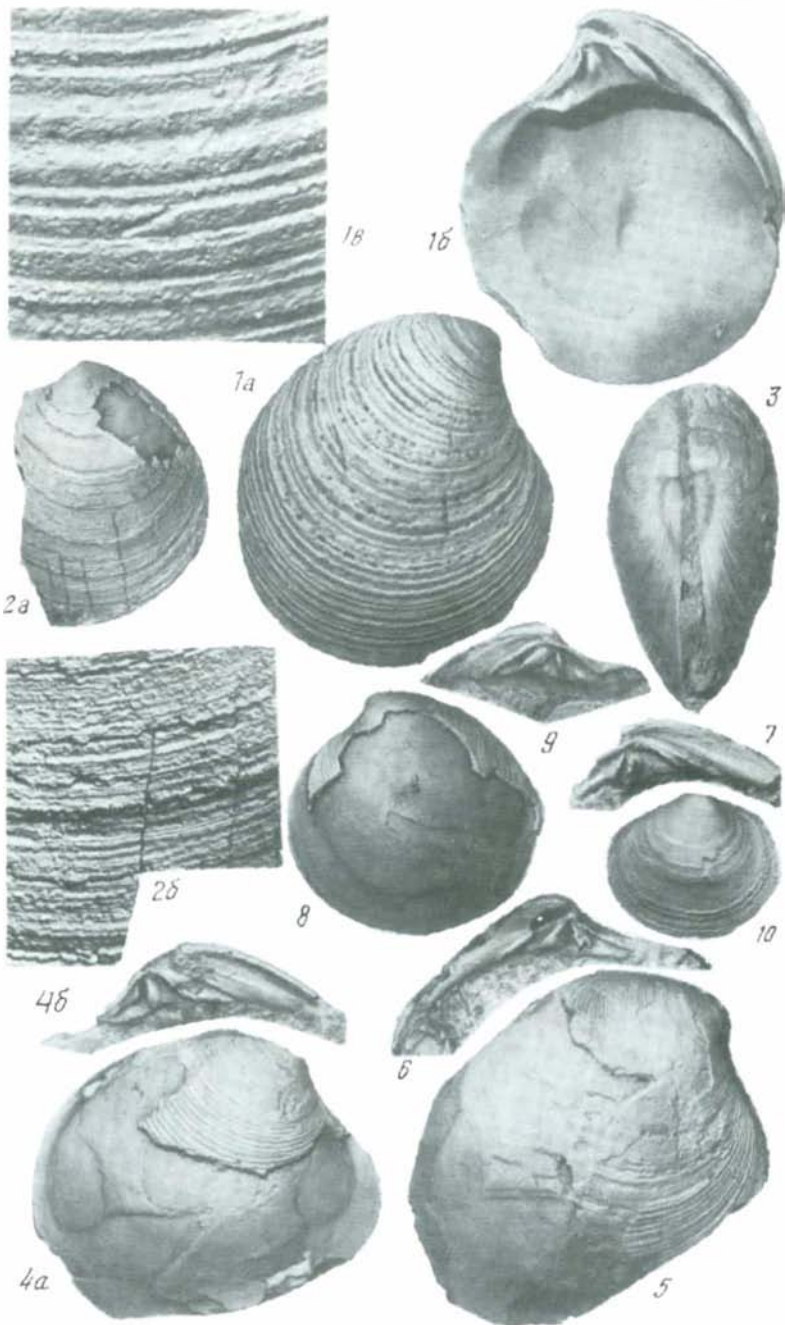


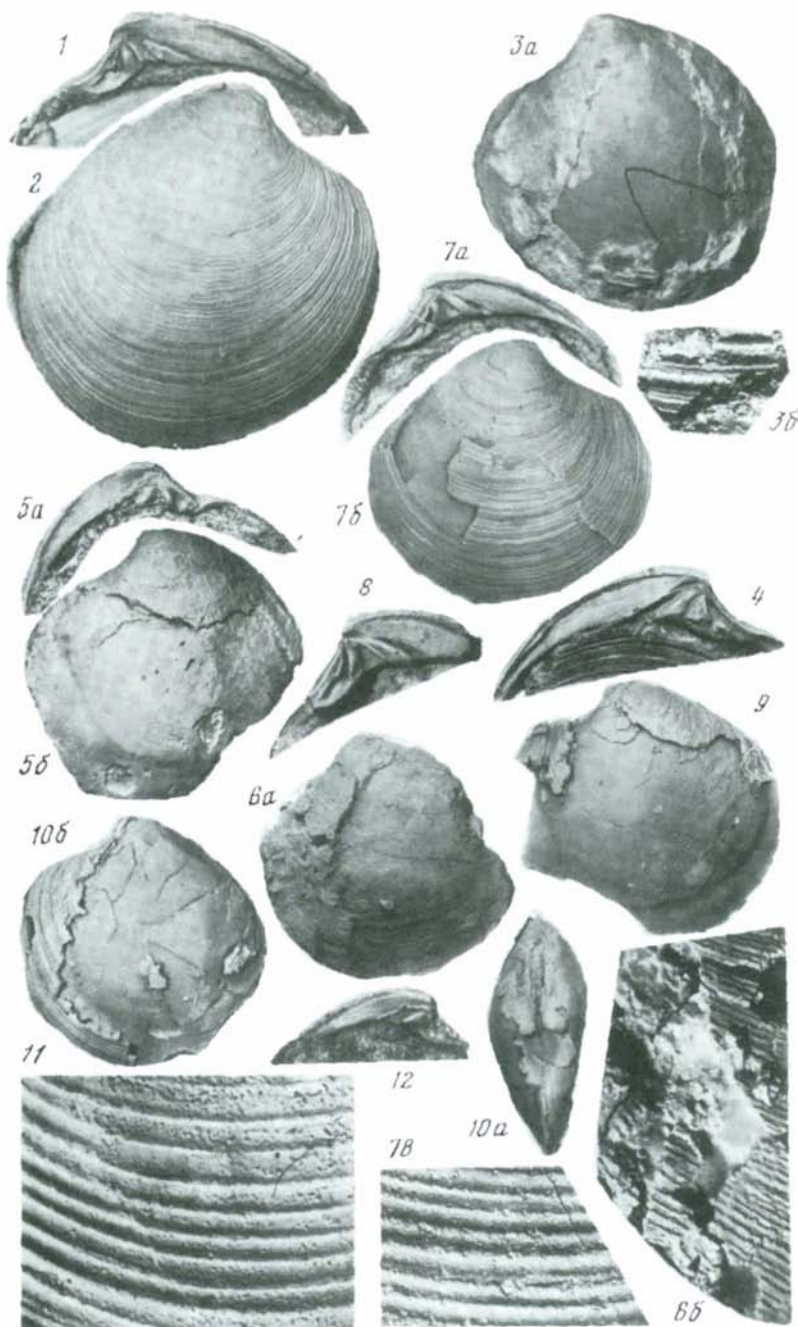


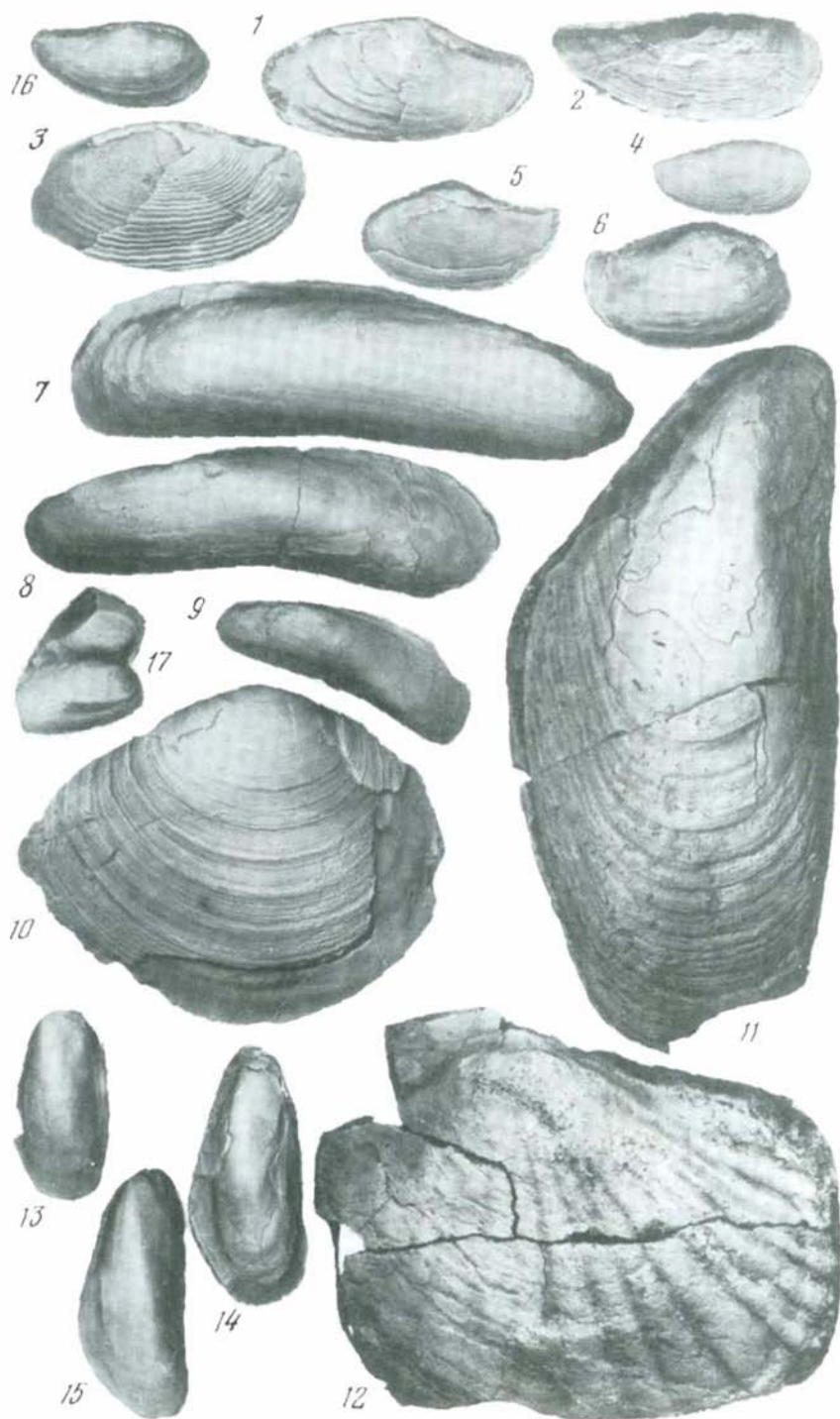


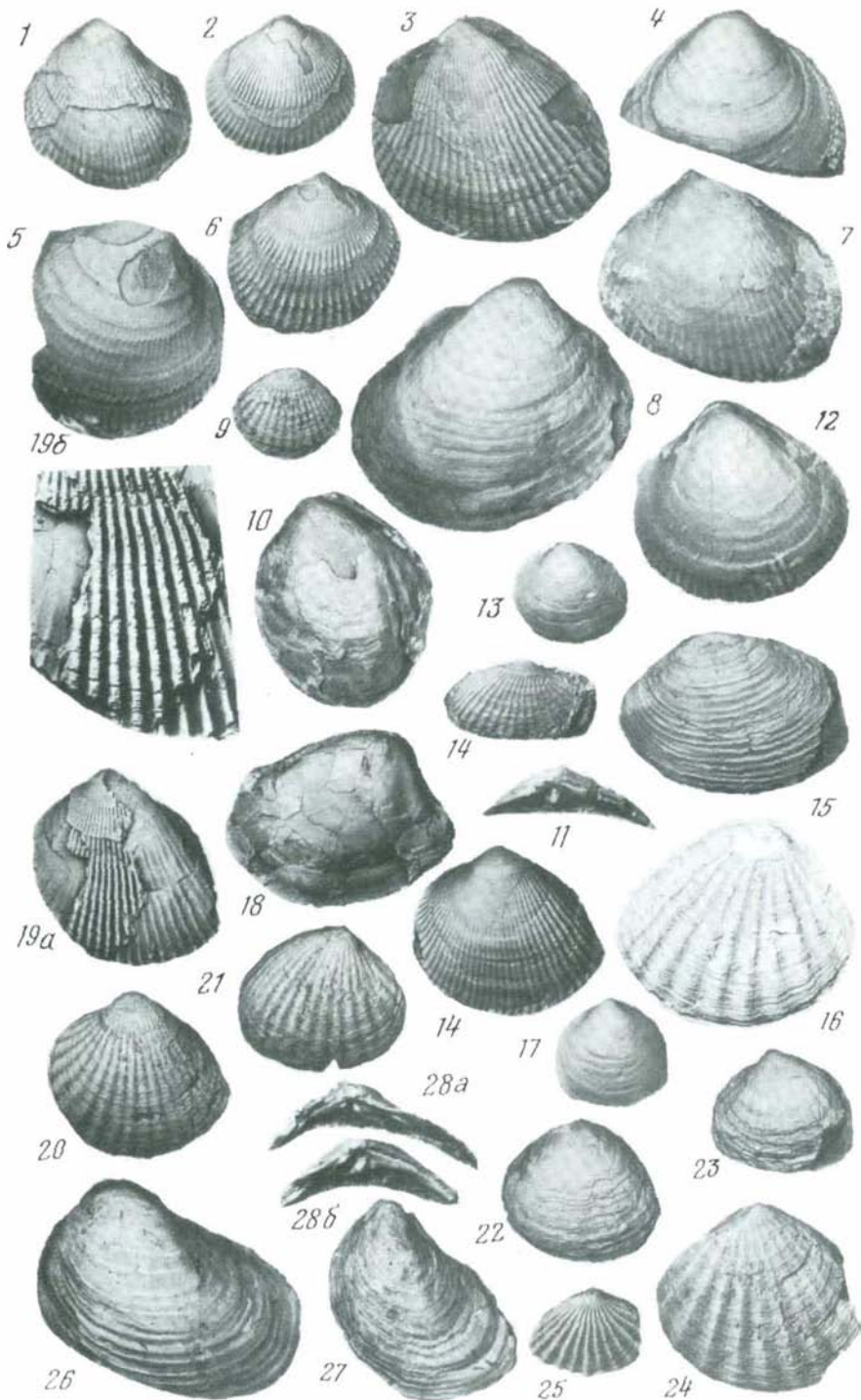


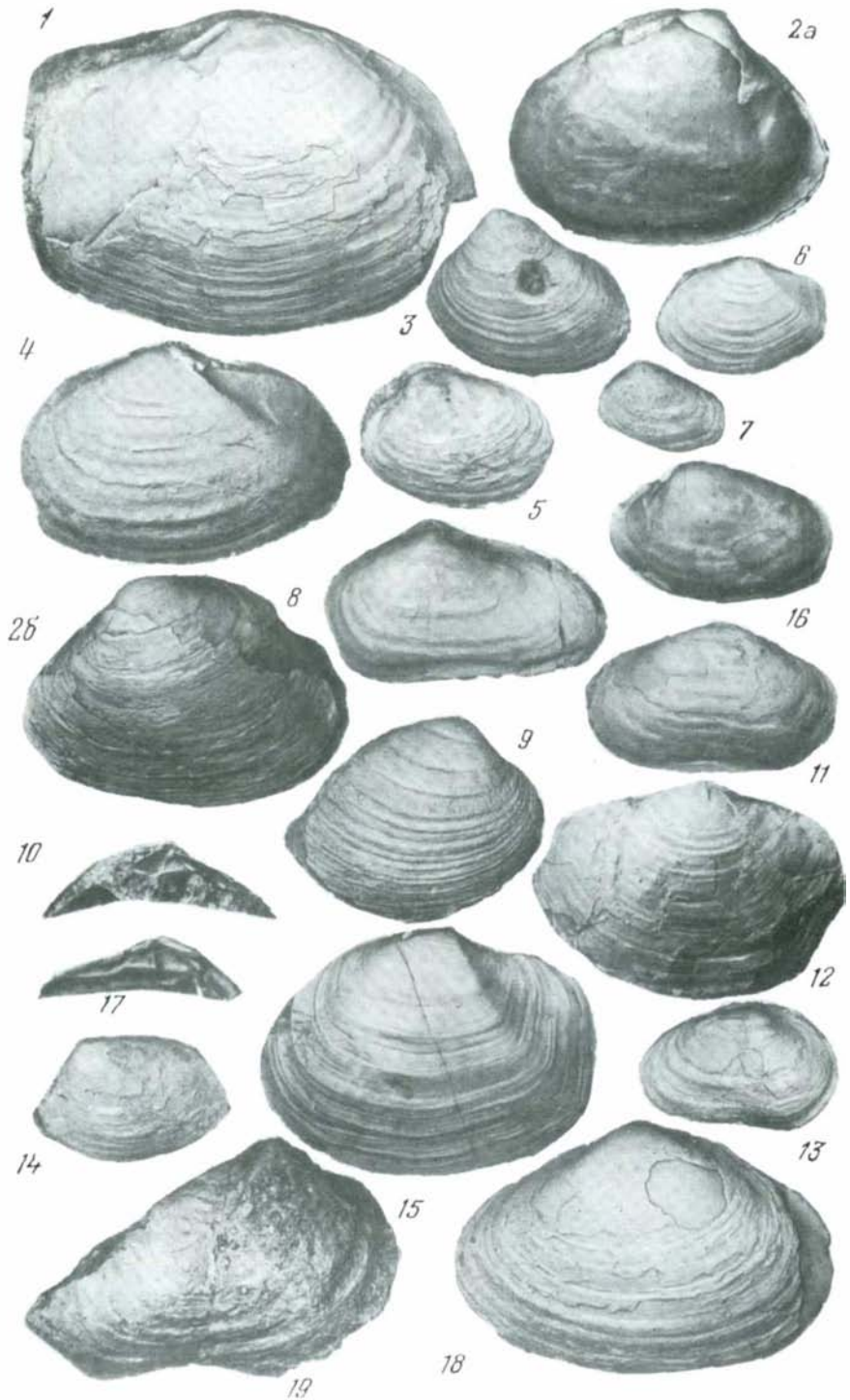


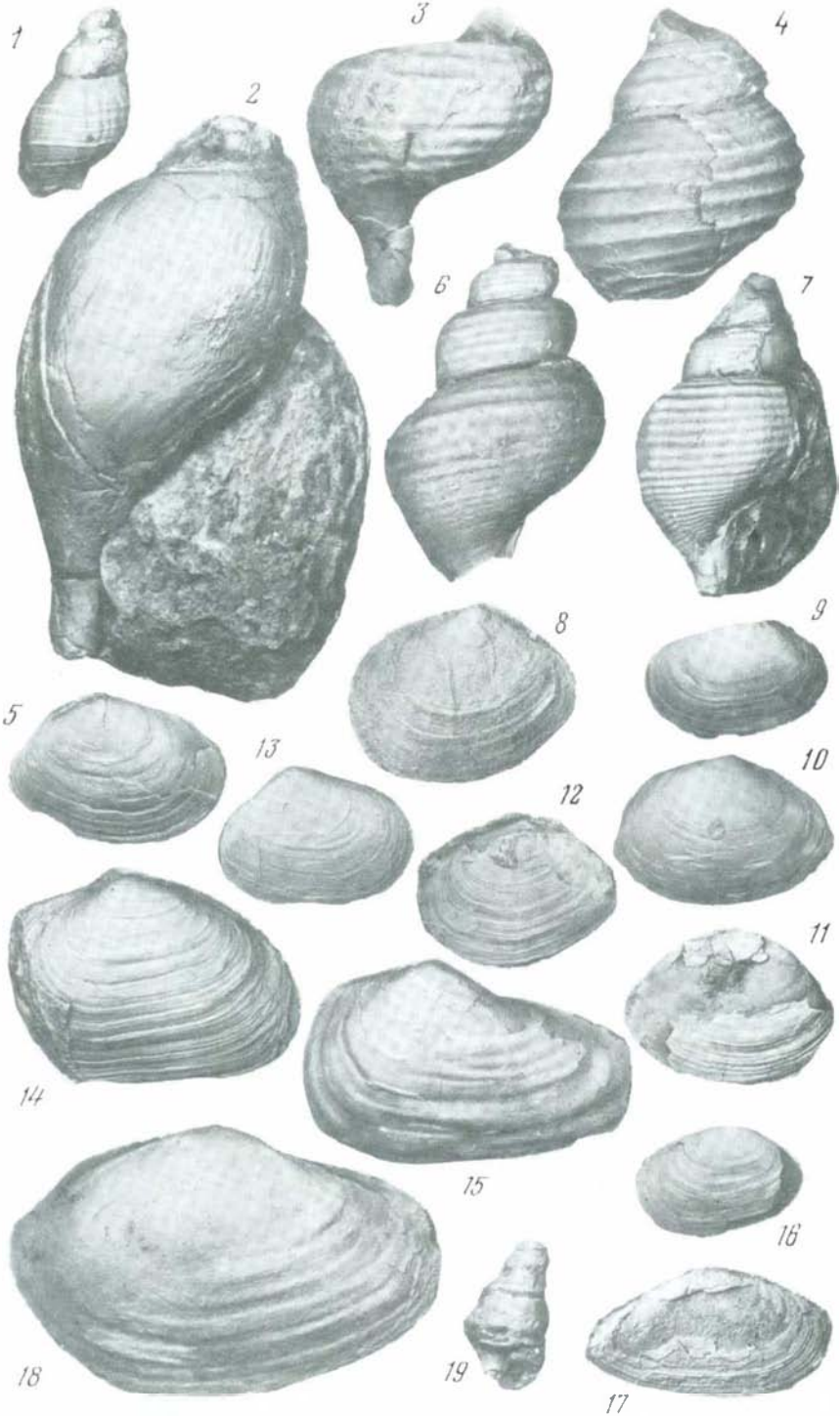


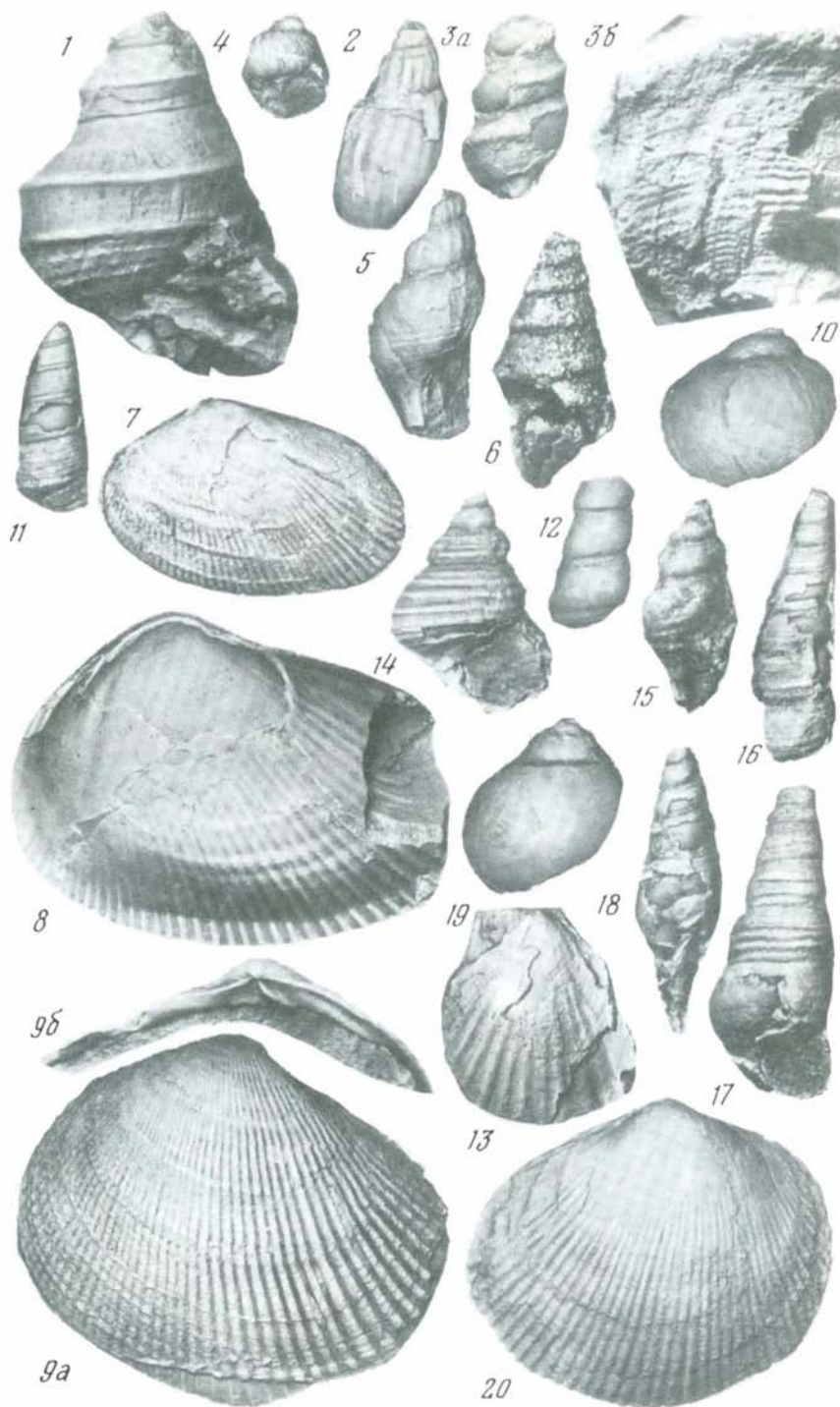


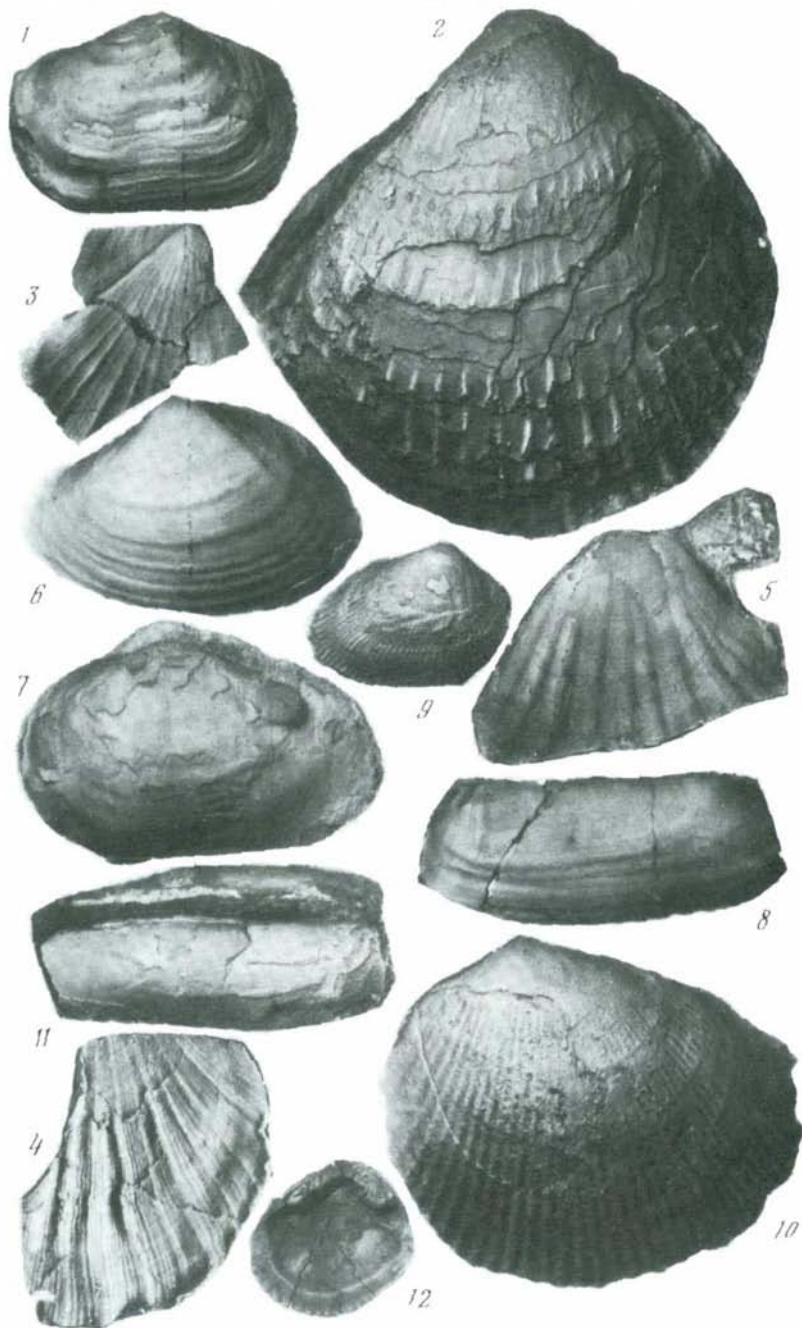


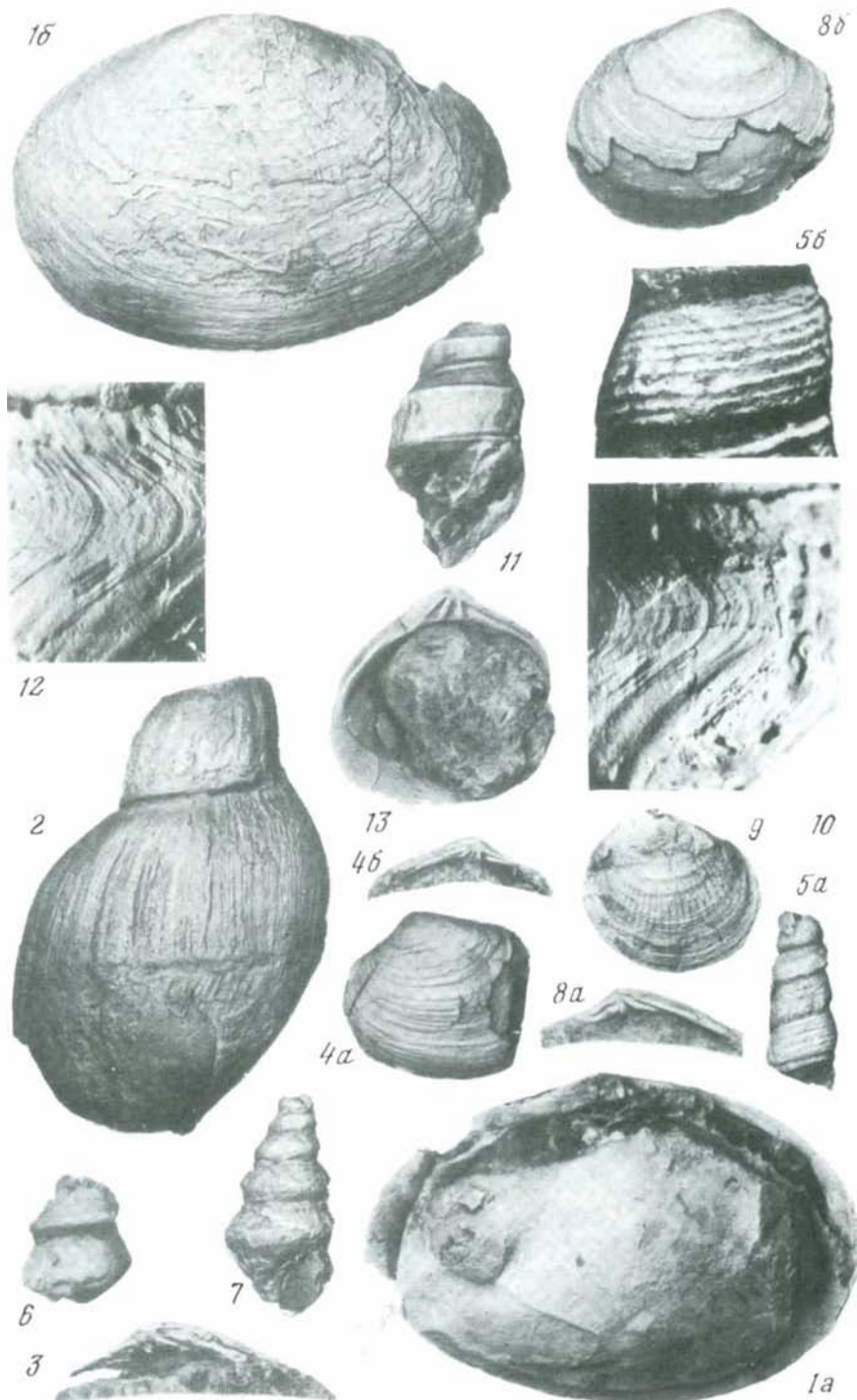














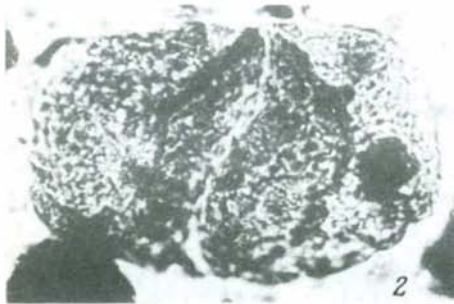
1



3



4



2



5



6



7



8



9



10



13



14



15



16



11



12



17

- 20,23. *Crassispira korfiensis* Sinelnikova, sp. nov.
20 - экз. 3669/1418, вид со стороны устья (х 4); 23 - экз. 3669/1414, вид со стороны устья (х 4)
- 21,27. *Cancellaria oregonensis* (Conrad)
21, - экз. 3669/136, вид сзади; 27 - экз. 3669/137, вид со стороны устья (х 2).
- 22,29,30. *Olivella praebaetica* Sinelnikova, sp. nov.
22 - экз. 3669/364, вид со стороны устья (х 4); 29 - экз. 3669/365, вид со стороны устья (х 4); 30 - голотип 3669/366, вид со стороны устья (х 4)
26. *Oenopota korfiensis* Sinelnikova, sp. nov.
Голотип 3669/283, вид со стороны устья (х 7)
28. *Plbeifusus iljinensis* (Sinelnikova)
Экз. 3669/1576: а - вид сзади, б - вид со стороны устья
31. *Oenopota uspenskiensis* Sinelnikova, sp. nov.
Голотип 3669/283, вид со стороны устья

Т а б л и ц а VII

1. *Dosinia* (*Kaneharaia*) *kaneharai* Yokoyama
Япония, формация Канехарайи. Правая створка: а - вид изнутри и на зубной аппарат, б - вид снаружи, в - деталь скульптуры (х 4)
- 2,7,8,9,10. *Dosinia* (*Phacosoma*) *tugaguana* Nomura
2 - Западная Камчатка, Каврано-Утхолокская бухта, какертская свита, экз. 217а/2, фрагмент левой створки: а - вид сверху, б - деталь скульптуры (х 4), 7,8,9,10 - Восточная Камчатка, залив Корфа, ежовый горизонт: 7 - экз. 3669/1191, зубной аппарат правой створки (х 2); 8 - экз. 97/2-1, левая створка, мантийная линия и синус; 9 - экз. 3669/1192, зубной аппарат левой створки; 10 - экз. 3669/1190, правая створка, вид сверху (х 1,5)
- 5,6. *Dosinia* (*Kaneharaia*) *kaneharai uandiensis* Sinelnikova, sp. nov.
Сахалин, Александровский район, мыс Уанди, свита мыса Уанди. 4 - экз. 1071/5-1, правая створка: а - зубной аппарат, б - мантийная линия и синус; 5 - экз. 1071/5-3, зубной аппарат левой створки

Т а б л и ц а VIII

- 1,2,4,7,8,9,10,11. *Dosinia* (*Kaneharaia*) *rumoensis* Amano
1,2,4,11 - Западная часть Камчатки, р. Иннаватм, этолонская свита; 7-10 - восточная часть Камчатки, залив Корфа, ежовый горизонт. 1 - экз. 3042/1, зубной аппарат правой створки; 2 - экз. 3042/9, правая створка, вид сверху; 4 - экз. 3042/5, зубной аппарат левой створки; 7 - экз. 3669/1562, правая створка: а - зубной аппарат, б - вид сверху, в - деталь скульптуры (х 4); 8 - экз. 3669/1115, зубной аппарат правой створки; 9 - экз. 3669/1189,

- мантийный синус и мантийная линия; 10 - экз. 3669/1259, двустворчатый экземпляр: а - вид со стороны макушки, б - мантийная линия и синус; 11 - экз. 3042/10, деталь скульптуры (х 4)
3. *Dosinia (Kaneharaia) ausiensis* Ilyina
Экз. 2/59, левая створка: а - вид сверху, б - деталь скульптуры (х 2,5). Западная часть Сахалина, г. Чехов, аусинская свита, средний миоцен.
- 5,12. *Dosinia (Phacosoma) tugaruana* Nomura
Западная Камчатка, Каврано-Утхолокская бухта, какертская свита.
5 - экз. 217а/3, левая створка: а - зубной аппарат, б - мантийная линия; 6 - экз. 217/1, левая створка: а - мантийная линия и мантийный синус, б - деталь скульптуры (х 4); 12 - экз. 217/2, зубной аппарат левой створки

Т а б л и ц а IX

- 1,16. *Yoldia chejensis* (Siminova)
I - экз. 10/2, вид на правую створку, р. Угольная; 16 - экз. 10/2-1, левая створка, р. Угольная, пахачинская свита, толща 5
2. *Yoldia* aff. *ossoriensis* Pronina
Экз. 19/5, вид на правую створку, р. Угольная, "ковачинская" свита, толща I
3. *Yoldia nabiliana* (Simonova)
3 - экз. 10/5, вид на правую створку, р. Угольная, пахачинская свита, толща 5; 4 - экз. 13/9 двустворчатый экземпляр, вид на левую створку, р. Угольная, пахачинская свита, толща 7
- 5,6. *Yoldia* cf. *watasei* Kanehara
5 - экз. 18, вид на правую створку, р. Большая Медвежка, пахачинская свита, толща 5; 6 - экз. 1/3 ядро левой створки, р. Угольная, алугинская свита, толща I
- 7,8,9. "*Botula*" *tumiensis* Laut.
7 - экз. 2, двустворчатый экземпляр, вид на правую створку; 8 - экз. 2/3, двустворчатый экземпляр, вид на левую створку; 9 - экз. 2, двустворчатый экземпляр, вид на левую створку, р. Угольная, алугинская свита, толща 2
10. *Masoma optiva* (Yokoyama)
Экз. 14/1, двустворчатый экземпляр, вид на правую створку, р. Угольная, пахачинская свита, толща 8, ежовый горизонт
11. *Modiolus wajampolkensis* Slod.
Экз. 9/4, двустворчатый экземпляр, вид на правую створку, р. Угольная, пахачинская свита, толща 6
12. *Kotorapecten korfiensis* Sinelnikova
Экз. 90/1, ядро правой створки, берег моря у третьей Рыббазы, пахачинская свита, толща 8, ежовый горизонт

13,14,15. *Modiolus solea* Slod.

Ядра двустворчатых экземпляров, р. Угольная, пахачинская свита, толща 5: I3 - экз. IO/2, вид на правую створку, I4 - экз. IO/3, вид на правую створку; I5 - экз. IO/3, вид на правую створку

17. *Musculus kryshstofovichii* (Simonova)

Экз. I3, двустворчатый экземпляр, вид сверху, р. Угольная, пахачинская свита, толща 6

Т а б л и ц а X

1,11,19. *Clinocardium azagaiense* (Makiyama)

I - экз. 6/I, правая створка; II - экз. 7/7, зубной аппарат левой створки; I9 - экз. 77, левая створка: а - вид сверху, б - деталь скульптуры (х 4), р. Угольная, пахачинская свита, толща 3

2,6. *Ciliatocardium shinjense* (Yok.)

2 - экз. IO/2-I, правая створка; 6 - экз. IO/2-6, правая створка, р. Угольная, пахачинская свита, толща 5

3,14,28. *Clinocardium chikagawaense eteretica* Volobueva

3 - экз. 7/6, левая створка, р. Угольная, пахачинская свита, толща 3; I4 - экз. 7/7, левая створка; 28 - экз. 7/7: а - зубной аппарат левой створки, б - зубной аппарат правой створки

4,5. *Laevicardium tarasalcum* (Yokoyama)

4 - экз. 9/I, правая створка; 5 - экз. 9/I, правая створка, р. Угольная, пахачинская свита, толща 6

7. *Laevicardium etheringtoni* Slod.

Экз. IO/2, левая створка, р. Угольная, пахачинская свита, толща 5

8. *Keenocardium californiense* (Desh.)

Экз. 9/2, правая створка, р. Угольная, пахачинская свита, толща 6

9. *Megacardita* cf. *matschigarica* (Knom.)

Экз. 7/7, правая створка, р. Угольная, пахачинская свита, толща 3

10. *Thyasira kamtschatica* L. Kriest.

Экз. 77, двустворчатый экземпляр, вид на левую створку, р. Угольная, пахачинская свита, толща 3

12. *Laevicardium* cf. *tarasalcum* (Yok.)

Экз. IO/2-3, левая створка, р. Угольная, пахачинская свита, толща 5

13,17. *Diplodonta parilis* (Conr.)

I3 - экз. IO/4, двустворчатый экземпляр, вид на левую створку; I7 - экз. IO/4, двустворчатый экземпляр, вид на левую створку, р. Угольная, пахачинская свита, толща 5

14. *Ainicardita majanatschensis* (Ilyina)
Экз. 18/5, правая створка, р. Большая Медвежка, пахачинская свита, толща 5
15. *Eucrassatella aperta* Devjatilova
Экз. I, левая створка, р. Угольная, алугинская свита, толща I
- 16, 24, 25. *Ainicardita slodkewichi* Popov
16 - экз. 10/2-7, правая створка; 24 - экз. 10/2-7, левая створка; 25 - экз. 10/5, правая створка, р. Угольная, пахачинская свита, толща 5
18. *Acila* cf. *praedivariata* Nagao et Huzioka
Экз. 1/1-3, ядро двустворчатого экземпляра, вид на правую створку, р. Угольная, алугинская свита, толща I
- 20, 21. *Megacardita chukotica* Popov
20 - экз. II/4, левая створка; 21 - экз. 10/3, правая створка, р. Угольная, пахачинская свита, толща 5
- 22, 23. *Cyclocardia vagisana* (Kogan)
22 - экз. 2/3, левая створка; 23 - экз. 2/I, двустворчатый экземпляр, вид на левую створку, р. Угольная, алугинская свита, толща I
- 26, 27. *Pholadomya kamtschatica* L. Krisht.
26 - экз. 2/4; 27 - экз. 2/4, двустворчатые экземпляры, вид на левые створки, р. Угольная, алугинская свита, толща I

Т а б л и ц а X I

- 1, 15. *Thracia kavranensis* Ilyina
I - экз. 10/I-3, двустворчатый экземпляр, вид на правую створку;
15 - экз. 10/2-7, двустворчатый экземпляр, вид на левую створку;
р. Угольная, пахачинская свита, толща 5
- 2, 10, 17. *Spisula sorachiensis* Uozumi
2 - экз. 2/3, двустворчатый экземпляр: а - синус и мантийная линия правой створки, б - левая створка, вид сверху; 10 - экз. 3625/3, зубной аппарат левой створки; 17 - экз. 3625/3, зубной аппарат правой створки, р. Угольная, алугинская свита, толща I
- 3, 7, 14. *Raphia* (*Callistotapes*) *kamtschatica* Sinelnikova, sp. nov.
3 - экз. II/2, левая створка (х 2), р. Угольная, пахачинская свита, толща 5; 7 - экз. 7/6, двустворчатый экземпляр, вид на левую створку; 14 - экз. 77, левая створка, вид сверху, р. Угольная, пахачинская свита, толща 3
4. *Thracia kidoensis* Kamada
Экз. 7/7, двустворчатый экземпляр, вид на левую створку, р. Угольная, пахачинская свита, толща 3

- 5,16. *Callista pittsburgensis* (Dall)
5 - экз. 2, двустворчатый экземпляр, вид на левую створку; 16 - экз. 3625/2-3, ядро левой створки, мантийная линия и синус, р. Угольная, алугинская свита, толща I
6. *Thracia schenckii* Clark
Экз. 13/9, двустворчатый экземпляр, вид на левую створку, р. Угольная, пахачинская свита, толща 7
8. *Mya kusiroensis* Nagao et Inoue
Экз. 17/7, двустворчатый экземпляр, вид на левую створку, р. Большая Медвежка, пахачинская свита, толща 3
9. *Callista misawaensis* Naito et Nisiyama
Экз. 2/3, правая створка, р. Угольная, алугинская свита, толща I
11. *Panopea simotomensis* Otsuka
Экз. 7/7, двустворчатый экземпляр, вид на правую створку, р. Угольная, пахачинская свита, толща 3
12. *Periploma (Aelga) besshoensis* (Yok.)
Экз. 3, двустворчатый экземпляр, вид на правую створку, р. Угольная, алугинская свита, толща I
13. *Mya cuneiformis* (Böhm)
Экз. II/2, двустворчатый экземпляр, вид на правую створку, р. Угольная, пахачинская свита, толща 5
18. *Spisula voyi* (Gabb)
Экз. 10/2, правая створка, р. Угольная, пахачинская свита, толща 5
19. *Parapholas minoensis* Itoigawa
Экз. 90/4, двустворчатый экземпляр, вид на правую створку, р. Угольная, берег моря у третьей Рыббазы, пахачинская свита, ежовый горизонт, толща 8

Т а б л и ц а XII

1. *Buccinum majanatschensis* Titova
Экз. 4205/25, вид сзади бухта Корфа, мыс Окно, пахачинская свита, ежовый горизонт, толща 8
2. *Musashia (Kurodina) sp.*
Экз. 2/3, вид со стороны устья, р. Угольная, алугинская свита, толща I
- 3,6,7. *Neancistrolepis uspenskiensis* Titova, sp. nov.
3 - экз. 4205, ядро последнего оборота, вид сзади; 6 - экз. 4205/39, ядро, вид сзади; 7 - голотип 4205/37, вид со стороны устья, р. Угольная, пахачинская свита, толща 3
4. *Neptunea exoana* Takeda
Экз. 4205/135, вид сзади, р. Угольная, алугинская свита, толща I
- 5,9,13,16. *Masoma sejugata* (Yokoyama)
5 - экз. II/4, двустворчатый экземпляр, вид на правую створку;

- 9 - экз. IO/2, двустворчатый экземпляр, вид на левую створку;
 I3 - экз. IO/5, двустворчатый экземпляр, вид на правую створку;
 I6 - экз. IO/I, двустворчатый экземпляр, вид на правую створку;
 р. Угольная, пахачинская свита, толща 5
- 8, 11, 12. *Masoma osacaensis* L. Krisht.
 8 - экз. 7/6, двустворчатый экземпляр, вид на левую створку;
 II - экз. 7/6, неполный двустворчатый экземпляр, вид на правую створку; I2 - экз. 7/7, двустворчатый экземпляр, вид на правую створку; р. Угольная, пахачинская свита, толща 3
10. *Masoma praeorbiculata* Sinelnikova, sp. nov.
 Экз. IO, двустворчатый экземпляр, вид на правую створку, р. Угольная, пахачинская свита, толща 5
14. *Mya nagaai* Oyama et Mizuno
 Экз. 7, двустворчатый экземпляр, вид на правую створку, р. Угольная, пахачинская свита, толща 5
15. *Mya cuneiformis* (Böhm)
 Экз. I4, двустворчатый экземпляр, вид на левую створку, р. Угольная, пахачинская свита, ежовый горизонт, толща 8
17. *Peronidia pulchra* (Slod.)
 Экз. IO/5-3, ядро левой створки, р. Угольная, пахачинская свита, толща 5
18. *Soletellina minoensis* (Yokoyama)
 Экз. IO/I, двустворчатый экземпляр, вид на левую створку, р. Угольная, пахачинская свита, толща 5
19. *Makiyamaia* sp. 2
 Экз. 2/3, вид со стороны устья, р. Угольная, алугинская свита, толща I

Т а б л и ц а XIII

1. *Trominina angasiana* (Yok.)
 Экз. 4205/I94, вид со стороны устья, р. Угольная, алугинская свита, толща I
2. *Musashia* (*Nipponomelon*) sp. ex gr. *previstini*ana (Grosse)
 Экз. I/I-3, вид со стороны устья, р. Угольная, алугинская свита, толща I
3. *Makiyamaia* sp.
 Экз. 2, фрагмент: а - вид сзади (х 2); б - петаль скульптуры (х 4); р. Угольная, алугинская свита, толща I
4. *Polinices aijensis* L. Krisht.
 Экз. 2/3, вид со стороны устья, р. Угольная, алугинская свита, толща I
5. *Fusus prolixus* Khomenko
 Экз. I4, вид со стороны устья, р. Угольная, пахачинская свита, толща 8, ежовый горизонт

6. *Rhodopetosa* (?) sp.
Экз. 3, вид со стороны устья, р. Угольная, алугинская свита, толща I
- 7,8. *Paryridea korfiensis* Barinov, sp. nov.
7 - голотип 6/I-I, левая створка; 8 - экз. II/I-I, ядро левой створки; р. Угольная, алугинская и пахачинская свиты, толщи 3,5
- 9,20. *Paryridea matschigarica uspenica* Barinov, subsp. nov.
9 - голотип I/I-I, левая створка: а - вид сверху, б - зубной аппарат; 20 - экз. IO/2-4, правая створка; р. Угольная, алугинская и пахачинская свиты, толщи I,5
- 10,19. *Polinices ramonensis* (Clark)
IO - экз. I7/5, вид сзади, р. Большая Медвежка, пахачинская свита, толща 5; I9 - экз. IO/2-5, вид сзади, р. Угольная, пахачинская свита, толща 5
- 11,12. *Turritella poronaiensis* Takeda
II - экз. I/9, фрагмент; I2 - экз. I/I-3, фрагмент с частично сохранившейся раковиной; р. Угольная, алугинская свита, толща I
13. *Chlamys* sp.
Экз. I9/5, фрагмент раковины, р. Угольная, "ковачинская" свита
14. *Neptunea exoana* Takeda
Экз. 2/I, вид со стороны устья (х 2); р. Угольная, алугинская свита, толща I
15. *Ortoturris* (?) sp.
Экз. 7/7, вид со стороны устья (х 5), р. Угольная, пахачинская свита, толща 3
- 16,17. *Turritella tighilana* Ilyina
I6 - экз. 6/I, вид сбоку (х 2), р. Угольная, пахачинская свита, толща 3; I7 - экз. IO/4, вид со стороны устья (х 2), р. Угольная, пахачинская свита, толща 5
18. *Turricula* sp.
Экз. 6/3, вид сбоку, р. Угольная, пахачинская свита, толща 3
19. *Kotorapecten korfiensis* Sinelnikova
Экз. 73, левая створка молодого экземпляра, берег моря у устья р. Японской, пахачинская свита, толща 8, ежовый горизонт (репродукция из работы: Сяньельникова, 1975, табл. II, фиг. 5)

Т а б л и ц а XIV

1. *Ranomua ampla* Dall
Экз. 55, правая створка, берег моря у третьей Рыббазы, пахачинская свита, толща 8, ежовый горизонт

2. *Clinocardium pseudofastosum* (Nomura)
Экз. 92/2, правая створка, берег моря у третьей Рыббазы, пахачинская свита, толща 8, ежовый горизонт
- 3,4,5. *Kotorapecten korfiensis* Sinelnikova
3 - экз. 937 и 4 - экз. 937; 5 - экз. 1545; 3 и 4 - фрагменты левой створки взрослого экземпляра; 5 - фрагмент правой створки взрослого экземпляра; берег моря у устья р. Японской, пахачинская свита, толща 8, ежовый горизонт (репродукция из работы: Синельникова, 1975, табл. II, фиг. 4,6)
6. *Spisula voyi* (Gabb)
Экз. 10/2, ядро двустворчатого экземпляра, синус и мантийная линия левой створки, р. Угольная, пахачинская свита, толща 5
7. *Mya kusiroensis* Nagao et Inoue
Экз. 7/7, ядро двустворчатого экземпляра, вид на левую створку, р. Угольная, пахачинская свита, толща 3
8. *Solen* cf. *sicarius* Gould
Экз. 10/5, ядро двустворчатого экземпляра, р. Угольная, пахачинская свита, толща 5
9. *Papyridea utchholokensis* Slod.
Экз. 10/2, ядро двустворчатого экземпляра, вид на правую створку, р. Угольная, пахачинская свита, толща 5
10. *Papyridea* aff. *matschigarica* Khomenko
Экз. 18/7, ядро правой створки, вид сверху, р. Большая Медвежка, пахачинская свита, толща 5
11. *Solen snarolensis* Slod.
Экз. 2/3, двустворчатый экземпляр с частично сохранившейся раковиной, вид на левую створку, р. Угольная, алугинская свита, толща I
12. *Glycymeris aglikitchensis* Devjatilova
Экз. 2/3, левая створка, вид изнутри, р. Угольная, алугинская свита, толща I

Т а б л и ц а X V

1. *Gari kamtschatica* Sinelnikova, sp. nov.
Голотип 2/3-II, двустворчатый экземпляр: а - правая створка, вид изнутри, б - левая створка, вид сверху, р. Угольная, алугинская свита, толща I
2. *Musashia* (Kurodina) sp.
Экз. 2/3, вид сзади, р. Угольная, алугинская свита, толща I
3. *Callista pittsburgensis* Dall
Экз. 2/3, правая створка, вид на зубную площадку (х 2), р. Угольная, алугинская свита, толща I

- 4,8. *Paphia* (*Callistotapes*) *kamtschatica* Sinelnikova, sp. nov.
4 - экз. 401/5, левая створка: а - вид сверху, б - зубной аппарат, западная часть Камчатки, Рекинникская губа, мыс Большой, Ильинская свита, слои с *Panopaea elongata* ; 8 - экз. 347/74, правая створка: а - зубной аппарат, б - вид сверху, Западная часть Камчатки, разрез между устьем р.Тигиль и мысом Бабушкин (Майначский разрез), Ильинская свита, слои с *Panopaea elongata*
5. *Turritella poronaiensis* Takeda
Экз. 2/3-С, фрагмент: а - вид сбоку, б - деталь скульптуры (х 3), р. Угольная, алугинская свита, толща I
6. *Optoturris* sp.
Экз. 2/3-СI, вид сзади, фрагмент, р. Угольная, алугинская свита, толща I
- 7,12. *Optoturris* sp.
7 - экз. 2/3-С2, вид со стороны устья; I2 - деталь скульптуры того же экземпляра (х 4), р.Угольная, алугинская свита, толща I
9. *Glycymeris aglikitschensis* Devjatilova
Экз. 2/3, правая створка, вид сверху, р. Угольная, алугинская свита, толща I
10. *Makiyamaia* sp. 2
Экз. 2/3, деталь скульптуры (х 4), р. Угольная, алугинская свита, толща I
11. *Trombinina angasiana* (Yokoyama)
Экз. 2/3-С3, фрагмент, р. Угольная, алугинская свита, толща I
13. *Corbicula gabbiana* Henderson
Экз. 60/I, левая створка, зубной аппарат, мыс Окно, ежовый горизонт, толща 8

Т а б л и ц а XVI

1. *Abies* (?) sp., преп. 573 Б/В, обр. 9/3, пахачинская свита
2. *Pinaceae*, преп. 556 Б/В, обр. II/I, пахачинская свита
- 3,4. *Alnus* sp., преп. 573 Б/В, обр. 9/3, пахачинская свита
5. *Alnus* sp., преп. 556 Б/В, обр. II/I, пахачинская свита
- 6,7,8. *Alnus* sp., преп. 577 Б/В, обр. II/2, пахачинская свита
- 9,10. *Myrica* sp., преп. 573 Б/В, обр. 9/3, пахачинская свита
11. *Betulaceae*, преп. 573 Б/В, обр. 9/3, пахачинская свита
12. *Alnus* sp., преп. 556 Б/В, обр. II/I, пахачинская свита
13. *Betula* sp., преп. 556 Б/В, обр. II/I, пахачинская свита
14. *Myrica* sp., преп. 577 Б/В, обр. II/2, пахачинская свита
15. *Sphagnum* sp., преп. 573 Б/В, обр. 9/3, пахачинская свита
16. *Polypodiaceae*, преп. 573 Б/В, обр. 9/3, пахачинская свита
17. Микрофитопланктон, преп. 573 Б/В, обр. 9/3, пахачинская свита

КРЕМНИСТЫЕ ОСАДКИ И ПОРОДЫ СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ ТИХОГО ОКЕАНА
И ЕГО ОБРАМЛЕНИЯ

В.И.Гречин

Сравнение геосинклинальных и океанических кремнистых отложений открывает определенные возможности для лучшего понимания некоторых дискуссионных вопросов проблемы кремненакопления и для развития представлений об условиях формирования геосинклинальных толщ. Тихоокеанский регион весьма благоприятен для такого сравнения. Кремнистые отложения, широко распространенные и в осадочном чехле океана и в геосинклинальных толщах континентального обрамления, здесь пространственно обличены, имеют большой стратиграфический диапазон (от мезозойских до современных), занимают различные структурно-геологические позиции. Все это позволяет не только с большой степенью вероятности судить о возможности накопления кремнистых отложений в тех или иных условиях, но и проследить ход их постседиментационного преобразования от самых молодых неизмененных разностей ко все более и более измененным, а также оценить относительную роль тех или иных факторов этих преобразований.

В основу статьи положены материалы, полученные во время многолетних работ на Камчатке, Сахалине, Курильских и Командорских островах, в 63-м рейсе "Гломар Челленджер" в восточной части океана и в 16-м рейсе "Дмитрия Менделеева" - в западной. Для характеристики океанических отложений, кроме того, использовались многочисленные публикации советских авторов и отчеты по глубоководному океаническому бурению. В статье рассматриваются верхнемеловые и кайнозойские отложения, поскольку этим стратиграфическим интервалом ограничены собственные материалы и наблюдения автора.

Главные типы осадков и пород

Если говорить в самых общих чертах, то в океане и верхнемеловые и кайнозойские отложения входят в состав единого осадочного комплекса, хотя и имеющего заметные различия в своем строении в разных частях океана. На континентальном обрамлении эти отложения образуют два самостоятельных резко различных комплекса. Но и там и тут развиты три основные группы кремнистых осадков и пород, различающихся по минеральному составу, отражающему степень постседиментационного преобразования кремнезема. Это породы с преобладанием опала, кристобалита (опала-СТ) и кварца-халцедона.

Название "опал" (без литер "А") и "опал-СТ" для минеральных форм кремнезема употребляется в соответствии с терминологией Дж.Джонса и Э.Сегнита /34/, согласно которой опал-А - аморфный биогенный опал, опал-СТ - неупорядоченные α -кристобалит и α -тридимит, опал-С - упорядоченный α -кристобалит (в статье для этой формы используется название "кристобалит").

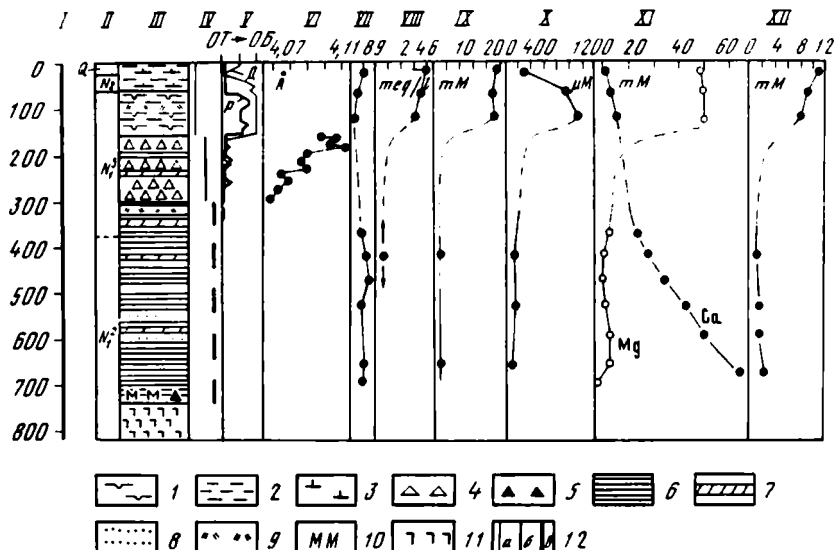
В осадочном чехле океана широко развиты диатомовые и радиоляриевые, а также смешанные диатомово-радиоляриевые илы. Кремневогубковые осадки имеют лишь узко локальное распространение. Мощные однородные толщи кремнистых илов встречаются редко. Обычно они ассоциируют с глинистыми или органогенно-карбонатными илами (рис. 1, 2). Вблизи областей с интенсивным проявлением наземной вулканической деятельности в илах присутствуют прослои пеплов.

Диатомовые и радиоляриевые илы — это мягкие осадки с большим количеством воды, часто имеют творожистую консистенцию. Окраска как тех, так и других может быть зеленовато-серой в гемипелагических восстановленных разностях (обычно это диатомовые илы) или желтовато-коричневой, красной в окисленных пелагических разностях (более характерна для радиоляриевых илов в тропической части океана). Пятнистое и полосчатое распределение разных тонов окраски свидетельствует о диагенетическом перераспределении некоторых компонентов осадка. Встречаются и белые разности.

В кремнистых илах наряду с преобладающими (диатомовыми или радиоляриевыми) присутствуют и остатки других кремневых организмов, в том числе силикофлагеллаты и спиккулы губок. Количество некремнистого материала значительно варьирует, так что широко распространены различные смешанные илы: глинисто-кремнистые и известково-кремнистые, а по окраинам — алевроито-глинисто-кремнистые.

Карбонатная примесь — это остатки наннопланктона и фораминифер. Глинистая составляющая представлена преимущественно смектитам и тем или иным количеством гидрослюда и хлорита, значительным в некоторых приконтинентальных районах, иногда присутствуют каолинит и пиллторскит. Обломочный алевроито-песчаный материал в центральных частях океана может отсутствовать или быть представленным стекловатыми продуктами базальтового вулканизма. По окраинам этот материал более разнообразен, а иногда и обилен. Он состоит из кварца, полевых шпатов, цветных минералов, рудных зерен, обломков различных пород. В областях островодужного вулканизма в кремнистых илах много кислого вулканического стекла. Из аутигенных минералов в гемипелагических илах обычны пирит, встречается глауколит, микровыделения фосфатов, в пелагических — отмечаются рассеянные гидроксиды железа и марганца, железомарганцевые микроконкреции.

Кремнистые илы чаще всего имеют однородную текстуру с беспорядочным распределением компонентов или неопределенно выраженную линзовидную текстуру, связанную с некоторой сортировкой кремнистых остатков, с характером распределения глинистой или обломочной примеси. Типичны биотурбации. Иногда отмечаются очень тонкогоризонтальные текстуры. Встречаются и ритмично-слоистые текстуры с мощностью отдельных ритмов от нескольких до 100–150 см и с разделением слоев, обогащенных це-



Р и с.1. Схематический разрез и изменение некоторых параметров осадков и иловых вод в скв. 47I /46/

I - глубина, м; II - возраст; III - литологическая характеристика: 1 - диатомовые илы, 2 - глинистые илы, 3 - наноилы, 4 - порцелланиты, 5 - кремни, 6 - аргиллиты, 7 - доломитистые известняки, 8 - песчаники, 9 - пеплы и туфы, 10 - металлоносные осадки, 11 - диабазы; IV - зоны дробления: 12а - опала, 12б - опала-СТ, 12в - кварца (халцедона); V - количество остатков диатомовых (Д) и радиолярий (Р): ОТ - отсутствуют, ОБ - обильны; VI - изменение отражения $d(101)$ опала-СТ; VII-XII - параметры химизма иловых вод: УП - рН, УШ - щелочность, IX - содержание SO_4 , X - содержание кремнезема, XI - содержание Ca , XII - содержание K

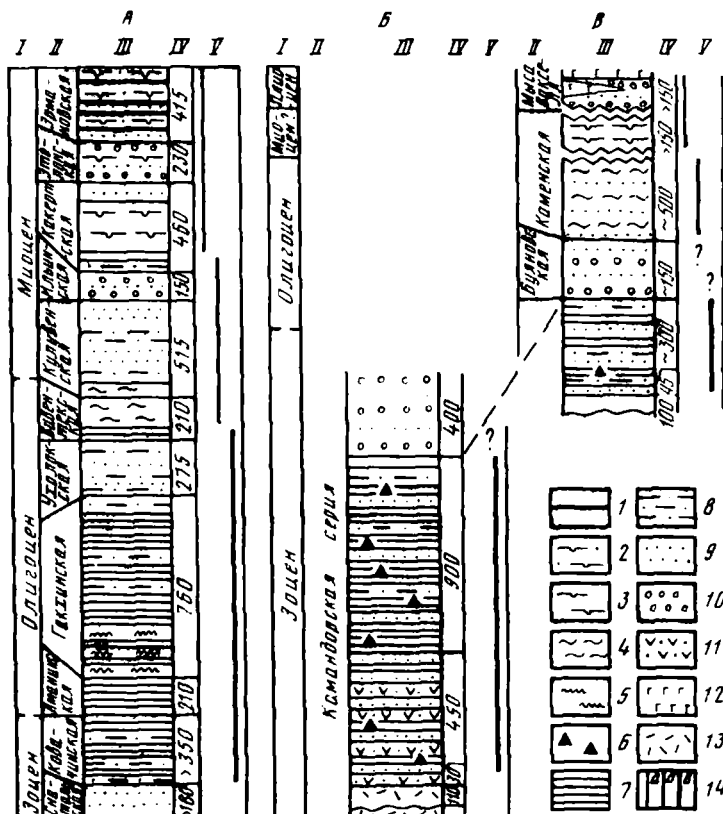
лыми остатками кремневых организмов, детритом, глинистым материалом. Встречаются и карбонатно-кремнистые ритмы.

В таблицах 1 и 2 приведены результаты химических анализов диатомовых и радиоляриевых илов с содержанием SiO_2 более 70%, выбранные из работы Т.В.Донели /22/. Как видим, содержание SiO_2 в нелигифицированных органогенных кремнистых илах достигает 80% (в приантарктических илах отмечено и более высокое - до 87%). Если сравнивать диатомовые и радиоляриевые илы с равными или близкими содержаниями SiO_2 вал (от 70 до 80%), то в их составе можно отметить некоторые отличия. В радиоляриевых илах отношение SiO_2/Al_2O_3 - 12-40, содержание SiO_2 своб - 50-70, в диатомовых - 8-20 и 40-65% соответственно. В радиоляриевых илах обычно меньше TiO_2 , Fe_2O_3 , Na_2O+K_2O и больше MnO и P_2O_5 . Повышенное содержание P_2O_5 в радиоляриевых илах по сравнению

Т а б л и ц а I . Химический состав диатомовых илов, мас. %

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
SiO_2	80,50	79,40	74,00	79,40	78,80	74,40	78,60	70,60	72,80	70,50	72,50	75,20	70,40	71,40
TiO_2	0,21	0,20	0,31	0,19	0,31	0,19	0,21	0,36	0,30	0,48	0,36	0,31	0,45	0,47
Al_2O_3	4,40	3,62	6,75	3,94	5,00	3,64	4,40	7,60	6,00	8,40	7,20	6,30	9,00	9,50
Fe_2O_3^x	1,85	1,81	3,01	1,49	1,90	1,79	1,69	2,60	2,43	4,38	3,92	4,05	3,96	4,01
MnO	0,03	0,14	0,11	0,10	0,16	2,03	0,22	0,42	0,46	0,00	0,00	0,06	0,07	0,09
MgO	0,93	0,73	1,03	0,65	0,76	0,85	0,67	0,81	0,87	1,43	1,36	1,24	1,61	1,61
CaO	0,43	0,48	1,20	0,36	1,05	0,54	0,75	1,44	1,13	1,96	0,87	0,60	1,56	0,77
Na_2O	1,32	1,77	1,64	1,17	1,22	1,29	1,39	2,29	2,01	1,35	1,06	0,93	1,13	1,22
K_2O	0,72	0,63	1,18	0,90	0,90	0,58	0,85	1,38	1,08	1,17	1,06	0,94	1,31	1,36
P_2O_5	0,04	0,03	0,06	0,03	0,08	0,06	0,06	0,10	0,08	0,08	0,05	0,05	0,07	0,06
Cl	2,25	1,96	2,20	2,75	2,25	2,31	2,80	2,37	2,51	2,26	2,25	2,09	2,08	1,37
Сумма	93,11	90,77	91,49	91,98	90,43	87,68	91,64	89,97	89,67	92,01	90,63	91,77	91,64	92,12

Скважины б/с "Гломар Челленджер" /22/. Рейс 19, скв. 183, плиоцен-миоцен: 1 - 12-5-118 (125,2 м), 2 - 15-2-103 (148,5 м), 3 - 15-4-64 (151,1 м), 4 - 17-2-138 (166,9 м), 5 - 17-4-140 (169,9 м), 6 - 17-6-98 (172,5 м), 7 - 18-3-94 (176,9 м), 8 - 20-1-135 (193,4 м), 9 - 20-2-41 (193,9 м); скв. 192, плиоцен-миоцен: 10 - 13-5-50 (238,5 м), 11 - 14-3-90 (253,9 м), 12 - 16-3-84 (300,8 м), 13 - 21-2-60 (477,1 м), 14 - 25-2-71 (673,2 м). $\text{Fe}_2\text{O}_3^x = \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO}$.



Г и с. 5. Схематические разрезы кайнозойских отложений западной части Камчатки (А), о-ва Медного (Б) и о-ва Беринга (В)

I - возраст; II - свита; III - литологическая характеристика: I - лигниты, 2 - песчано-глинистые туфодиадомиты с перемитыми кислыми леплами, 3 - туфодиадомиты с прослоями леплов, 4 - опоки с прослоями туфов, 5 - перекристаллизованные опоки с прослоями туфов, 6 - кремни, 7 - туфоаргиллиты и кремнистые туфоаргиллиты с прослоями туфов, 8 - песчано-глинистые туфоаргиллиты с отдельными прослоями туфов, 9 - песчаники, туфопесчаники, 10 - конгломераты, гравелиты, 11 - туфы базальтов, андезитов-базальтов, 12 - базальты, брекчии базальтов и андезитов-базальтов, 13 - липариты, туфы и туфобрекчии липаритов; IV - мощность, м; V - зоны преобладания: 14а - опала, 14б - опала-СТ (кристобалита), 14в - кварца (халцедона)

Туфодиадомиты и диадомиты - легкие породы, желто-серые, голубоватые, при выветривании становятся белесыми, имеют землистый излом. Слоистость в них выражена неотчетливо, кластический материал либо равномерно рассеян, либо образует небольшие гнездовидные скопления или не-

Т а б л и ц а 2. Химический состав радиоярневых илов, мас.%

	I	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
SiO_2	72,80	71,00	70,70	72,70	71,50	71,70	73,30	72,50	70,50	75,60	79,50
TiO_2	0,07	0,25	0,14	0,17	0,14	0,15	0,16	0,13	0,09	0,08	0,06
Al_2O_3	2,20	6,50	3,69	4,74	4,37	5,51	4,38	3,70	2,30	2,70	1,90
Fe_2O_3^x	3,08	2,53	1,64	1,96	1,59	1,96	2,00	1,49	0,93	0,95	0,61
MnO	0,55	0,50	0,17	0,32	0,31	0,37	0,29	0,17	0,06	0,10	0,15
MgO	1,11	1,06	0,71	0,90	0,76	1,34	1,45	0,96	0,78	0,78	0,60
CaO	0,62	0,78	0,72	0,66	0,62	0,56	1,05	0,83	0,36	0,58	0,62
Na_2O	1,07	1,99	1,34	1,03	2,00	1,72	1,15	1,06	0,65	1,01	0,57
K_2O	0,49	1,41	0,74	0,85	0,84	1,52	0,74	0,69	0,38	0,47	0,41
P_2O_5	0,21	0,21	0,28	0,26	0,30	0,29	0,60	0,44	0,41	0,42	0,39
Cl	5,33	5,68	5,84	4,68	5,50	5,22	5,34	4,78	4,98	5,36	4,02
Сумма	87,53	91,91	85,97	88,27	87,93	90,34	90,46	86,75	81,44	88,05	88,83

Скважины б/с "Гломар Челленджер" /22/. Рейс 5, скв. 42, эоцен: I - 7-4-85 (60 м). Рейс 7, скв. 66-I, плиоцен-миоцен: 2 - 3-6-79 (37,3 м), 3 - 4-3-67 (41,7 м), 4 - 4-6-52 (46,0 м), 5 - 5-6-74 (55,2 м), 6 - 6-6-59 (64,1 м); скв. 66-0, олигоцен: 7 - 3-I-40 (117,4 м). Рейс 17, скв. 166, эоцен: 8 - 12-6-65 (167,1 м), 9 - 14-3-62 (181,6 м), 10 - 14-5-63 (184,6 м), 11 - 16-3-54 (192,5 м). $\text{Fe}_2\text{O}_3^x = \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO}$.

правильной формы линзочки. Отмечаются следы взмучивания, характерны ходы влоедов. В Японии и Калифорнии встречаются тонкогоризонтальнослоистые диатомиты.

Чистые диатомиты в кайнозойских отложениях континентального обрамления встречаются редко. Обычно, по крайней мере в кайнозойских отложениях Дальнего Востока СССР, распространены туфодиатомиты - многокомпонентные породы, состоящие из смеси органогенных остатков, пирокластического и терригенного материала, пелитовой опалово-глинистой массы. Распределение всех этих компонентов в пределах одного слоя и даже одного куска породы очень неравномерно, но преобладают органогенно-кремнистый и пелитовый компоненты.

Органогенно-кремнистая составляющая (20-80%) представлена павириями диатомовых, небольшим количеством спикул губок, единичными радиоляриями. Некоторые павирии диатомей несут следы растворения. По краям они как бы размыты, не имеют четких контуров и осливаются с пелитовой кремнисто-глинистой массой. Многочисленны выделения пирита, частично или полностью выполняющие внутреннюю часть диатомей. При растворении кремневой скорлупки они остаются в виде слепка с внутренней поверхности павирий. Обломочный материал (10-30%) - вулканические стекла, кристаллы плагиоклаза (реже пироксена, биотита, роговой обманки), обломки различных эффузивов, туфов метаморфических и осадочных пород. Пелитовая масса (20-50%) представляет собой агрегат глинистых минералов и частично раскристаллизованного опала, образовавшегося за счет разложения мельчайшего диатомового детрита. Глинистая фракция представлена наряду с преобладающими смектитами, гидрослюдай, хлоритом и различными смешанно-слоистыми образованиями.

Химический состав диатомитов (таблица 3) в целом сопоставим с составом океанических диатомовых илов. Иногда в них определяется высокое (до 87%) содержание SiO_2 . Обычно же в наиболее высококремнистых разностях содержание SiO_2 лишь немного более 70% при SiO_2/Al_2O_3 около 8-10 и SiO_2 своб около 45%, что связано с постоянной примесью глинистого и обломочного терригенного и пирокластического материала. Можно отметить, что по сравнению с океаническими илами туфодиатомиты содержат несколько меньше MnO и MgO .

Кристобалитовые (опал-СТ) породы

Представлены порцелланитами (опоками) и их глинистыми и известковыми разновидностями. Термины порцелланит и опока - это синонимы, используемые в американской и советской литературе для обозначения кристобалитовых тонкопористых кремнистых пород, сложенных главным образом кристобалитом (опалом-СТ). В статье вынужденно используются оба термина, но именно в таком понимании. В американской литературе, в том числе и в отчетах по глубоководному бурению, нет однозначности в использовании терминов "порцелланит" и "кремень" (chert). До-

Т а б л и ц а 3. Химический состав диатомитов и туфодиатомитов, мас. %

	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO ₂	65,91	66,60	71,98	87,48	65,29	70,16	71,80	73,71
TiO ₂	0,64	0,42	0,51	0,24	0,63	0,51	-	0,50
Al ₂ O ₃	10,89	10,31	8,71	2,35	14,44	10,06	5,02	7,25
Fe ₂ O ₃	3,92	2,31	1,60	1,80	1,23	4,25	2,45	2,63
FeO	1,29	1,44	0,93	0,14	2,04	0,34	0,34	0,44
MnO	0,06	0,06	0,04	0,01	0,03	0,01	-	-
MgO	1,25	0,82	0,71	Нет	2,02	1,08	1,69	1,47
CaO	2,32	2,50	1,67	0,80	1,45	2,12	1,45	1,72
Na ₂ O	1,46	1,68	1,20	0,31	2,30	1,44	1,81	1,19
K ₂ O	1,52	1,64	1,19	0,66	2,44	0,76	3,55	1,00
H ₂ O ⁺	4,66	6,27	5,19	4,99 ¹	5,61	3,98	5,50	6,94
H ₂ O ⁻	3,24	2,75	3,06	-	2,30	4,50	4,64	2,88
P ₂ O ₅	0,08	0,09	0,06	0,02	0,06	0,08	0,17	0,24
CO ₂	Нет	Нет	Нет	Нет	0,08	Нет	-	Следы
C _{орг}	0,81	0,47	0,64	0,65	0,65	0,22	Следы	Нет
S	0,84	0,54	0,61	-	-	-	-	-
SO ₃	1,70	1,80	1,75	-	-	-	-	0,16
Сумма	100,59	99,70	99,85	99,45	100,57	99,51	99,77 ²	100,13

Западная часть Камчатки, миоцен /9/: 1 - 17/16в, 2 - 17/16а, 3 - 17/13б. Камчатка, миоцен /10/: 4 - 3309. 0-в Карагинский, миоцен: 5 - 78/12. 0-в Беринга, миоцен: 6 - 209. Калифорния, формация Монтерей, миоцен /21/: 7 - 1, 8 - 2.

¹ H₂O⁺ - потери при прокаливании.

² Образец содержит 1,34% хлора.

Прочерк означает, что содержание не определялось.

вольно часто их различают не по минеральному составу, а по внешним признакам. Так, иногда называют порцелланитами породы, состоящие из криптокристаллического кварца, но имеющие характерный для порцелланитов фарфоровидный облик, и довольно часто породы, описанные в скважинах из-за их внешнего вида (стекловатость, раковистый излом) как кремни, оказываются состоящими из опала-СТ. Такая неопределенность создает некоторые сложности при анализе данных бурения. Другая трудность возникает из-за особенностей бурения по твердым хрупким породам: незначительный выход керна при его большой фрагментированности и вымывание более мягких пород. Из-за этого зачастую невозможно однозначно решить вопрос о конкреционной или пластовой форме порцелланитов и осо-

бенно кремней, а также представить характер их взаимоотношения (переслаивания) с вмещающими породами.

Порцелланиты встречаются во многих скважинах в океане. Обычно они светлые, серые с желтоватым, кремовым, бежевым, зеленоватым оттенком (реже встречаются темноокрашенные разности). Такие окраски характерны для порцелланитов в северной части океана и вблизи калифорнии. В приэкваториальной части океана развиты порцелланиты, окрашенные в различные оттенки красного и коричневого цвета. Осадочные текстуры напоминают таковые в диатомовых и радиоляриевых илах. Они обычно плохо выражены, с беспорядочным распределением компонентов, характерна биотурбированность. Иногда отмечается неотчетливая субгоризонтальная линзовидная или тонкая ленточная слоистость, выражающаяся в чередовании слоев разной окраски или в некоторых случаях в чередовании слоев, сложенных опалом-СТ и микрозернистым кварцем (по-видимому, это обусловлено разной степенью окремнения слоев, изначально обогащенных глиной и карбонатным материалом), или в обогащении отдельных слоев раковинками радиолярий.

Порцелланиты состоят из однородной скрытокристаллической, почти изотропной кремнистой массы. Преобладающей формой кремнезема является кристобалит (опал-СТ), хотя обычно устанавливается присутствие рентгеноаморфной фазы и форм с упорядоченностью кварца (халцедона).

Реликты первичной органической структуры сохраняются то более, то менее отчетливо (остатки диатомей, радиолярий, иногда спикул губок). Сохранившиеся остатки кремневых организмов часто несут следы растворения, в некоторых образцах внутренние части раковин сложены кварцем и (или) халцедоном, в других - как и пелитоморфный кремнезем основной массы - почти изотропны.

Другими компонентами порцелланитов, помимо свободного кремнезема, служат глинистое вещество и биогенный карбонат. Их количество варьирует в широких пределах так, что осуществляют взаимопереходы порцелланит-глинистый порцелланит-кремнистый аргиллит или порцелланит-известковистый порцелланит-мел.

Глинистые минералы представлены преимущественно смектитами, иногда отмечается примесь хлорита, гидрослюда. Небольшая примесь обломочного материала представлена вулканическим стеклом, плагиоклазами, пироксенами, амфиболами, обломками пород. Из аутигенных минералов обычны клиноптилолит, кроме того, в сероцветных разностях присутствуют пирит, глаукоцит, в красноцветных - гидроксиды железа и марганца. Карбонатная примесь - остатки наннопланктона и фораминифер.

Порцелланиты чаще, чем кремнистые илы, имеют высокремнистый состав. В наиболее чистых разностях содержание SiO_2 вал достигает 90%, SiO_2 своб - 85% при отношении $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ до 60.

В таблице 4 приведены результаты химических анализов сероцветных порцелланитов из прикалифорнийской части Тихого океана (предположитель-

Т а б л и ц а 4 . Химический состав океанских порцелланитов, мас. %

	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO ₂	73,33	89,77	80,13	84,02	74,83	72,64	75,71	79,92
TiO ₂	0,33	0,09	0,33	0,27	0,34	0,26	0,26	0,21
Al ₂ O ₃	6,40	1,50	5,77	4,10	7,58	4,09	4,18	3,32
Fe ₂ O ₃	3,92	1,30	2,08	2,01	2,99	4,74	4,98	3,57
FeO	0,71	0,26	0,60	0,54	1,00	0,52	0,07	0,07
MnO	1,03	0,01	0,02	0,01	0,04	1,56	0,62	0,59
MgO	1,85	0,58	1,30	0,92	1,79	2,30	1,42	2,65
CaO	1,29	0,43	1,03	0,86	1,44	1,64	1,23	0,98
Na ₂ O	1,60	0,48	1,60	1,13	1,97	1,35	1,50	1,05
K ₂ O	1,75	0,31	1,05	0,77	1,66	1,22	1,10	0,75
H ₂ O ⁺	2,65	1,37	2,11	1,96	2,22	3,32	3,15	3,03
H ₂ O ⁻	2,50	1,93	1,90	1,62	2,99	5,56	5,20	3,65
P ₂ O ₅	0,15	0,06	0,23	0,23	0,32	0,09	0,14	0,07
CO ₂	1,10	Нет	Нет	0,60	Нет	0,30	Нет	Нет
C _{орг}	0,05	0,55	0,35	0,54	0,14	Нет	0,1	—
S	0,16	0,24	0,70	—	0,23	—	—	—
SO ₃	0,99	0,64	0,40	—	0,29	—	—	—
Cl	0,47	0,16	0,54	—	0,42	—	—	—
Сумма	100,28	99,68	100,14	99,58	100,25	99,59	99,66	99,86

63 райо б/с "Гломар Челленджер" /25/. Сероцветные порцелланиты, миоцен, окв. 469: 1 - 36-I-(62-66), 331,1 м, 2 - 19-CC-(13-17), 180,5 м, 3 - 28-CC-(29-31), 266,0 м, 4 - 30-I-(35-37), 275,9 м; окв. 473: 5 - 28-I-(2-5), 238,0 м. Красноцветные (розовые) порцелланиты, миоцен (?), Марианский желоб /4/: 6 - I404/ДI-I00, 7 - I403/ДI-4 - 6, 8 - I403/ДI-4 - 8.

но образованных за счет диатомовых илов) и красноцветных (за счет смешанных диатомово-радиоляриевых илов) - со склонов Марианского желоба. Сравнивая эти две разновидности, можно отметить, что в сероцветных относительно больше содержание TiO₂, Al₂O₃, суммы Na₂O+K₂O, C_{орг}, а в красноцветных - окислов Fe, Mn, Mg.

Порцелланиты и опоки, обваляющиеся на побережье, сходны с океанскими порцелланитами. Наиболее чистые их разновидности - это тонкопористые хрупкие породы с характерным фарфоровидным обликом, обычно имеют тонкую пластовую отдельность. Они светлые, кремовых, лиловатых, голубоватых оттенков (иногда встречаются и темноокрашенные разновидности), при выветривании становятся белесыми. В некоторых случаях опоки и порцелланиты имеют очень тонкую горизонтальную слоистость (особенно характерна для порцелланитов Калифорнии), но обычно слоистые текстуры в них выра-

жены неотчетливо. Чаще всего это мелкая неправильно-линзовидная микросложность, обусловленная примесью кластического материала, который обычно беспорядочно рассеян в массе породы. Иногда такая линзовидная микросложность обусловлена скоплением растительного детрита. В некоторых случаях видны микроползневые текстуры. В тонкослоистых разностях наблюдается чередование слоев с различным содержанием глинистой примеси или с разной степенью сохранности остатков диатомей, отмечаются слои пирокластического материала. Характерна ассоциация этих пород с измененными кислыми лавовыми туфами.

Состоят опоки и порцелланиты из однородной кремнистой скрытокристаллической массы с незначительной примесью глинистых минералов. В отдельных участках породы хорошо видна органическая структура. Обычно же о ней свидетельствуют лишь остатки перекристаллизованных диатомей (реже радиолярий) или их нерастворившиеся части, а также многочисленные выделения пирита характерной шаровидной формы, подобные таким же образованиям в туфодиатомитах, где они выполняют внутренние полости панцирей диатомей (органическая структура зачастую лучше сохраняется в раннедиагенетических карбонатных конкрециях, обилие которых характерно для кайнозойских толщ Камчатки).

Довольно часто в породах имеется различное количество алевритовой примеси пирокластического и терригенного материала, представленного вулканическим стеклом со следами растворения или цеолитизированного, кристаллами плагиоклаза, цветными минералами, рудными зернами, иногда присутствует обломочный кварц, обломки различных пород.

Глинистая примесь, обычно незначительная, увеличивается в связанных с опоками взаимопереходами кремнистых туфоаргиллитах и представлена тем же комплексом глинистых минералов, что и в туфодиатомитах — смектитами (преобладают), хлоритом, гидрослюдай.

Опоки Дальнего Востока СССР обычно бескарбонатны, в порцелланитах Калифорнии иногда присутствует значительная примесь карбоната. Из аутигенных минералов характерны клиноптилолит, пирит, глаукоцит, в некоторых толщах отмечаются фосфатные микроконкреции и конкреции.

Химические анализы опок и порцелланитов приведены в таблице 5. В наиболее высокремнистых разностях содержание SiO_2 вал более 90%, SiO_2 своб — более 85% при отношении $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ около 65. В образце 8 с экстремально большим отношением $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ присутствует значительное количество аутигенного кварца — это породы, переходные к кремням.

Привлекает внимание, что опоки (порцелланиты) по сравнению с диатомитами обычно содержат больше SiO_2 . Частично это связано с постседиментационным его перераспределением. Что же касается остальных компонентов, то изменение их соотношений между собой при сравнении пород разного типа не имеет какой-то определенной тенденции. Можно еще отметить, что некоторая геохимическая специфика может характеризовать как опоки, так и диатомиты какого-либо одного региона. Например, на

Т а б л и ц а 5. Химический состав опок, мас. %

	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO ₂	72,77	85,22	88,76	80,19	73,25	79,61	77,89	92,41
TiO ₂	0,55	0,21	0,21	0,31	0,51	0,47	0,43	0,17
Al ₂ O ₃	8,77	3,84	2,52	6,30	10,05	7,00	1,25	0,59
Fe ₂ O ₃	0,77	2,25	1,72	3,30	2,31	2,02	1,63	0,94
FeO	0,86	0,43	0,58	0,67	0,25	0,19	0,20	0,21
MnO	0,03	0,01	0,01	0,03	0,02	0,01	0,01	Нет
MgO	0,37	0,76	0,51	0,34	1,13	0,61	1,27	0,25
CaO	1,85	0,80	0,59	1,72	2,54	1,74	2,28	1,29
Na ₂ O	2,43	0,95	0,54	0,68	1,61	1,10	2,84	0,29
K ₂ O	1,39	0,67	0,49	0,89	0,99	0,91	0,55	0,24
H ₂ O ⁺	3,92	4,14	1,79	1,94	3,89	3,21	3,96	1,33
H ₂ O ⁻	2,85	2,10	1,75	2,47	2,71	2,32	3,92	1,29
P ₂ O ₅	0,09	0,02	0,16	0,08	0,09	0,03	0,23	0,07
CO ₂	Нет	0,10	0,14	0,12	Нет	Нет	Нет	Нет
C _{орг}	0,52	0,46	0,46	1,02	0,17	1,20	0,15	0,26
S	0,78	-	-	-	-	-	0,12	Нет
SO ₃	1,10	-	-	-	-	-	0,39	0,24
Cl	-	-	-	-	-	-	3,20	Нет
Сумма	100,05	99,96	100,23	100,06	99,52	100,42	100,32	99,58

Западная часть Камчатки, олигоцен /9/: 1 - II/16, 2 - 20/226, 3 - 82/7а. 0-в Сахалин, миоцен /9/: 4 - 93/3а. 0-в Беринга, олигоцен: 5 - 23/1, 6 - 107/2. Калифорния, Сан-Педро, формация Монтерей, миоцен: 7 - 7, 8 - 8.

Камчатке обе разновидности пород содержат относительно больше C_{орг} и меньше P₂O₅, чем соответствующие породы калифорнии и прикалифорнийской части океана.

Кварцевые (халцедоновые) породы

Породы, преобладающей формой кремнезема в которых служит кварц (халцедон), встречаются во многих скважинах DSDP, пробуренных в Тихом океане. Они представлены кремнями, отмеченными в отложениях от верхнемиоценовых до меловых в ассоциации с различными по составу породами (глинистыми, известковистыми, органогенно-кремнистыми). Считается, что большинство океанских кремней, особенно в карбонатных породах, имеют конкреционную природу или залегают в виде мелких линз и пластов среди вмещающих пород.

Кремни - это твердые, плотные породы со стекловатым блеском и раковистым изломом. Окраска кремней различна: белая, серая, зеленовато-серая, черная, а также различные оттенки красного и коричневого цвета.

Среди кремней встречаются тонкослоистые разновидности, но обычно они массивны с хорошо сохранившимися текстурами биотурбаций. Описаны кремни с концентрическим сложением. Кремни состоят из микрозернистого или микрогранобластового кварца (халцедона), иногда с небольшой примесью карбоната и оксидов железа. Обычны остатки кремневых организмов, особенно радиолярий, выполненных более крупнозернистым кварцем или радиально-лучистым халцедоном. При рентгеновском изучении во многих кремнях обнаруживаются следы смектита, в некоторых — следы барита, апатита, пирита, полевых шпатов и некоторых других минералов. Встречаются разновидности со значительной примесью пирокластического материала.

Кремни — это высококремнистые породы (таблица 6), в которых содержание SiO_2 вал достигает 97%, при отношении $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ более 200, почти весь SiO_2 в них не связан в алумосиликаты. В образцах с примесью пирокластического или терригенного материала наряду с уменьшением содержания SiO_2 увеличивается содержание всех других породообразующих оксидов. Глинистые разновидности часто не имеют специфического внешнего облика кремней, они трудно диагностируемы из-за тонкой кристалличности кварца (он изотропен в таких породах) и потому, видимо, описываются просто как аргиллиты, даже если имеют высокие (70% и более) содержания SiO_2 .

Следует отметить, что кроме кремней, залегающих в осадочном чехле океана, в ряде скважин отмечены кремнистые образования в базальтах ложа. Обычно это красновато-коричневые породы, которые в одних случаях выполняют тонкие жилки в базальтах, в других, видимо, являются маломощными и подчиненными межпластовыми образованиями. Встречены также породы, напоминающие сферолитовые яшмы, развитые среди пиллоу-базальтов францисканского комплекса в Калифорнии и в базальтах Камчатского мыса на Камчатке /18, 20/. По одним представлениям, кремнистые образования в базальтах представляют собой продукты гидротермальной деятельности, по другим — продукты переработки первично биогенных осадков, захваченных базальтовыми потоками при излиянии.

При характеристике кремнистых пород обрамления целесообразно рассмотреть отдельно третичные кремнистые породы с кварцевой формой кремнезема. Они входят в состав тех же единых туфово-кремнисто-терригенных комплексов, что и диатомиты и опоки, с которыми тесно связаны и генетически. Чтобы показать генетическую взаимосвязь этих пород с опоками, наиболее высококремнистые разновидности их можно назвать перекристаллизованными опоками. Менее кремнистые породы представлены кремнистыми туфоаргиллитами. Аналоги этих пород, развитые в формации Монтерей, называются кремнистыми сланцами.

По многим признакам (текстурным, структурным, составу) характеризующие породы близки опокам, основное отличие заключается в резком преобладании кварцевой формы кремнезема над остальными. Это светло-серые и серые породы, часто с желтоватым оттенком, при выветривании становятся

Т а б л и ц а 6. Химический состав океанских кремней, мас. %

	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO ₂	91,71	95,67	93,94	95,77	91,87	79,33	80,98	82,14	97,34
TiO ₂	0,17	0,17	0,03	0,05	0,05	0,35	0,35	0,35	0,03
Al ₂ O ₃	0,42	0,56	0,69	0,97	0,85	7,57	7,60	7,60	0,76
Fe ₂ O ₃	2,44	1,12	2,78	0,30	1,08	2,17	2,22	2,18	0,09
FeO	0,41	0,15	0,05	0,06	0,20	0,10	0,11	0,10	0,06
MnO	Нет	Нет	0,01	0,00	0,00	0,02	0,02	0,02	0,01
MgO	0,25	0,34	0,08	0,00	0,03	0,50	0,52	0,56	0,00
CaO	1,06	0,35	0,10	0,13	0,68	1,40	1,20	1,11	0,11
Na ₂ O	0,39	0,29	0,13	0,00	0,00	1,19	1,21	1,31	0,13
K ₂ O	0,18	0,12	0,19	0,11	0,05	2,64	2,68	2,65	0,00
P ₂ O ₅	0,07	0,03	0,00	0,02	0,02	0,17	0,18	0,13	0,00
П.п.п.	2,98	1,31	3,20	2,70	3,10	3,50	2,70	2,50	1,90
Сумма	100,08	100,11	101,22	100,12	100,94	98,95	99,80	100,71	100,44

Скважины DSDP, райс 63, прикалifornийская часть океана, скв. 467 (25), серые кремни, миоцен: 1 - 78-I-(60-62), 728,6 м, 2 - 79-I-(30-38), 737,8 м. Рейс 62, поднятие Хесса /29/, скв. 464, альб-сеноман: 3 - II-I-(41), 98,9 м, оранжевая яшма, 4 - I4-I-(40), 127,4 м, черный кремнь, 5 - I7 (CC), красновато-коричневая яшма; скв. 465 А, альб: 6 - 40-I-(26-A), 419,3 м, черный кремнь с примесью пирокластического материала, 7 - 40-I-(26-B), 419,3 м, серовато-зеленый кремнь с примесью пирокластического материала; скв. 466, эоцен: 8 - 8-I-(10-B), 74,6 м, коричневый кремнь с примесью пирокластического материала, 9 - 9-I-(64), 84,7 м, слоистый серый и коричневый кремнь.

белесыми. Они более крепкие и плотные, чем опоки, в них сильнее проявлена и пластовая отдельность: чередуются плитчатые (0,1-0,3 м) и листоватые (0,01-0,02 м) разности. Слоистость обычно выражена неотчетливо, иногда в виде чередования по 2-5 см относительно темных и светлых разностей, имеющих нечеткие границы между собой. Отмечается неправильно-линзовидная микрослоистость, мелкие гнезда обломочного материала, обычные биотурбации. Иногда встречаются разности с тонкой горизонтально-линзовидной слоистостью, развитые, например, в командорской серии о-ва Медного. Здесь тонкая слоистость вызвана присутствием не только слоев, обогащенных глинистым, пирокластическим материалом, скоплением растительного детрита, но и слоев, состоящих из спикул губок.

Характеризуемые породы состоят из очень тонко раскристаллизованного кремнезема, незначительного количества глинистого вещества с обычно небольшой примесью пирокластического и терригенного материала. Иногда присутствует карбонатная примесь. Вулканическое стекло разложено сильнее, чем в опоках. О первичной органогенной структуре свиде-

тельствуют изредка сохраняющиеся от растворения плохо различные части створок диатомей и главным образом многочисленные выделения сульфидов железа, аналогичные встречающимся в туфодиатомитах и опоках и нередко сохраняющие форму панцирей диатомей. Как и в опоках, в данных породах содержится обычно много карбонатных конкреций, в которых органическая структура сохраняется лучше, чем во вмещающих породах.

Кремнистые туфоаргиллиты отличаются от перекристаллизованных опок лишь незначительным увеличением количества глинистого вещества в пелитовой массе, подавляющая роль в сложении которой принадлежит, однако, свободному кремнезему. В них присутствует также чуть большая примесь обломочного материала, представленного в основном вулканическим стеклом и неизмененными кристаллами плагиоклаза (пирокластический материал), обломками эффузивов, осадочных и метаморфических пород (терригенный материал). Обломочный кварц встречается редко. Во фракции <0,001 мм отмечаются смектиты, хлорит, гидрослюда и различные смешанные слоистые образования.

В некоторых толщах перекристаллизованных опок и кремнистых туфоаргиллитов (например, в командорской серии о-ва Медного) встречаются не отчетливо обособленные линзовидные тела полупрозрачных кремней. Они не имеют четких границ с вмещающими породами и не нарушают слоистость в них.

Химические анализы перекристаллизованных опок и кремнистых туфоаргиллитов приведены в таблице 7. В зависимости от относительного содержания обломочной и глинистой примеси содержание SiO_2 колеблется в довольно широких пределах, достигая в наиболее высококремнистых разностях 90% (в кремнях и более) при отношении $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ до 40 (в кремнях — до 100), и содержании SiO_2 своб более 80% (в кремнях — до 90%). В целом же вариации химического состава этих пород близки к таковым, наблюдаемым в опоках.

Верхнемеловые кремнистые породы (характеристика их дается на примере Камчатки) принадлежат другой, эффузивно-кремнисто-туфовой формации, отвечающей более ранним этапам развития Курило-Камчатской геосинклинали. Формация при мощности до 3000–4000 м характеризуется сильной фацальной изменчивостью и в вертикальном разрезе и по laterали, выражающейся в изменении относительной роли тех или иных основных типов пород, зернистости кластических пород, состава эффузивных образований, мощностей и т.д. Ведущая роль в формации принадлежит туфам (в том числе и переотложенным) различной размерности, преимущественно среднего, реже основного и кислого состава, кремнистым породам и вулканотерригенным образованиям (рис. 4). В разрезах формации чередуются толщи со значительной ролью кремнистых пород и существенно туфовые и вулканотерригенные. Эффузивы распространены неравномерно и представлены как основными-средними (преобладают), так и кислыми разностями.

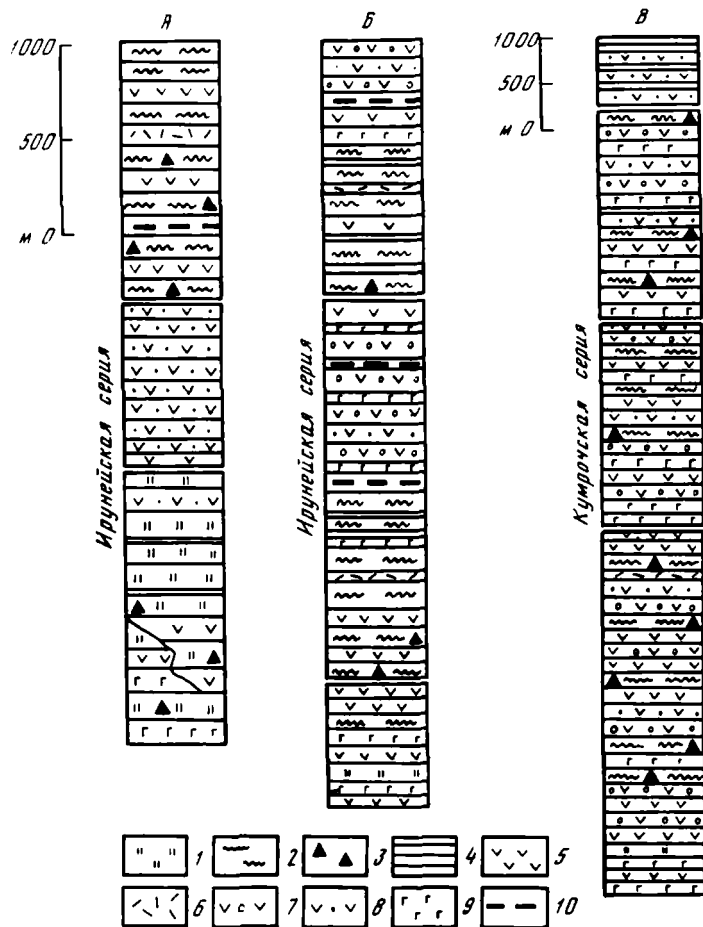
Т а б л и ц а 7 . Химический состав перекристаллизованных опок и кремнистых туфоаргиллитов, мас. %

	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO ₂	73,38	86,62	80,45	87,37	93,85	92,77	78,70	87,20
TiO ₂	0,60	0,29	0,42	0,27	0,13	0,08	0,35	-
Al ₂ O ₃	9,25	4,13	6,43	4,14	0,93	0,91	5,83	1,86
Fe ₂ O ₃	2,32	1,44	1,87	0,74	1,15	1,25	1,92	1,06
FeO	1,29	1,00	0,78	0,54	0,71	0,14	0,62	0,33
MnO	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,04	-	-
MgO	0,89	0,51	0,78	0,07	0,18	Нет	0,71	1,14
CaO	1,61	0,95	0,89	1,32	1,05	2,04	2,59	0,05
Na ₂ O	1,68	0,78	1,08	0,53	0,25	0,34	0,56	0,53
K ₂ O	1,77	0,76	1,04	0,74	0,11	0,14	1,06	2,75
H ₂ O ⁺	3,35	1,99	4,01	1,39	1,20	1,25	4,26	2,23
H ₂ O ⁻	1,70	0,33	1,48	1,35	0,24	0,24	3,64	2,78
P ₂ O ₅	0,09	0,08	0,05	0,05	0,03	0,01	0,34	0,22
CO ₂	Нет	0,08	Нет	Нет	Нет	0,95	0,00	0,00
Сорг	0,64	0,60	0,87	0,97	Нет	Нет	0,23	Следы
S	0,67	0,56	-	-	-	-	-	-
SO ₃	0,66	0,33	-	-	-	-	Следы	Следы
Сумма	100,03	100,56	100,16	99,49	99,84	99,96	100,81	100,15

Западная часть Камчатки, олигоцен-эоцен /9/: 1 - 19/4, 2 - 2/18, 3 - 26/20. Сахалин, олигоцен /9/: 4 - 92/10а. О-в Меданй, эоцен: 5 - 219/7а, 6 - 115/9. Калифорния, формация Монтерей, миоцен, анализы пересчитаны на бескарбонатность /21/: 7 - 6, 8 - 4.

Разнообразие верхнемеловых кремнистых пород Камчатки достаточно велико. Среди них (например, в малокурильской свите о-ва Шикотан, в каменистовской свите п-ова Кроноцкого) встречаются породы, и по внешнему виду и по составу аналогичные кайнозойским кремнистым туфоаргиллитам и перекристаллизованным опокам. Большинство же верхнемеловых кремнистых пород так или иначе отличаются от кайнозойских (яшмы же вообще не встречены в кайнозое Камчатки). Они могут быть объединены в две большие группы: а - сероцветные (кремнистые аргиллиты, кремнистые туфоаргиллиты и связанные с ними кремни), б - красноцветные (яшмы, кремнистые аргиллиты и яшмокварциты).

Кремнистые аргиллиты и туфоаргиллиты первой группы обычно темно-серые почти до черных, зеленовато-серые. Они характеризуются тонкой плитчатостью (10-20, редко до 30 см). Пласты нередко разделены более глинистыми рассланцованными прослоями (2-3 см). Реже встречаются относительно массивные разности. Часто встречаются линзовидные пластовые тела микрокварцитов и сливных кремней. Характерна ассоциация кремнистых



Р и с.4. Схематические разрезы меловых отложений Камчатки

А - бассейн р.Правой Лесной; Б - бассейн р.Белой; В - хребет Кумроноч; 1 - яшмы; 2 - кремнистые аргиллиты; 3 - кремни; 4 - аргиллиты; 5,6 - туфы: 5 - основного-среднего, 6 - кислого состава; 7,8 - тефрогенные и вулканотерригенные породы: 7 - конгломераты и гравелиты, 8 - песчаники и алевролиты; 9,10 - лавы, лавобрекчии, силлы: 9 - основного-среднего, 10 - кислого состава

пород с туфами. Чередование кремнистых пород и туфов довольно частое. Максимальная мощность пачек кремнистых пород, не содержащих прослоев туфов (или туфов без прослоев кремнистых пород) не превышает 30 м (обычно 2-15 м). Распространены также пачки с частыми тонкими (0,2 м) прослоями и пластами (до 1,5 м) туфов, а также очень характерные пачки тонкого ленточного чередования кремнистого и пирокластического материала. Текстуры либо тонкослоистые, либо линзовидно- и микроклино-

Т а б л и ц а 8. Химический состав верхнемеловых кремнистых туфоаргиллитов и кремней Камчатки, мас.%

	I	2	3	4	5	6	7	8	9	10	II	12	13	: 14	15	16
SiO ₂	78,25	84,69	90,56	77,51	85,41	90,72	71,76	86,27	92,41	76,27	87,03	93,56	96,96	70,16	87,46	97,26
TiO ₂	0,59	0,60	0,17	0,36	0,25	0,21	0,60	0,21	0,13	0,23	0,15	0,07	Нет	0,47	0,21	0,08
Al ₂ O ₃	8,17	6,14	2,21	6,96	4,13	2,26	10,15	5,45	2,41	5,89	4,46	1,86	0,75	8,40	4,20	0,29
Fe ₂ O ₃	1,40	0,83	0,41	1,90	1,41	1,37	1,60	0,40	0,80	3,78	1,34	0,15	0,46	2,31	1,42	0,77
FeO	3,44	1,72	0,72	2,57	1,86	1,43	3,35	1,85	1,00	0,61	0,41	0,43	0,23	2,21	1,26	0,10
MnO	0,14	0,06	0,04	0,20	0,08	0,24	0,26	0,06	0,01	0,23	0,07	0,02	0,01	0,44	0,20	0,02
MgO	3,05	0,71	0,55	3,70	2,15	0,92	2,97	0,72	1,10	3,94	1,22	0,45	0,05	2,21	0,96	Нет
CaO	1,20	1,81	2,97	0,87	0,98	1,10	1,93	1,42	0,79	1,88	1,00	0,75	0,50	4,66	1,36	0,74
Na ₂ O	1,06	1,72	0,35	0,45	1,20	0,75	0,11	1,92	0,68	0,61	0,61	0,21	0,07	1,18	0,51	0,02
K ₂ O	1,33	1,09	0,40	2,92	0,44	0,20	4,93	0,41	0,16	1,07	0,72	0,24	0,06	1,57	0,73	0,10
H ₂ O ⁺	0,65	0,58	0,26	2,00	0,70	Нет	1,90	0,79	0,54	2,62	1,68	1,14	0,58	2,67	1,39	0,35
H ₂ O ⁻	0,25	0,18	0,04	0,57	0,14	0,18	0,62	0,20	0,36	2,93	0,97	0,66	0,24	0,44	0,40	0,20
CO ₂	Нет	Нет	0,70	Нет	0,70	0,25	Нет	0,40	0,20	Нет	Нет	Нет	Нет	2,70	Нет	Нет
Сорг	0,19	0,22	0,15	Нет	Нет	0,03	0,03	Нет	Нет	Нет	Нет	Нет	Нет	Нет	Нет	Нет
P ₂ O ₅	0,05	0,05	0,02	0,09	0,05	0,04	0,09	0,03	Нет	0,14	0,07	0,02	0,01	0,10	0,01	0,01
Сумма	99,77	100,40	99,55	100,10	99,50	99,70	100,30	100,13	100,59	100,10	99,73	95,56	99,92	99,52	100,11	99,94

Бассейн р. Лесной: 1 - И-498, зеленовато-серый кремнистый туфоаргиллит, 2 - И-482, тонкослоистый серый кремнистый туфоаргиллит, 3 - 3930/501, тонкослоистый светлосерый кремнь, 4 - И-476, тонкослоистый светлозеленый и лиловатый кремнистый туфоаргиллит, 5 - И-466, темно-серый с зеленоватыми слоями кремнистый туфоаргиллит, 6 - И-467, кварцитоидный кремнистый туфоаргиллит. Бассейн р. Белой: 7 - И-1361, черный кремнистый туфоаргиллит, 8 - И-1533, серый кремнистый туфоаргиллит, 9 - И-1458, серый кремнь. Хребет Кумроч: 10 - И-1182, темно-серый кремнистый туфоаргиллит со слоями пирокластического материала, 11 - И-1190, светлосерый тонкоплазмондислоистый кремнистый туфоаргиллит, 12 - И-1191, то же, более окремненный, 13 - И-1197, серый кремнь. О-в Карагинский: 14 - И-9/2, серый кремнистый туфоаргиллит, 15 - И-12/12, зеленовато-серый кремнистый аргиллит, 16 - И-12/1, темно-серый кремнь.

видно—слоистые, реже массивные, с беспорядочным распределением компонентов. Они могут быть выражены в микро- и макромасштабах. В последнем случае породы имеют характерный тонкополосчатый облик.

Породы представляют собой микрозернистый агрегат преобладающего свободного кремнезема и глинистых минералов, относительное количество которых непостоянно (наиболее чистые разности имеют микрогранобластовое сложение), встречается рассеянная примесь алевропелитового, алевритового и мелкопсаммитового пирокластического материала. Тонкая слоистость в породах обусловлена линзочками пирокластике или тонким, иногда ленточным (до 2 мм) чередованием кремнистого и пирокластического материала. Кроме того, характерно чередование слойков или линзочек с различной глинистостью. Кремнистое вещество при этом в различной степени раскристаллизовано от очень тонкозернистого, слабо действующего на поляризованный свет, до хорошо раскристаллизованного, микрогранобластового сложения. В общем случае оно тем лучше раскристаллизовано, чем меньше в породе примеси глинистого вещества. В породах присутствуют редкие остатки перекристаллизованных радиолярий, а также полурастворившиеся фрагменты радиолярий и других кремневых организмов. Впрочем, в некоторых разностях, а также иногда в раннедиагенетических карбонатных конкрециях первично органогенные структуры видны достаточно хорошо. Преобладают остатки диатомовых водорослей, в меньшем количестве присутствуют опилулы губок, а радиолярий немного. Кремнистые аргиллиты характеризуются широким диапазоном колебаний содержания SiO_2 вад (таблица 8), связанных как с вторичным перераспределением вещества, приводящим к образованию линзовидных тел вторичных микрокварцитов и осливких кремней, так и с изначально разной кремнистостью, обусловленной примесью других компонентов. Содержание SiO_2 вад изменяется от 70 до 90%, а в микрокварцитах и кремнях до 96–97%. Отношение $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ в наиболее высококремнистых разностях кремнистых аргиллитов иногда достигает 60 при содержании SiO_2 своб около 80–85%, а в кремнях и микрокварцитах, где почти весь кремнезем не связан в алюмосиликаты, доходит до 200 и более. Отметим также, что для описываемых пород характерно преобладание закисной формы железа над окисной, низкие содержания или отсутствие CO_2 и $\text{C}_{орг}$.

Вторая группа кремнистых пород — это яшмы и красноцветные кремнистые аргиллиты.

Яшмы тяготеют к низам эффузивно-кремнисто-туфовой формации и наблюдаются в различных ассоциациях. Во-первых, они встречаются вместе с зелеными алевро-пелитовыми и мелкопсаммитовыми туфами в виде редких прослоев (1–2 м) в мощных (до 100 м) существенно туфовых пачках или находятся в более частом чередовании с ними в виде пачек мощностью от 2 до 30–40 м. Во-вторых, яшмы и красноцветные аргиллиты и туфоаргиллиты образуют самостоятельные довольно мощные (до 80–300 м) пачки в толще, в которых встречаются лишь единичные маломощные прослои зеленых

Т а б л и ц а 9 . Химический состав яшм и красноцветных кремнистых аргиллитов, мас. %

	I	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
SiO ₂	81,01	87,23	93,80	94,66	85,11	77,80	83,52	96,62	87,17	88,27	93,89	92,99	96,95	92,07	97,4	84,9
TiO ₂	0,43	0,26	0,17	0,08	0,20	0,34	0,25	0,08	0,13	0,13	0,08	0,08	Нет	0,17	0,03	0,18
Al ₂ O ₃	5,78	4,23	1,15	0,91	3,74	7,85	7,00	0,28	2,34	1,55	0,12	0,80	0,53	1,49	0,47	4,8
Fe ₂ O ₃	4,20	2,68	1,61	0,19	1,52	2,29	6,40	1,22	4,88	7,19	3,39	2,34	0,15	1,59	1,3	2,1
FeO	0,87	0,22	0,09	0,45	2,24	1,34	1,00	0,45	0,68	0,18	0,28	0,28	0,29	0,43	0,26	1,8
MnO	0,25	0,16	0,42	0,08	0,11	0,10	0,14	0,04	0,10	0,05	0,02	0,04	0,02	0,03	0,02	0,46
MgO	1,81	1,30	0,88	0,33	2,14	2,37	0,80	0,24	0,74	Нет	Нет	0,25	0,22	0,08	Следы	1,2
CaO	0,97	1,09	0,84	1,07	0,92	2,42	1,11	0,84	1,30	0,99	1,42	1,18	1,22	2,78	0,05	0,46
Na ₂ O	1,59	0,43	0,10	0,14	0,55	1,57	1,23	0,07	0,17	0,17	0,13	0,13	0,20	0,30	0,01	0,70
K ₂ O	0,56	1,10	0,35	0,10	0,32	1,51	0,34	0,15	0,61	0,43	0,14	0,57	0,17	0,39	0,04	0,31
H ₂ O ⁺	1,86	0,84	0,33	1,36 ^I	2,38 ^I	1,28	0,78	0,26	1,02	0,76	0,46	0,79	0,02	0,25	0,55	2,0
H ₂ O ⁻	0,28	0,49	0,41	0,18	0,84	0,67	0,44	0,28	0,42	0,28	0,08	0,16	0,06	0,45	0,07	0,72
P ₂ O ₅	0,10	0,16	0,01	0,08	0,14	0,13	0,07	0,01	0,05	Нет	Нет	Нет	0,07	0,32	0,04	0,02
CO ₂	Нет	Нет	Нет	-	-	Нет	Нет	Нет	Нет	Нет	Нет	0,40	0,46	0,20	-	-
Сорг	0,65	Нет	Нет	-	-	Нет	Нет	Нет	Нет	Нет	Нет	Нет	Нет	Нет	-	-
Сумма	100,36	100,19	100,16	99,62	99,90	99,67	100,08	100,54	99,61	100,00	100,01	100,01	100,36	100,55	100,24	99,7

Камчатка, верхний мел, бассейн р. Лесной: 1 - И-405, яшма; 2 - И-366, яшма, 3 - И-367, яшмо-кварцит, 4 - И-555 а, яшма, 5 - И-555 б, зеленый кремень; хребет Кумроч: 6 - И-969, лиловый кремнистый аргиллит, 7 - И-967, яшма, 8 - И-953, яшма; о-в Карагинский: 9 - 12/10, лиловый кремнистый аргиллит, 10 - 11/8, яшма, 11 - 1/16 а, яшма, 12 - 1/16 б, зеленый кремень; мыс Камчатский /18/, красные яшмы: 13 - 81-14, 14 - 79-22 а. Калифорния, францисканская формация /20/: 15 - 6, массивная красная яшма, 16 - 9, красновато-коричневая тонкослоистая яшма.

^I Потери при прокаливании.

туфов и зеленых кремнистых пород. В этом случае в разрезе чередуются силициты разной окраски (сургучно- и мясо-красные, лиловые, вишневые), массивные или плитчатые, содержащие различную примесь пеплового или глинистого материала, в разной степени раскристаллизованные, с тем или иным количеством радиолярий. Чередование неотчетливое, обычно пласты имеют мощность 5 м и более, в редких случаях — 0,05–0,1 м. Иногда пласты разделены прослоями красных листоватых гематитовых аргиллитов. Характерно присутствие в кремнистых породах линзовидных тел хорошо раскристаллизованных микрокварцитов (яшмо-кварцитов), свидетельствующих об интенсивном вторичном перераспределении вещества (такие тела есть и в яшмово-туфовой ассоциации, где они иногда частично захватывают и соседние с яшмами туфовые пласты). В-третьих, яшмы встречаются в виде линз и маломощных пластов среди базальтов или образуют маломощные пакки непосредственно над ними. Наконец, в восточной части Камчатки (мыс Камчатский, о-в Карагинский) изредка встречаются маломощные пласты, в которых яшмы находятся в частом чередовании с красноцветными известняками /18/. Яшмы окрашены в различные оттенки красного цвета, что определяется преобладанием в их составе окисных форм железа в виде тонко распыленного гематита (гетита). Изредка встречаются и полосчатые разновидности, где красные прослои чередуются с лиловыми и зелеными. Полосчатость связана с неравномерным распределением железа, иногда вызванным его постседиментационным перераспределением, зеленый цвет обычно обусловлен примесью хлорита и преобладанием закисной формы железа. Иногда породы с одинаковым соотношением окисного и закисного железа могут иметь и красный и зеленый цвет (например, анализы 4 и 5, II и 12, табл. 9). Различие окраски в таком случае, по-видимому, связано с различной относительной размерностью и плотностью пигментирующего материала, а возможно, и вхождением его в структуру кремнезема (тогда и не нужно больших количеств пигментирующего вещества). Но данный вывод можно делать в том лишь случае, если нет ошибки в методике определения форм железа. По кливажу в яшмах часто наблюдаются налеты гидроокислов марганца. Яшмы состоят из кварца и халцедона, имеют тонкокристаллическое или микрогранобластовое сложение и содержат в переменных количествах остатки радиолярий, иногда отмечаются и спиккулы губок. В яшмах нередко удается наблюдать чередование слоев, обогащенных радиоляриями или почти без них, а также слоев в различной степени раскристаллизованных (часто такое чередование носит линзовидный и микролинзовидный характер). В одних случаях это может объясняться сортировкой биогенного материала (целые раковины и детрит), в других — вариациями в количестве примеси, главным образом глинистой. И то и другое приводит к различному ходу трансформации кремнезема в постседиментационную стадию. Яшмы обычно бескарбонатны, терригенная песчано-алевритовая примесь в них чаще всего отсутствует, лишь изредка отмечаются кварц, полевые шпаты, рудные зерна, но зато для большинства яшм Кам-

чатки характерна примесь глинистого и особенно пирокластического материала. При большом количестве этой примеси яшмы переходят в кремнистые аргиллиты и туфоаргиллиты. Глинистые минералы обычно представлены хлоритом, гидрослюда, смешаннослойными образованиями. Пирокластический материал представлен осколками полевых шпатов, эффузивов, вулканического стекла. Он либо беспорядочно рассеян в массе породы либо образует мелкие гнездовидные скопления, а чаще всего находится в виде тонких (несколько мм) линзовидных слоев. Именно из-за этой примеси содержание SiO_2 в яшмах обычно не превышает 90%, SiO_2 своб - 85%, отношение $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ - 45-60. Лишь в линзовидных телах микрокварцитов, яшмокварцитов и массивных красно-красных яшм достигает 96-97% при почти таком же содержании SiO_2 своб и отношении $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ 100-200 и более.

Как уже отмечалось, яшмы характеризуются повышенным содержанием оксидов железа с преобладанием окисной формы, иногда Mn.

Помимо пластовых тел, яшмы образуют мелкие, обычно неправильной формы линзовидные тела и желваки в эффузивных породах [18]. Чаще всего они сходны с пластовыми яшмами и по составу и по структуре и представляют собой кремнистый осадок (возможно, уже частично литифицированный), захваченный лавовым потоком. Но среди них наблюдаются специфические образования с пльчато-сферолитовой текстурой (гематит-кварцевые яшмо-кварциты и сферолитовые яшмы). Размеры сферолитов, сложенных радиально-лучистым халцедоном, достигают 0,3-3, иногда до 6-8 мм в диаметре. Гематит в них содержится в основной криптокристаллической массе, в которой иногда присутствует много гидроокислов марганца. Подобные образования обычно считаются хемогенными, связанными с подводной гидротермальной деятельностью, хотя и в этом случае не исключена интенсивная переработка биогенных кремнистых илов.

Таким образом, сами по себе кремнистые осадки и породы, развитые на континентальном обрамлении и в океане, во многом сходны, особенно, если учитывать те изменения, которые происходят при преобразовании осадка в породу. И там и тут можно встретить породы одинакового внешнего облика с похожими текстурами, со сходными комплексами аутигенных минералов, с близким химизмом. Отличия проявляются в деталях, в частоте встречаемости тех или иных признаков и особенно в характере примесей, в породных ассоциациях, в строении разрезов. Причем наиболее сильно отличаются глубоководные отложения открытых частей океана, тогда как отложения его окраин содержат больше элементов сходства с обнажающимися на побережье.

В собственно пелагических кремнистых осадках почти отсутствует или очень однообразен по составу алевроито-песчаный материал, а в породах обрамления он обычен, разнообразен и вариации его состава имеют провинциальный характер. В океане широко распространены смешанные карбонатно-кремнистые осадки, в породах же обрамления примесь карбонатного материала или отсутствует или очень незначительна. Считается, что

большинство океанских кремней залегает в виде конкреций, тонких линз или прослоев в известняках или выше их /28/ и составляют лишь небольшую часть общего разреза. Кремнистые же породы обрамления имеют пластовую форму залегания, образуют довольно мощные толщи, почти не встречаются в ассоциации с известняками, а линзовидные тела вторичных кремней развиты в собственно кремнистых или глинисто-кремнистых породах.

Отличия геосинклинальных разрезов от океанических неоднократно подчеркивались в литературе. Они заключаются прежде всего в несоизмеримости мощностей и в различии общей последовательности. В океане над базальтами ложа обычно залегают металлоносные или карбонатные осадки, вулканокластические или терригенные толщи (по окраинам), но не кремнистые отложения, а для низов геосинклинальных разрезов характерна ассоциация яшм с базальтами, вверх по разрезу кремнистые породы появляются несколько раз в ассоциации обычно с вулканокластическими и терригенными породами.

Постседиментационные преобразования

Органогенные кремнистые илы служат исходным материалом для образования в постседиментационную стадию описанных выше крипто-, тонко- и мелкозернистых кремнистых пород. На ранних стадиях существования осадка происходит растворение наиболее неустойчивых частиц органического кремневого детрита, обогащение иловых вод растворенным SiO_2 и частичное его возвращение в круговорот морских вод. Кроме того, при благоприятных условиях растворившийся кремнезем может выпадать в виде частиц "абиогенного" опала, который иногда имеет глобулярное сложение и, возможно, начинает приобретать частичную упорядоченность (на порошковых рентгенограммах некоторых диатомитов иногда фиксируются слабые рефлексы кристаллических фаз). По мере захоронения происходят более существенные преобразования, при которых многие признаки и свойства кремнистых осадков изменяются.

Происходит литификация илов, они теряют воду и меняются их физические свойства. Органогенная структура в одних случаях может хорошо сохраняться, в других частично или даже полностью уничтожается, что связано с многообразием условий, влияющих на растворимость органогенного кремнезема. Опаловый кремнезем трансформируется в кристобалит (опал-СТ), а затем в кварц (халцедон). Происходит перераспределение вещества, что часто приводит к обогащению пород кремнеземом. Постседиментационные преобразования по разному сказываются и на текстурных признаках осадков, так, в одних случаях они затухиваются, в других, наоборот, подчеркиваются. Правда, для кремнистых пород нередко бывает трудно решить вопрос о первичности или вторичности тех или иных текстурных особенностей. В частности, это касается столь широко распространенной в кремнистых породах полосчатости. Чаше всего ее считают диагенетической, но вполне вероятно, что вторичные процессы (перекрис-

таллизации, перераспределение вещества) только подчеркивают первичную неоднородность осадка.

В океане преобразование мягких опаловых кремнистых осадков в твердые кристобалитовые (опал-СТ) порцелланиты, например, в прикалифорнийской части Тихого океана /46/, в южной части Берингова моря /23, 30/ и в некоторых других местах, довольно часто приводит к возникновению поверхностей отражения сейсмических волн. При этом оказывается, что при прослеживании на десятки и сотни километров эти поверхности отражения нередко секут другие поверхности, соответствующие стратиграфическим и первичным литологическим границам. Это обстоятельство надо иметь в виду при интерпретации геофизических данных.

Вместе с упомянутыми изменениями, на уровне перехода опала в опал-СТ происходит и ряд других изменений в осадочной толще. Начинается преобразование вулканического стекла пеплов в агрегат глинистых и цеолитовых минералов, образуется аутигенный доломит, заметно меняется состав иловых вод: уменьшается содержание растворенного SiO_2 , сильно уменьшается содержание Mg^{2+} увеличивается Ca^{2+} , меняется щелочность и т.д. (см. рис. 1). Такое совпадение целого ряда постседиментационных изменений на одном уровне, к тому же имеющее не частный, а общий характер (описано во многих скважинах и в океане и по обеим сторонам континентального обрамления), свидетельствует о том, что преобразование опала-А в опал-СТ отражает важнейшую стадию существования осадков, и большинство этих преобразований можно рассматривать в качестве катагенетических, связанных главным образом с изменением РТ-условий и режима иловых вод /9/.

Направленность и вертикальная зональность преобразования кремнезема и в осадочном чехле океана и на континентальном обрамлении в общих чертах соблюдается. По преобладанию той или иной минеральной формы кремнезема в вертикальном разрезе выделяются три зоны, сменяющие друг друга сверху вниз: 1 - опаловая, 2 - кристобалитовая (опал-СТ), 3 - кварцевая (халцедоновая). Вместе с тем, если в мощных геосинклинальных разрезах присутствуют все три зоны, то осадочный чехол океана в одних случаях может на всю мощность принадлежать одной опаловой зоне, в других - можно выделить две или все три зоны.

Минералогические зоны могут частично перекрываться, особенно в неоднородных разрезах. В опаловой зоне обычно присутствуют лишь следы кристаллических фаз. Переход от нее к кристобалитовой зоне может осуществляться в интервале до нескольких десятков метров или быть довольно резким. В пределах этой зоны, кроме опала-СТ, отмечается присутствие рентгеноаморфной фазы и форм с упорядоченностью кварца (халцедона). Для опала-СТ с увеличением степени изменения устанавливается тенденция к уменьшению значения $d(101)$ от 4,12-4,10 до 4,08-4,06 (см. рис. 1), а на континентах и до 4,04 Å, что свидетельствует об увеличении степени упорядоченности кремнезема вплоть до возникновения собственно кристобалита. Эти наблюдения полезны при восстановлении термодинамической истории

осадков, а также при изучении и сопоставлении фрагментированных разрезов /40, 42, 43/. В кварцевой зоне неустойчивые модификации SiO_2 довольно быстро исчезают и дальнейшие преобразования осуществляются без изменения минеральной формы, происходит рост кристаллических индивидуальных, обособляются жилки, сложенные крупнокристаллическим кварцем или крупноволокнистым халцедоном и т.д.

В качестве главных факторов, контролирующих направление и степень преобразования кремнезема по мере захоронения, помимо его собственных свойств, обычно рассматриваются температура, геохимические условия и время. Поскольку основными породообразующими организмами служат диатомовые водоросли и радиолярии, то свойства слагающего панцири и скелеты этих организмов кремнезема (в том числе и присущие лишь отдельным видам или представителям более крупных таксономических единиц) определяют не только возможность их поступления в осадок и захоронения, но и интенсивность постседиментационного преобразования, по крайней мере на ранних стадиях.

По своим свойствам биогенный кремнезем близок к опалу, рентгеноаморфен и представляет собой полимер с неупорядоченной структурой /39/. Он может присутствовать в легко- и трудногидролизуемых формах, которым свойственны разные скорости растворения. Известно, что некоторые из ныне живущих видов кремнистых организмов никогда не встречаются в осадках (они растворяются еще в толще морской воды), другие достигают дна без особых потерь. Их растворению препятствуют защитные оболочки из органических (с участием группы Si-O-C , кремний-органических соединений) или неорганических (с участием ионов металлов Al , Be , Fe , Ga , Cd , Y) соединений. На скорости растворения сказывается удельная поверхность, толщина и размеры скелетов — морфологические признаки разных видов, детрит растворяется лучше целых раковин, fossilized остатки (главным образом переложенные более древние) растворяются хуже, чем не прошедшие эту стадию. На сохраняемости кремневых скелетов сказываются также темпы седиментации, температура, микрохимические условия в осадках.

Перечень данных, имеющих в работах различных исследователей и свидетельствующих о многообразии причин различной сохраняемости остатков кремневых организмов, можно было бы продолжить. Но и приведенные данные позволяют понять, почему в ископаемом состоянии часто наблюдается лишь частичное сохранение органогенной структуры и почему в породах, почти нацело утративших ее, иногда можно видеть хорошо сохранившиеся остатки кремневых организмов. Искажение состава танатоцефалов при постседиментационных преобразованиях особенно важно учитывать стратиграфам.

Изменение РТ-условий связано с захоронением осадков. На континентальном обрамлении в непрерывных разрезах верхняя граница зоны опалит фиксируется на глубине возможного погружения осадков 750–1000 м, а нижняя — около 2000 м (см. рис. 3). Эти величины почти одинаковы и на Камчатке, и на Сахалине /8, 9/, и в Японии /40, 41/, и на Американс-

ком побережье /30, 43/, что свидетельствует о сходстве термодинамической истории кайнозойских осадков этих территорий. В осадочном же чехле океана глубина появления опала-СТ лишь в некоторых приконтинентальных районах приближается к указанным значениям (см. рис. 2, скв. 192), обычно же она гораздо меньше (чаще всего около 200–400 м). Глубина 160 м до верхней границы зоны опала-СТ в скважине 471 (см. рис. 1) близка к минимальным значениям среди данных по скважинам DSDP, где имеются непрерывные разрезы. Присутствие пород, сложенных опалом-СТ и тем более кварцем, на значительно меньших глубинах (иногда до 10 м от поверхности) отмечается только в тех скважинах, где выше этих пород в разрезе отсутствуют осадки значительного стратиграфического интервала, что скорее всего связано не просто с отсутствием осадконакопления, а со значительным размывом ранее накопившихся осадков. Отметим также, что небольшая мощность опаловой зоны на о-ве Беринга (см. рис. 3) не только по сравнению с Камчаткой, но и с ближайшими скважинами в океане и в Беринговом море, вероятно, объясняется неполнотой стратиграфического разреза.

И в океане и на континентальном обрамлении глубина захоронения осадков, в которых появляется опал-СТ, в общих чертах связана обратной пропорциональной зависимостью с величиной современного геотермического градиента: большая глубина захоронения отвечает меньшему градиенту. Понятно, что оценки температуры переходов опал-опал-СТ-кварц по величине современного геотермического градиента достаточно условны. Они составляют по данным разных авторов 30–40°C (при минимальных значениях 25° и максимальных – 50°) для перехода опала в опал-СТ и 60–80–100°C для перехода опала-СТ в кварц.

Появление метастабильного опала-СТ (кристобалита) на пути преобразования биогенного опалового кремнезема в стабильную кварцевую форму во многом обусловлено присутствием в иловых растворах посторонних ионов. Дело в том, что концентрация SiO_2 в иловых водах такова, что по термодинамическим параметрам из них должен был бы осаждаться кварц. Однако присутствие ионов щелочных и щелочно-земельных элементов способствует формированию неупорядоченных кристобалита и тридимита, обладающих более открытыми по сравнению с кварцем структурами, способными вмещать эти ионы /13/.

Влияние состава вмещающих пород (а значит и геохимических условий) на трансформацию кремнезема отмечается и в континентальных разрезах – в чистых кремнистых осадках она осуществляется быстрее, чем в обогащенных алеврито-глинистым материалом /9, 44/, но в океане это влияние еще более заметно – здесь в обогащенных карбонатом осадках кремнезем трансформируется быстрее, чем в глинистых /36, 37, 38/. Отмеченная выше инверсия в содержании Ca и Mg в иловых водах на границе опаловой и кристобалитовой зон (см. рис. 1) позволяет предполагать их влияние на трансформацию кремнезема. Экспериментальные работы /35/ дают такое объяснение роли Ca и Mg: растворение CaCO_3 поддерживает в иловых во-

дах необходимую щелочность, а $\text{Mg}(\text{OH})_2$ служит "затравкой" и стимулирует образование лепидифер опала-СТ. В глинистых же илах Mg поглощается прежде всего глинистыми минералами, что замедляет образование опала-СТ. Отметим еще, что примесь глинистого вещества препятствует перекристаллизации кремнезема (увеличению зернистости), а примесь карбонатов, наоборот, способствует. Разной скоростью трансформации и разными возможностями увеличения кристалличности кремнезема из-за присутствия тех или иных примесей в кремнистых илах объясняется переслаивание преобразованных и непреобразованных осадков при переходе от опаловой к кристобалитовой зоне и наблюдаемое в некоторых случаях перекрытие кристобалитовой и кварцевой зон (см. рис. 2), а также тонкая слоистость в кремнистых породах, выражающаяся в чередовании слоев, сложенных в различной степени раскристаллизованным кремнеземом.

Время, безусловно, служит важным фактором катагенеза. Но вряд ли ему стоит придавать такое уж абсолютное значение. Общая тенденция перехода опал-опал-СТ-кварц (халцедон) с течением времени соблюдается. Но этот переход может быть приурочен к осадкам самого разного возраста, начиная от позднемiocеновых и до меловых. В разрезах континентального обрамления опал исчезает еще в кайнозойских толщах, а породы, сложенные кристобалитом, среди меловых отложений встречены только в верхах каменистовской свиты Кроноцкого полуострова на Камчатке (если только в данном случае верно определение возраста). В океане же сложенные опалом неизменные осадки иногда имеют даже меловой возраст, а в других случаях преобразование в кварц отмечается уже в миоценовых отложениях. Таким образом, не столько абсолютное значение возраста, сколько быстрота (разная в различных тектонических обстановках) попадания осадков в условия, способствующие преобразованию одних форм кремнезема в другие, выступает в качестве фактора катагенеза. Нужно отметить, что описанная зональность преобразования кремнезема может быть нарушена, если его ход будет прерван выведением осадков на дневную поверхность. В этом случае вступает в действие такой мощный фактор, как гидродинамический режим грунтовых вод и его изменение.

Основные особенности осадконакопления

Постседиментационные изменения, искажающие первичный облик и состав осадков, должны учитываться при реконструкции условий накопления древних толщ, которые базируются на знаниях о современном осадочном процессе. Особенности современного кремнезема накопления посвящено большое число работ, в том числе и обобщающих. В отечественной литературе сведения о современном кремнезема накопления суммированы в коллективных монографиях сотрудников ИО АН СССР из серий "Тихий океан" и "Геология океанов" /4, 5, 15/, а также в ряде работ П.Д.Безрукова /2/, А.П.Дзисина /11, 12/ и других исследователей. Основываясь на этих работах, кратко рассмотрим лишь главные положения представлений о современном

кремнеякопления и попытаемся оценить их с точки зрения применимости к бассейнам геологического прошлого.

1. В современную эпоху в морских водах кремнезем присутствует преимущественно в растворенной форме при содержаниях много ниже равновесной концентрации. Поступление его в океан, согласно подсчетам ряда авторов, обеспечивается главным образом речным выносом, а вулканический источник, включающий взаимодействие базальтов с морской водой и подводный гидротермальный вынос, имеет подчиненное значение. При этом не отмечается связи областей биогенного кремнеякопления с положением тех или иных источников поступления SiO_2 . Даже в областях интенсивного современного гидротермального выноса "чистые" кремнистые осадки не образуются, в кремнисто-железистых и алло-кремнисто-железистых илах содержание валового SiO_2 обычно не превышает 45%.

В применении к бассейнам геологического прошлого по понятным причинам количественные оценки кремнезема, поступавшего из разных источников, весьма условные и для современной эпохи, становятся совсем уж неопределенными. Но и для мел-кайнозойского этапа при совместном анализе данных глубоководного океанического бурения и строения геосинклинальных комплексов непосредственной связи кремнеякопления с положением тех или иных источников, прежде всего вулканических, как правило, не устанавливается. Сопахождение подводных излияний базальтов и яшм в геосинклинальных разрезах часто интерпретируется как доказательство непосредственной связи кремнеякопления с вулканическим источником поступления SiO_2 , а иногда и как доказательство его хемогенной садки. Кажется вполне вероятным, что интенсивная подводная гидротермальная деятельность могла приводить к обогащению яшм и ассоциирующих с ними пород, особенно глинистых, окисным железом, марганцем и некоторыми другими компонентами. Что же касается прямой связи собственно биогенного кремнеякопления с вулканизмом, то такая интерпретация указанного парагенеза не единственная из возможных и может быть принята с оговорками, учитывающими специфику геосинклинальных бассейнов и их отличие от современных океанов. Возможно, троговый характер раннегеосинклинальных бассейнов, значительные масштабы подводной вулканической деятельности, проявлявшейся в гораздо более мелководной обстановке по сравнению с современным океаном, могли приводить не к столь очевидному отрыву биогенного кремнеякопления от вулканического источника поступления SiO_2 и других элементов — стимуляторов развития кремневого планктона. Возможности же хемогенной садки SiO_2 , как и в современную эпоху, были очень ограничены.

2. Основная масса растворенного кремнезема (каким бы путем он ни попал в океан) оказывается обезличенной в динамическом резервуаре Мирового океана и переводится в осадок благодаря организмам с кремневой функцией. Ведущая роль в этом процессе принадлежит диатомовым водорослям, меньшая — радиоляриям, и незначительная — силикофлагеллятам и кремневым губкам.

Положение о преимущественно органогенном осаждении кремнезема и невозможности его хемотропной садки в современных морских бассейнах многие исследователи, в том числе Н.М.Страхов, распространяют на всю послерифейскую историю Земли. Такие представления разделяются не всеми, но в том, что биогенная садка кремнезема была преобладающей по крайней мере на мел-кайнозойском отрезке геологической истории как в океане, так и в геосинклинальных бассейнах обрамления, вряд ли можно сомневаться. С позиции преимущественно биогенной природы SiO_2 большинства кремнистых осадков и его последующей трансформацией легче всего объяснить многие особенности как геосинклинальных, так и океанических кремнистых пород.

3. Вследствие особенностей океанической циркуляции глубинные воды оказываются обогащенными SiO_2 и другими биогенными элементами. Их поступление в поверхностный слой, связанное с глобальными дивергенциями, а также с приматериковыми (Калифорнийский, Чилийско-Перуанский) или локальными (например, у некоторых островов Гавайского архипелага) апвеллингами, определяет положение областей интенсивного расцвета кремний-аккумулирующего планктона, к которым приурочены пояса и зоны кремненакопления. В Тихом океане выделяются три субширотных пояса кремненакопления: Северный, включающий также окраинные моря (Берингово, Охотское и северную часть Японского), Южный (приантарктический), Экваториальный /II/. В первых двух развиты диатомовые илы, в Экваториальном – радиоляриевые и диатомово-радиоляриевые. За пределами указанных поясов кремненакопление отмечается вблизи некоторых внутриокеанических поднятий, а также вдоль побережья Америки в виде отдельных прерывистых полос и пятен, в целом образующих как бы еще один субмеридиональный пояс.

В общих чертах намечается некоторая стабильность существования современных поясов кремненакопления по крайней мере с олигоцена, а континентальное обрамление северной части Тихого океана входило в область широко развитого кремненакопления не только в течение всего кайнозоя, но и в позднем мезозое (по-видимому, и в более раннее время).

4. Возможность накопления кремнистых илов в областях повышенной продуктивности кремневого планктона определяется целым рядом факторов, главные из которых: 1) растворимость опаловых скелетных остатков организмов, 2) соотношение с разбавляющими компонентами (терригенным и карбонатным материалом), 3) гидродинамический режим придонных вод.

Из-за растворения в толще морской воды в осадок попадает лишь незначительная часть кремнезема, продуцируемого организмами в поверхностном слое (чаще всего I–10%). Некоторая часть остатков организмов растворяется на дне, и растворенный кремнезем возвращается в придонные воды. Кроме того, благодаря механическому разрушению и прохождению через пищевые цепи различных обитателей моря в осадках оказывается значительно больше детрита, чем целых панцирей.

Влияние разбавляющего материала приводит к широкому распространению осадков смешанного состава: глинисто-кремнистых, алевроито-глинисто-кремнистых и известково-кремнистых, чему способствуют и сходная с кремнистыми илами гранулометрия тонкообломочного терригенного и планктогенного карбонатного материала. При обильном поступлении терригенный материал может подавлять (затусневывать) кремненакопление даже в зонах экстремально высокой биологической продуктивности. Именно поэтому в современную эпоху, характеризующуюся высоким положением материков, кремненакопление как бы сдвинуто в сторону более или менее удаленных от суши глубоководных частей океана. Возможность разбавления кремнистых осадков карбонатным материалом ограничена положением (глубиной) уровня карбонатной компенсации и воздействием холодных течений.

Влияние гидродинамики и рельефа дна на формирование кремнистых илов проявляется, например, в том, что они не встречаются в зонах волнового воздействия или в зоне действия сильных придонных течений, на подводных возвышенностях или крутых склонах, т.е. в обстановках, препятствующих накоплению пелитового и алевроитового материала.

Очевидно, что в геологическом прошлом существовали принципиально те же факторы контроля за возможностью накопления кремнистых илов, что и в современную эпоху. Очевидно также, что условия питания бассейнов, в которых происходило накопление меловых и кайнозойских отложений, развитых на континентальном обрамлении, отличались от условий питания не только центральных частей современного океана, но и его окраин. Особенно это относится к меловым отложениям. А объяснение, по-видимому, следует искать не только в более низком положении материков, но и в морфологии бассейнов, в существовании барьеров, препятствующих поступлению материала с континентов, в пульсирующем характере подачи местного преимущественно вулканогенного материала. Способствовала накоплению кремнистых осадков и незначительная роль карбонатакопления, что само по себе не вполне понятно и нуждается в специальном объяснении, тем более, что в ближайших глубоководных скважинах отложения древнее олигоценых часто представлены карбонатами.

5. Основным механизмом осаднения служит оседание кремневой взвеси сквозь толщу морской воды с более или менее заметным перемещением поверхностными течениями или течениями, существующими в толще воды. Текстурным выражением такого способа осаднения служит беспорядочное распределение компонентов осадка. По мере изучения океанов накапливается все больше фактов, свидетельствующих о значительной роли придонного транспорта и переотложения кремнистых осадков в океане. Придонная транспортировка влияет на механическую дифференциацию осевших частиц от незначительной (различные микролинзовидные текстуры) вплоть до образования хорошо отмтых песков, состоящих главным образом из радиоларий или спикул губок. В районах сильно расчлененного рельефа отмечается большая роль переотложения кремнистых осадков. Иногда оно ус-

танавливается лишь на основании морфологических соотношений аккумулятивных тел с участками размыва и по смещению разновозрастных комплексов органических остатков. Как показывают разрезы некоторых скважин, такое смещение может захватывать значительный возрастной диапазон (до 50 млн лет). При переотложении осадков суспензионными потоками типа турбидных возникают характерные слоистые текстуры, выраженные не столь отчетливо, как в обломочных турбидитах.

Относительная роль переотложения кремнистых осадков в пределах различных морфологических элементов бассейнов неодинакова как в современную эпоху, так и в прошлом.

6. В областях интенсивного развития кремневого планктона кремнистые илы могут формироваться в пределах различных геоморфологических элементов дна океана и его окраин, однако их относительная роль и соотношение с другими типами осадков в различных обстановках неодинаковы. Можно выделить следующие группы отложений: пелагические и гемипелагические глубоководные, склоновые, шельфовые мелководные. В современную эпоху наибольшим распространением пользуются пелагические и гемипелагические кремнистые илы, а среди них образовавшиеся в результате гравитационного осаждения частиц в толще воды с незначительными следами придонной транспортировки. Такие осадки образуют обширные поля на дне глубоководных котловин океана и окраинных морей. Они обычно биотурбированы. Вблизи континентальных склонов и внутриокеанических поднятий в кремнистых осадках в виде тонких прослоев встречаются глинистые, алевроито-глинистые, карбонатные дистальные турбидиты. В некоторых случаях (Калифорнийский залив) тонкая слоистость кремнистых осадков объясняется сезонным поступлением глинистого материала. В районах сильно расчлененного подводного рельефа распространены также и переотложенные кремнистые осадки.

На склонах кремненакопление сильно подавлено терригенной и карбонатной седиментацией. Здесь распространены не столько "чистые" кремнистые отложения, сколько различного рода микриты. Устойчивое накопление тонких осадков происходит лишь в отдельных внутрисклоновых депрессиях и на террасах с затишными условиями придонных вод и при отсутствии возможностей гравитационного сноса осадочных масс. Поэтому распространение кремнистых (преимущественно кремнисто-глинистых) осадков отличается пятнистостью. Большую роль в их формировании играет процесс придонной транспортировки (течения, различные суспензионные потоки), отмечаются оползневые явления. Переотложение кремнистых осадков турбидными потоками на склонах иногда осуществляется не только с относительно тонкозернистым и пелитовым материалом, но и с грубообломочным в результате его катастрофического выноса. Из-за обычно сильной расчлененности склонов, сложной картины распределения течений и неравномерности процессов переотложения склонового и принесенного с шельфов материала кремнистые осадки находятся в сложных взаимоотношениях с терригенными осадками и участками отсутствия осадконакопления.

У подножий континентальных склонов, где происходит разгрузка поступающего с них материала, эта пестрота в распределении фаций заметно сглаживается, как считается, во многом благодаря вдольсклоновым течениям.

Шельфовые кремнистые отложения в современную эпоху имеют еще меньшее распространение, чем склоновые или отложения подножий склонов. Они широко развиты только на шельфе Антарктиды и на шельфах Охотского и Берингова морей, где представлены глинисто-диатомовыми илами, накапливающимися в условиях слабого терригенного питания. В условиях исключительно высокой биологической продуктивности Перуанско-Чилийского апвеллинга на шельфе формируются специфические фации глинисто-диатомовых и терригенных обломочно-глинистых илов, обогащенных фосфатом и органическим веществом /1/. Кремнистые отложения накапливаются в средней части шельфа вне зоны активного волнового воздействия, вблизи внешнего края шельфа их накоплению препятствует повышенная гидродинамика придонных вод. Но именно здесь (а может быть при переотложении и несколько ниже) иногда встречаются спикуловые осадки. В шельфовых кремнистых илах обычно присутствует примесь не только глинистого, но и песчано-алевритового материала, а также остатки бентосной фауны. Формируются они при более или менее заметном придонном перемещении осевшего сквозь толщу воды материала и чаще всего имеют неотчетливо выраженные линзовидные и микролинзовидные текстуры, характерны биотурбации. Шельфы характеризуются значительной пестротой фации, и кремнистые осадки здесь быстро сменяются различными терригенными, а также участками отсутствия осадконакопления или размыва.

Таким образом, в современную эпоху образуются преимущественно глубоководные пелагические и гемипелагические кремнистые осадки, хотя наибольшая продуктивность кремневого планктона отмечается над шельфами и склонами. В геологическом прошлом возможности реализации в осадках повышенной биологической продуктивности в этих обстоятельствах были более благоприятными. При палеогеографических реконструкциях с использованием литолого-фациального анализа можно получить достаточно обоснованные представления о морфологии бассейнов. Заключение же об абсолютных значениях таких параметров, как палеоглубина, приобретает более или менее определенный характер только при богатстве отложений ископаемой фауны. Использование вместе с другими данными палеоэкологического анализа позволяет говорить, что кайнозойские кремнистые отложения Японии и Калифорнии формировались не в абиссальных обстановках, а на глубинах не более 1000-2000 м /32, 33/, третичные туфово-кремнистые комплексы Камчатки и Сахалина - в обстановке шельфа, его склонов и подножья, в пределах нижней сублиторали-верхней батiali, на глубинах не более 500-600 м и менее /9/. Меловые отложения обрамления бедны макрофаунистическими остатками. Все же некоторые кремнистые толщи можно считать относительно мелководными. Они содержат не только остатки призматического слоя, но и целые раковины грубостворчатых иноцерамов,

а иногда и других моллюсков, причем без какой-либо другой столь же грубообломочной примеси в этих слоях, что, по-видимому, исключает привнос их в осадок какими-либо потоками.

При поисках современных аналогов обстановок накопления толщ континентального обрамления приходится отказаться от таких обстановок, как условия открытого океана, включая внутриокеанические поднятия или срединно-океанические хребты. Для кайнозойских бассейнов вполне приемлемо сопоставление с типом седиментации (но не глубиной) современных Охотского или Берингова морей, а для меловых – с обстановками Калифорнийского континентального бордерленда или Филиппинского моря.

Л и т е р а т у р а

1. Батурий Г.Н. Фосфориты на дне океана. М.: Наука, 1978. 231 с.
2. Безруков Б.Л. Донные отложения Охотского моря // Геологические исследования в дальневосточных морях. М.: Изд-во АН СССР, 1960. С. 15–95. (Тр. ГИН АН СССР; Т. 32).
3. Виноградов А.П. Химический элементарный состав организмов моря. М.: Изд-во АН СССР, 1935. С. 3–12. (Тр. Биогеохим. лабор. АН СССР; Т. 3).
4. Геология дна Филиппинского моря. М.: Наука, 1980. 261 с.
5. Геология океана. Осадкообразование и магматизм океана. М.: Наука, 1979. 415 с.
6. Геология океана. Геологическая история океана. М.: Наука, 1980. 464 с.
7. Геосинклиальная и океанская седиментация и вулканизм. М.: Наука, 1984. 222 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 396).
8. Гречин В.И. О методах изучения катагенетического преобразования кремнистых пород (на примере миоцена Камчатки и Сахалина) // Литология и полез. ископаемые. 1972. № 4. С. 147–151.
9. Гречин В.И. Миоценовые отложения Западной Камчатки. М.: Наука, 1976. 136 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 282).
10. Гречин В.И. Основные черты позднемелового и кайнозойского осадконакопления на Камчатке // Континентальные окраины, островные дуги и структурные элементы дна Тихого океана: XIV Тихоокеан. науч. конгр.: Тез. докл. Секция В П. Москва, ВИНТИ, 1979. С. 17–18.
11. Лисицын А.Б. Основные закономерности распределения современных кремнистых осадков и их связь с климатической зональностью // Геохимия кремнезема. М.: Наука, 1966. С. 90–191.
12. Лисицын А.Б. Процессы океанской седиментации. М.: Наука, 1978. 392 с.
13. Милло Ш. Геология глин. Л.: Наука, 1968. 355 с.
14. Осадкообразование и вулканизм геосинклинальных бассейнов. М.: Наука, 1979. 236 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 337).
15. Тихий океан. Осадкообразование в Тихом океане. М.: Наука, 1970. Т. I. 425 с.

16. Хворова И.В. Кремненакопление в геосинклинальных областях прошлого // Осадкообразование и полезные ископаемые вулканических областей прошлого. М.: Наука, 1968. С. 9-136.
17. Хворова И.В. Эвгеосинклинальное кремненакопление и его отличие от океанического // Морская геология, седиментология, осадочная петрография и геология океана. М.: Недра, 1980. С. 92-96.
18. Хотин М.Ю. Эффузивно-туфово-кремнистая формация Камчатского мыса. М.: Наука, 1976. 196 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 281).
19. Шапиро М.Н. Тектоническое развитие восточного обрамления Камчатки. М.: Наука, 1976. 123 с.
20. Bailey E.N., Irwin W.R., Jones D.L. Franciscan and related rocks and their significance in the geology of Western California // Calif. Div. Mines and Geol. Bull. 1964. N 183. P. 1-177.
21. Bramlette M.N. The Monterey formation on California and the origin of its siliceous rocks // Geol. Surv. Profess. Pap. 1946. Vol. 212. P. 1-57.
22. Donelly T.W. Chemical composition of Deep Sea sediments - Sites 9 through 425, Legs 2 through 54, Deep Sea Drilling Project // Initial Reports of the DSDP. Wash.: US Gov. Print. Off. 1980. Vol. 54. P. 899-950.
23. Garrison R.E., Rowland S.M., Horan L.J., Moore J.C. Petrology of siliceous rocks recovered from marginal seas of the Western Pacific, Leg 31 // Ibid. 1975. Vol. 31. P. 519-529.
24. Greager J.S., Scholl D.W. et al. Initial Reports of the DSDP. Wash. (D.C.): US Gov. Print. Off. 1973. Vol. 19. 913 P.
25. Grechin V.I., Pisciotto K.A., Mahoney J.J., Gordeeva S.N. Neogene siliceous sediments and rocks off Southern California and Baja California, DSDP, Leg 63 // Init. Rep. DSDP. 1981. Vol. 63.
26. Heath G.R. Cherts from the Eastern Pacific, Leg 16, Deep Sea Drilling Project // Ibid. 1973. Vol. 16. P. 609-613.
27. Heath G.R., Moberly R. (Jr.). Cherts of the western Pacific. Leg. 7, Deep Sea Drilling Project // Ibid. 1971. Vol. 7.
28. Hein J.R., Karl S.M. Comparison between open-ocean and continental margin chert sequence // Siliceous deposits in the Pacific region. Amsterdam; N.Y.: Elsevier Sci. Publ. 1982. P. 25-40.
29. Hein J.R., Vallier T.L., Allan M.A. Chert petrology and geochemistry, Mid Pacific Mountains and Hess Rise, Deep Sea Drilling Project, Leg 62 // Init. Rep. DSDP. 1981. Vol. 62. P. 711-748.
30. Hein J.R., Vanek E., Allan M.A. X-Ray mineralogy and diagenesis // Geologic Studies of the Point Conception, Deep Stratigraphic Test Well OCS - CAL 78-164. Outer Continental Shelf, Southern California, United States / Ed. H.E. Cook. Wash.; US Geol. Surv., 1979. N 1. P. 79-96.
31. Hein J.R., Scholl D.W., Barron J.A. et al. Diagenesis of late

- Cenozoic diatomaceous deposits and formation of the bottom simulating reflection in the Southern Bering Sea // *Sedimentology*. 1978. Vol. 25. P. 155-181.
32. Ingle J.C. (Jr.). Summary comments on Neogene biostratigraphy, physical stratigraphy, and paleo-oceanography in the marginal Northeastern Pacific Ocean // *Init. Rep. DSDP*. 1973. Vol. 18. P. 949-960.
 33. Ingle J.C. (Jr.). Summary of late Paleogene-Neogene insular stratigraphy, paleobathymetry, and correlations, Philippine Sea and Sea of Japan region // *Ibid.* 1975. Vol. 31. P. 837-855.
 34. Jones J.B., Segnit E.R. The nature of opal. I. Nomenclature and constituent phases // *J. Geol. Soc. Austral.* 1971. Vol. 18. P. 57-68.
 35. Kastner M., Keene J.B., Gieskes J.M. Diagenesis of siliceous oozes. - 1. Chemical controls on the rote of opal-A to opal-CT transformation an experimental study // *Geochim. et cosmo-chim. acta*. 1977. Vol. 41. P. 1041-1059.
 36. Keen J.B. Cherts and porcellanites from the North Pacific, DSDP, Leg 32 // *Init. Rep. DSDP*. 1975. Vol. 32. P. 429-508.
 37. Kelts K. Summary of chert occurrences from Line Islands Sites 314, 316, DSDP, Leg 33 // *Ibid.* 1976. Vol. 33. P. 855-866.
 38. Lancelot Y. Chert and silica diagenesis in sediments from the Central Pacific // *Ibid.* 1973. Vol. 17. P. 377-406.
 39. Lewin J.C. The dissolution of silica from diatoms walls // *Geochim. et cosmochim. acta*. 1961. Vol. 21. N 3/4. P. 182-198.
 40. Mitsui K., Taguchi K. Silica mineral diagenesis in Neogene Tertiary shales in the Tampoki district, Hokkaido, Japan // *J. Sediment. Petrol.* 1977. Vol. 47. P. 158-167.
 41. Misutani S. Kinetic aspects of diagenesis of silica in sediments // *J. Earth Sci. Nagoya Univ.* 1967. Vol. 15. N 2.
 42. Misutani S. Progressive ordering of cristobalitic silica in the early stage of diagenesis // *Contrib. Miner. and Petrol.* 1977. Vol. 61. P. 129-140.
 43. Murata K.J., Larson R.R. Diagenesis of Miocene siliceous schales, Temblor Range, California // *J. Res. US Geol. Surv.* 1975. Vol. 3. P. 535-566.
 44. Murata K.J., Nakata J.K. Cristobalitic stage in the diagenesis of diatomaceous shale // *Science*. 1974. Vol. 184. P. 567-568.
 45. Riech V. Siliceous sediments from the Nauru Basin: Diagenetic alterations of biogenic opal and authigenesis of silica and silicates // *Init. Rep. DSDP*. 1981. Vol. 61. P. 523-531.
 46. Yeats R.S., Hag B.U. et al. Initial Reports of the DSDP. Wash. (D.C.): US Gov. Print. Off., 1981. Vol. 63. P. 1-967.

ЮРСКО-МЕЛОВЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ ЯНРАНАЙСКОГО АККРЕЦИОННОГО КОМПЛЕКСА
(КОРЯКСКОЕ НАГОРЬЕ)

В.Н.Григорьев, К.А.Крылов, С.Д.Соколов

Аккреция рассматривается ведущим процессом в зоне перехода океан-континент. Однако этот процесс настолько сложен, многогранен и неодинаков в своих проявлениях, что в каждом регионе требует детального изучения. Одним из дискуссионных вопросов является участие в аккреционных структурах фрагментов океанических плит. Ответ на этот вопрос прежде всего ищут в петрохимической и геохимической характеристике эффузивов, а также в особенностях седименто- и литогенеза пелагических отложений, слагающих эффузивно-осадочные комплексы. Большая и принципиально новая информация в отношении их поступает по мере изучения детальной стратиграфии кремнистых толщ с использованием методов объемной характеристики радиолярий и выделением конодонтов. Корякское нагорье является прекрасным объектом для изучения разных аспектов аккреции на различных этапах мезозойской истории, а также для формационной характеристики тех блоков, которые вошли в его структуру. Многие из этих аспектов рассматриваются в других статьях авторов /8, 9, 18/. В данной статье основное внимание сосредоточено на материалах, полученных в свете указанного вопроса по одному из наиболее интересных объектов в Корякском нагорье - Янранайскому куполу /18/.

В основу статьи легли результаты детальных структурно-литолого-петрографических исследований, проведенных авторами в бассейне рек Ваамычггы (Ваамочка) и Кайгытгываам (Хайиция). Эффузивно-яшмовые и терригенные отложения янранайского комплекса, являясь относительным автохтоном в Эконайской системе покровов, обнажаются в тектоническом окне Янранайского купола. Первоначально эти отложения были выделены как якенмывеемская вулканогенно-кремнисто-терригенная толща кампанского возраста /13, 21/. В дальнейшем был обоснован позднерско-кампанский возраст и в новом стратиграфическом объеме якенмывеемская толща получила название янранайского комплекса или свиты /3, 18/. При этом отмечалось, что в ряде мест верхнерско-неокомские образования янранайской свиты располагаются структурно выше верхнемеловых. В латеральном ряду верхнерско-меловых отложений Корякского нагорья янранайский комплекс рассматривался как внешние океанические образования. Однако считавшиеся значительными мощности и обилие терригенных пород затрудняло их корреляцию с осадками океанических бассейнов. Наши исследования показали, что частично имевшиеся представления о строении янранайского комплекса были ошибочными.

К настоящему времени нами обработана лишь часть собранной коллекции образцов кремнистых пород из янранайского комплекса. Тем не менее

полученные возрастные датировки и точная характеристика структурной позиции проанализированных образцов на основе детального картирования заставили пересмотреть представления о строении комплекса.

Авторы пользуются возможностью высказать благодарность Н.Ю.Браги-ну, В.С.Вининой и И.Е.Праздниковой за помощь в выделении радиоля-рий и за сделанные заключения об их возрасте.

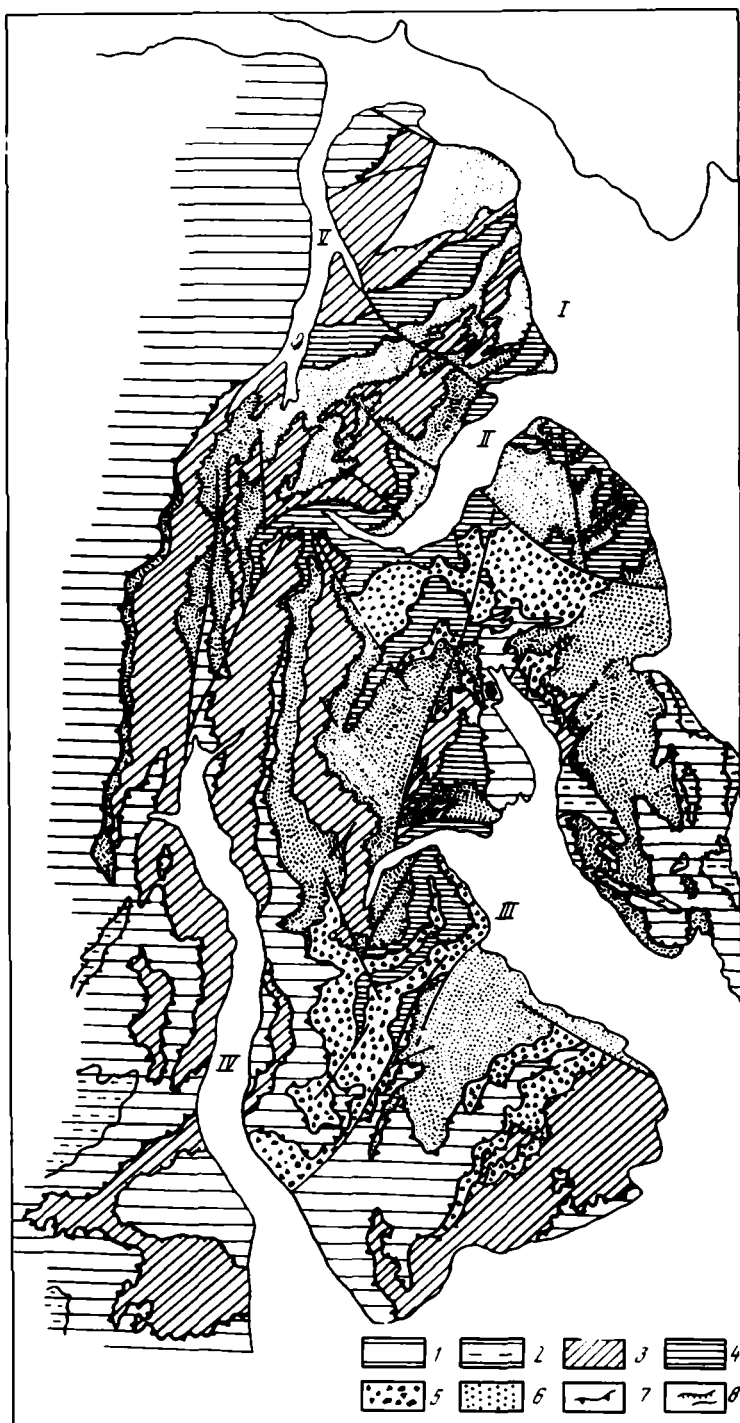
Общее строение Яранайского купола

В эконайской системе покровов Яранайский купол представляет ти-пичную антиформную структуру, протяженность около 40 км при ширине около 15 км /18/. Северное и южное крылья этой структуры сложены ще-шечным пакетом разнофациальных отложений верхнего палеозоя, триаса, югов нижней юры (Юнайский покров). С ними структурно тесно связаны в виде самостоятельных чешуй типичные для верхней юры-неокома Алькат-ваамской зоны отложения пекульнейской свиты, представленные преимуще-ственно темно-серыми алевропелитами. В общей структуре аллохтова Эко-найской зоны пекульнейские отложения образуют самостоятельный Нак-пийяльский покров.

Как видно на схеме (рис. 1), в строении позднеюрско-мелового ядра выделяется четыре толщи, составляющие яранайский аккреционный комплекс. Три из них несомненно являются самостоятельными структурными элемен-тами (пластинами), отличающимися возрастом отложений, типом разреза и пр. Верхняя пластина сложена позднеюрско-неокомскими отложениями, которые мы предлагаем выделять как яканувеемскую толщу. Средняя и нижняя пластины сложены разновозрастными позднемеловыми отложениями. Отложения средней пластины, лишенные мощных терригенных пород, выде-ляются нами как ваамычгынская толща, а за отложениями нижней пласти-ны, включающими терригенные кампанские породы, предлагается сохранить название якенмивеемской толщи.

Такая последовательность пластин, как видно на схеме, наиболее четко прослеживается в среднем течении р.Якенмивеем. Есть участки, где нами наблюдалось непосредственное перекрытие якенмивеемской тол-щи отложениями верхней пластины. Кроме того, на схеме намечаются мес-та, где вырисовываются обратные соотношения между верхнемеловыми пластинами. Однако при полевых работах эти контакты в обнажении улав-ливаются хуже. Нарушения описанной выше последовательности пластин в структуре могут быть следствием как более сложного строения внутри верхнемеловой комплекса (например, большего числа верхнемеловых пла-стин), так и тектонического срезания верхней пластиной более низких структурных элементов. Для окончательного решения требуются дополни-тельные полевые исследования.

Кроме перечисленных толщ, среди пород яранайского комплекса встре-чаются пластины, сложенные палеозойско-триасовыми образованиями Эко-найского аллохтова. Так позднеюрско-неокомские отложения, вскрытые на западе Яранайского купола на правом берегу р.Песчаной (левый приток



р. Кайгытгываам), ошибочно по находкам фузулинид в блоках известняков относились к поздней перми. Здесь был описан опорный разрез нахпыйлякской свиты /23/. Выделение из этого разреза радиолярий показало, что он представляет псевдомоноклинальный пакет из системы юрско-неокомских чешуй, в том числе и запрокинутых. В эту систему оказались затянутыми из аллохтона пластины триасовых кремней с блоками позднепермских известняков. Подобные взаимоотношения – результат более молодых дислокаций.

Как самостоятельный элемент на схеме выделена олистостромовая толща, которая, возможно, надстраивает разрез яканмывеемской толщи.

Все отложения автохтона, входящие в яранайский аккреционный комплекс, интенсивно деформированы. Степень деформации увеличивается вблизи контактов с аллохтонным комплексом, где часто развита зона брекчирования, катаклаза, расщепления (кливаж осевой плоскости), а также появляются многочисленные чешуи мощностью в несколько метров. Отдельные чешуи формировались в результате раздавливания и срыва изоклинальных, в том числе лежащих, складок. На это указывают часто наблюдаемые опрокинутые залегания.

В северной части купола, в междуречье Яканувеем и Якенмывеем породы, входящие в состав пластины, испытали интенсивный метаморфизм пренит-пумпеллитовой фации и часто превращены в филлониты. В шлифах видно, что метаморфизм и расщепление наложилось на различные породы (базальтоиды, песчаники, яшмы). Появление филлонитов только в северной части купола и отсутствие их в подошве аллохтона указывает на то, что их формирование не было связано со становлением Эконайского аллохтона в предмаастрихтское время. Учитывая, что на левом берегу р. Ваамычгын, за пределами Яранайского купола, также прослеживается мощная зона филлонитизации по меловым породам Алькатваамской зоны (Нижнеалькатваамского покрова), наиболее вероятно формирование филлонитов в северной части купола связывать с образованием наложенной зоны скола и динамометаморфизма, секущей более ранние покровно-складчатые структуры.

Р и с .1. Схема геологического строения Яранайского купола

1,2 – Эконайский аллохтон: 1 – отложения Ионайского покрова (верхний палеозой, триас, нижняя юра), 2 – отложения Нахпыйлякского покрова (верхняя юра-неоком); 3-6 – яранайский аккреционный комплекс: 3 – яканувеемская толща (верхняя пластина), 4 – ваамычгынская толща (средняя пластина), 5 – олистостромовая толща, 6 – якенмывеемская толща (нижняя пластина); 7 – подошва Эконайского аллохтона; 8 – тектонические границы внутри аккреционного комплекса. Бассейны рек: I – Гаамычгын, II – Якенмывеем, III – Яранайедем, IV – Кайгытгываам, V – Яканувеем

Лучшие разрезы этой пластины вскрыты в верховьях рек Яканувеем и Кайгытгываам. В бассейне последней установлены наиболее древние отложения яканувеемской толщи. Относительно слабо нарушенный ее разрез вскрыт в запрокинутом блоке на левом берегу р. Кайгытгываам (рис. 2, I). В основании видимого разреза прослеживается пласт массивных диабазов мощностью 2 м. Выше лежит пачка красных слоистых яшм, богатых остатками радиолярий (до 40%). Толщина отдельных слоев около 2–4 см. Нижняя часть пачки охарактеризована титонским комплексом радиолярий: *Conosphaera sphaeroconus* Rüst, *Paronaella ewingi* gr. Pess., *P. exotica* Pess., *Acanthocircus dicranacanthos* (Squinabol), *A. (?) trizonalis* (Rüst), *Archaeodictyomitra excellens* (Tan Sin Hok), *A. cf. apiara* (Rüst), *Mirifusus* aff. *mediodilatatus minor* (Baumgartner), *Parvicingula boesii* gr. (Parona), *P. blowi* Pess., *P. aff. jonesi* Pess., *P. hsui* Pess., *Ristola altissima* gr. Rüst, *R. cretacea* Baumgartner, *Sethocapsa cetia* Foreman, *Pseudodictyomitra carpatica* gr. (Lozyniak). В верхней половине содержатся берриасские радиолярии: *Alievium helenaе* (Schaaf), *Acanthocircus trizonalis* (Rüst), *Archaeodictyomitra excellens* (Tan Sin Hok), *A. cf. apiara* (Rüst), *Pseudodictyomitra* aff. *depressa* Baumgartner, *Parvicingula (?) citae* Pess., *P. cosmoconica* (Foreman), *P. arca* (Aliev). Мощность пачки титон-берриасских яшм 10 м.

Выше расположенная часть яканувеемской толщи представлена пачкой чередования горизонтов базальтоидов мощностью от нескольких метров до 20 м и горизонтов кремнистых пород мощностью 1–2 м. Эффузивные горизонты обычно сложены несколькими лавовыми потоками, часто с хорошо выраженной подушечной отдельностью. Мощность каждого потока несколько метров. Характерно, что в пределах одного горизонта чередуются потоки базальтов, представляющих дифференциаты толеитовой и щелочной оливиновой серий. Структура базальтоидов обычно офитовая, иногда трахитовая.

В основании кремнистых горизонтов, как правило, прослеживаются яшмо-кварциты, они выполняют западины на поверхности лав. К бортам западин мощность яшмо-кварцитов сокращается в несколько раз, вплоть до выклинивания. В местах раздува мощности (иногда до 1 м) в породах наблюдаются радиальные трещины, выполненные кварцем, напоминающие трещины диагенетической усадки гелей. Основная часть кремнистых горизонтов, расположенная над яшмо-кварцитами, обычно сложена красными яшмами с остатками нижнемеловых радиолярий плохой сохранности, глинистыми и железистыми яшмами. Мощность отдельных прослоев не превышает первые десятки сантиметров. Иногда в подошве глинистых и железистых яшм наблюдаются текстуры оползания. Общая мощность пачки чередования эффузивных и кремнистых пород 35 м, из которых на долю последних приходится около 6 м.

Выше расположена существенно эффузивная пачка, сложенная массивными базальтами, базальтами с подушечной отдельностью, диабазами, а также силлами таббро-диабазов. Здесь также присутствуют дифференциаты обеих магматических серий. Кремнистые породы в этой пачке практически не содержатся, за исключением прослоя красных яшм мощностью до 0,5 м. Мощность пачки 90 м.

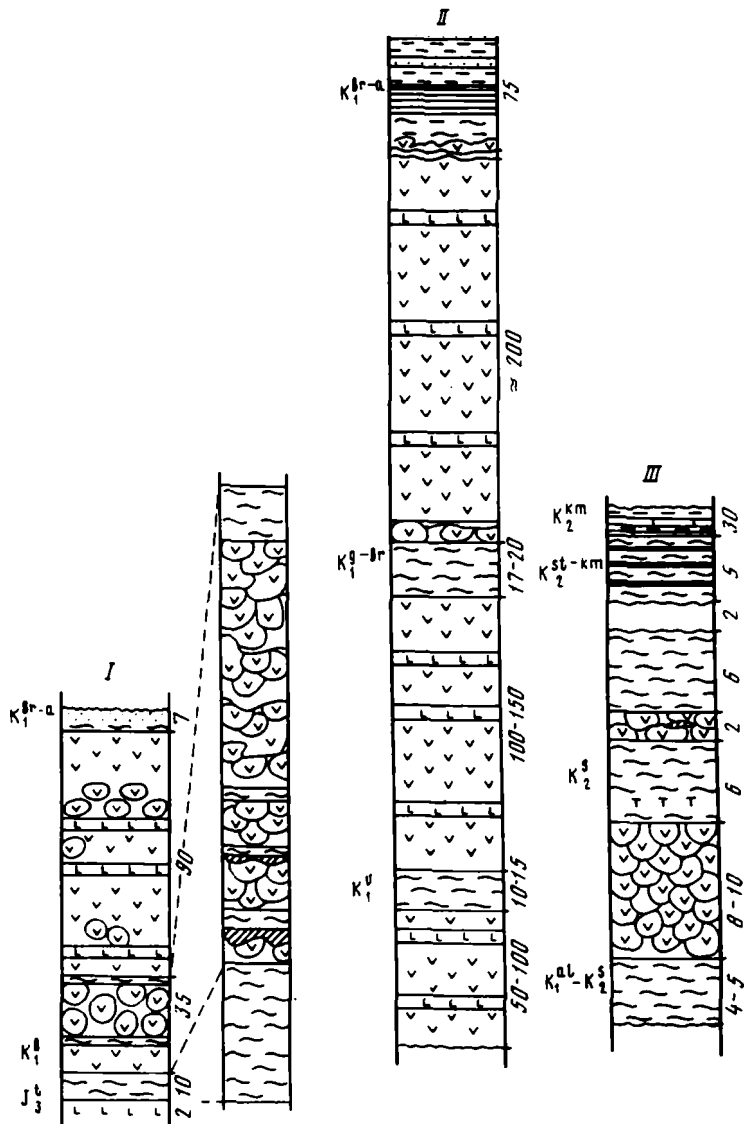
Венчается этот разрез пачкой, сложенной внизу красными яшмами, которые кверху сменяются красными алевропелитами, содержащими пласты вулканомиктовых песчаников. Мощность пачки 7 м.

Общая видимая мощность непрерывного разреза яканувеевской толщи в описанном блоке на левом берегу р. Кайгытгываам около 150 м. За исключением нижней кремнистой пачки яшм, из других горизонтов не удалось выделить остатков определяемых радиолярий хорошей сохранности. Можно лишь отметить присутствие большого количества *Dictyomitra*, *Mirifusus*, *Parvicigula*. Появление в верхах описанного разреза терригенных пород по аналогии с другими разрезами дает основание предполагать, что он охватывает весь интервал неокома. Действительно, по соседству с описанным блоком на правом берегу р. Песчаной (левый приток р. Кайгытгываам) в одной из обособленных тектонических чешуй обнажена толща (мощностью менее 100 м), сложенная преимущественно кремнистыми породами. Нижняя ее часть охарактеризована остатками берриас-валанжинских радиолярий: *Acaeniotyle umbilicata* (Foreman), *Emiluvia orea* Baumgartner, *Napora* aff. *lospensis* Pess., *Paronaella* sp., *Podobursa* (?) *polylophia* (Foreman), *Triastoma echiodes* (Foreman), *Acanthocircus dicranacanthos* (Squinabol), *Ristola altissima* (Rüst), *R. boesii* (Parona).

Из верхов пачки, где появляются песчаники, выделены остатки баррем-аптских радиолярий: *Petasiforma* sp., *Pseudocrucella* aff. *pro-cera* Ozvoldova, *Acaeniotyle* aff. *diaphorogona* Foreman, *Alievium* cf. *helenae* Scaaf, *Crolanium* aff. *triquetrum* Pess., *Mitagracilis* sp., *Pseudodictyomitra carpatica* (Lozynyak), *P.* cf. *leptoconica* (Foreman), *Xitus alievi* (Foreman), *X. spicularia* (Aliev), *X.* (?) *spineus* Pess.

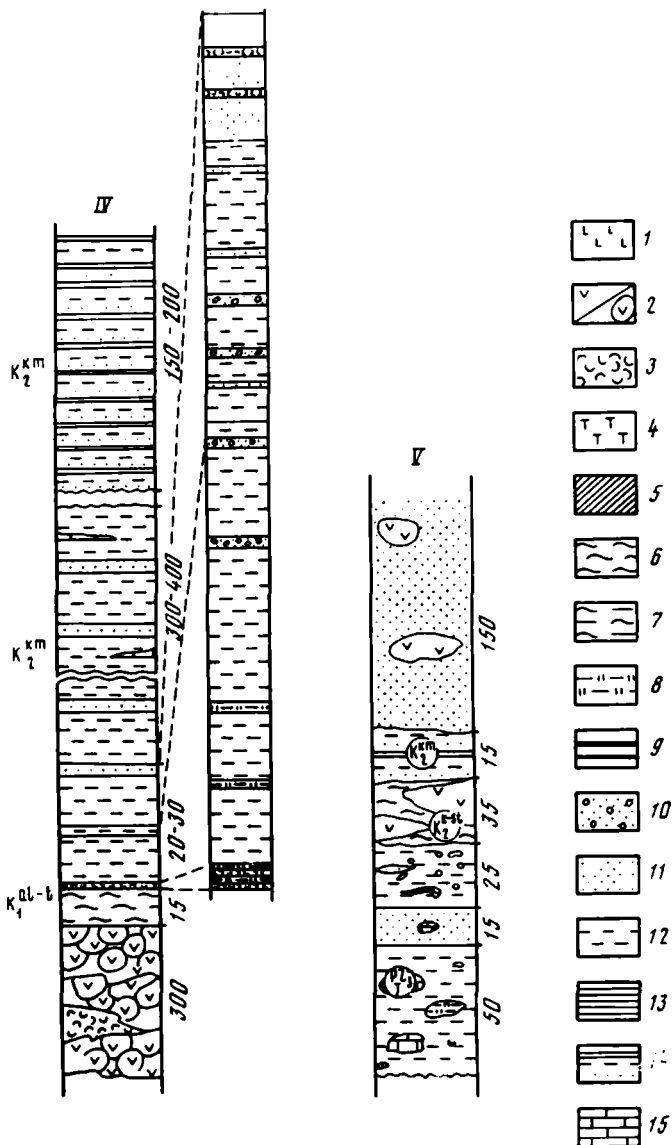
Для более полной характеристики яканувеевской толщи представляет интерес ее разрез в верховьях р. Яканувеев, в месте слияния ее двух составляющих (рис. 2, П). Основание видимой части этого разреза сложено массивными альбитизированными афировыми базальтами, среди которых заключены силлы микродиабазов и диабазов. Видимая мощность этой пачки 50–100 м.

На них лежит горизонт интенсивно дислоцированных красных яшм. Первичная мощность яшм около 10–15 м, но в результате внутрислойной складчатости, расшифровать которую удастся с трудом и не везде, кажущаяся мощность горизонтов яшм (ширина выходов) обычно бывает раздута в несколько раз. Из этого горизонта был выделен комплекс валанжинских радиолярий: *Pantaneillum corrigeensis* Pess., *Archaeodictyomitra* cf. *apiara* (Rüst), *Thanarla* aff. *conica* (Aliev), *Mirifusus bailey* Pess. *Parvicigula khabakovi* (Zhamoyda), *Eusuringium* sp.



Р и с .2. Разрезы позднеюрско-меловых толщ яранайского аккреционного комплекса

I - диабазы; 2 - базальты, в том числе с подушечной отдельностью; 3 - гиадокластиты; 4 - основные туфы; 5 - яшмокарциты; 6 - яшмы; 7 - глинистые яшмы; 8 - серые кремни; 9 - железо-марганцевые прос-



лои; 10 - монолитические конгломераты и песчаники; 11 - полимиктовые песчаники; 12 - алевролиты и алевропелиты; 13 - аргиллиты; 14 - турбидиты; 15 - известняки. Толщи: I, П - яканувеевская, III - ваамычгынская, IV - якенывеевская, V - олистостромовая

Выше расположена существенно эффузивная пачка, аналогичная залегающей внизу разреза. Мощность эффузивов 100–150 м.

Их перекрывает горизонт сильно дислоцированных красных яшм, истинная мощность которого в пределах 17–20 м. Из его средней части был получен готерив-барремский комплекс радиолярий.

Выше прослеживается горизонт миндалекаменных спилитов часто с подущечной отдельностью. Потоки лав в разрезе обычно чередуются с гиа-локластитами. Среди эффузивов встречаются линзы микрокварцитов. На поверхности лав местами располагаются рудные железистые корки до 5 см мощностью, содержащие до 62% Fe_2O_3 (табл. I, обр. М-368). В ассоциации с ними развиты локальные линзовидные тела железистых ятмокварцитов (8–10% Fe_2O_3). Их мощность в раздувах до 1,5–2 м. Они выполняют западины на поверхности лав. Мощность этого горизонта достигает 7 м.

Выше расположена пачка массивных базальтов и диабазовых силлов мощностью более 200 м.

Венчающая толщу часть разреза (баррем-апт-?) вскрыта на гребне между обоими составляющими истоками р. Яканувеем. Здесь на миндалекаменных спилитах и краснокаменноизмененных базальтах залегают красные и зеленые кремнистые аргиллиты, часто имеющие типичные оползневые тектуры. Их мощность около 10 м. Они надстраиваются собственно терригенной частью разреза. В ее нижней части выделяется пачка чередования черных аргиллитов с прослоями зеленовато-серых туфоалевролитов толщи-

Т а б л и ц а I . Химический состав рудных прослоев ваамичгын-ской толщи и рудных корок из яканувеемской толщи, мас. %

Образец:	: Г-738 20	: Г-738 21	: М-389 5	: М-389 6	: М-389 7	: М-368 4-1	: М-368 4-2
SiO_2	55,00	37,68	31,80	25,24	31,66	14,74	13,18
TiO_2	0,26	0,60	0,43	0,49	0,45	0,88	0,98
Al_2O_3	5,00	7,93	3,67	4,47	3,84	5,44	5,75
Fe_2O_3	20,89	36,89	42,55	44,95	39,81	60,11	62,28
FeO	0,36	0,48	0,86	0,39	0,90	5,67	5,21
MnO	7,00	5,70	8,10	8,20	10,80	0,44	0,45
MgO	0,65	0,97	3,08	3,20	3,08	4,40	4,53
CaO	6,44	6,28	5,06	6,76	4,72	3,15	2,62
Na_2O	0,25	0,35	0,28	0,17	0,15	0,16	0,18
K_2O	0,18	0,35	0,14	0,35	0,22	0,22	0,32
P_2O_5	1,35	0,27	1,28	2,11	0,98	0,95	0,86
П.п.п.	2,58	2,25	2,90	3,48	3,22	3,99	3,78
Сумма	99,95	99,75	100,15	99,81	99,83	100,15	100,14

Анализы выполнены в Центральной аналитической лаборатории ПГО "Укр-черметгеология".

ной в 20–40 см. Мощность пачки 15 м. Она сменяется пачкой, в которой среди черных алевропелитов зажаты будинированные прослой светло-серых массивных песчаников. Состав песчаников полимиктовый, кварц-плагиоклазовый с большим количеством обломков пород: эффузивов разной основности, кремнистых, метаморфизованных осадочных. Встречаются отдельные зерна измененного биотита. На контакте зерен местами развит гидрослюдистый цемент. Мощность и грубозернистость песчаников увеличивается снизу вверх по разрезу от I до 3 м и более. Видимая мощность пачки около 50 м.

Из приведенных выше описаний намечаются следующие закономерности в строении яканувеевской толщи. Во-первых, разные ее разрезы отличаются соотношением осадочных пород и эффузивов, а также положением последних в разрезе. Наряду с разрезами, где эффузивы резко доминируют (например, Яканувеевский), существуют разрезы примерно того же стратиграфического объема, где эффузивы почти отсутствуют (одна из чешуй на правом берегу р. Песчаной). Во-вторых, суммарная мощность кремнистых отложений в интервале от титона до баррема варьирует в пределах 100 м. В-третьих, на уровне баррем-апта в разрезе яканувеевской толщи существенную роль среди осадочной составляющей начинает играть обломочный материал (туфовый и терригенный).

Отложения средней пластины (ваамичгынская толща)

Приведенный ниже разрез этой толщи (рис. 2, III) составлен на левом борту р. Яканувеев, выше смени простираения долины реки с северо-восточного на северо-западное. Толща здесь слагает центральную часть синформы. По тектонической границе, в пределах которой широко развиты прениитизированные катаклазиты, ваамичгынская толща перекрывает терригенные отложения яканувеевской толщи.

Наиболее низкие горизонты рассматриваемой толщи вскрыты в западном крыле структуры. Над поверхностью тектонического срыва обнажается пачка переслаивания красных радиоляриевых яшм с прослоями более светлых известковистых. Из яшм этой пачки были выделены остатки альб-сеноманских радиолярий. По-видимому, из этой же части разреза ранее в том же районе С.Г. Бялобжеским был взят образец яшм (№ 8506), из которого В.С. Вишнявской описан альб-сеноманский комплекс радиолярий: *Alievi* *antiquum* Pess., *Dictyomitra pseudomacrocephala* (Squinabol), *Tha* *paria* (*Lithocampe*) *elegantissima* (Cita), *T. veneta* (Squinabol), *Novo* *xitus molanghlini* Pess., *Xitus alievi* (Foreman), *Pseudodictyomitra vestalensis* Pess., *Holocryptocanium geysersensis* (Pess.), *H. tuberculatum* (Dumitrica). Видимая мощность альб-сеноманских яшм 4–5 м.

Выше располагается горизонт миндалекаменных базальтов с подушечной отдельностью. Среди образцов этих базальтов широко распространены разности с офитовой структурой. Между лавами подушками встречаются линзы зеленоватой и красноватой тонкозернистой породы, сложенной кремнис-

то-хлоритовым веществом (продукты раскристаллизации алюмокремниевых гелей?). Мощность базальтов 8–10 м.

Базальты перекрыты пачкой тонкого чередования красных яшм с зелеными основными туфами и туфосилицитами (внизу пачки) и с темнобурыми железистыми силицитами (сверху пачки). Из этой пачки выделены остатки сеноманских радиолярий: *Archaeospongopruhum* sp., *Thanaarla elegantissima* (Cita), *Zifondium* sp., *Novoxitus* sp., *Spongocapsula* ? cf. *zamoraensis* (Pess.), *Amphipyndax mediocris* (Tan Sin Hok), *Holocryptocanium* sp., *Dictyomitra multicostata* gr. (Zittel). Мощность пачки 6 м.

Выше лежит еще один горизонт базальтов с офитовой структурой. Интерстиции между кристаллами плагиоклазов и моноклинных пироксенов заполнены хлоритом с включениями эпидота. В этом горизонте среди базальтов отмечаются линзовидные тела яшмокварцитов. Мощность горизонта 2 м.

Базальты сменяются вверх пачкой тонкослоистых полосчатых яшм, представляющих чередование более светлоокрашенных кремнистых прослоев толщиной до 1 см и более темноокрашенных прослоев толщиной в несколько мм. Первые сложены криптозернистой кремнистой массой, содержащей ядра плохо сохранившихся остатков радиолярий (до 20% общей массы). Среди кремнистого матрикса рассеяна тонкозернистая рудная примесь. Темные прослойки характеризуются типичной структурой внутрислойного растворения и образованы сгущением отдельных субпараллельных парастилолитовых поверхностей, по которым сконцентрировано железистое рудное вещество. Даже в местах наибольшей концентрации рудного вещества в нем сохраняются отдельные реликтовые микрокристочки кремнистого вещества. Характерно, что темноокрашенные железистые прослойки обогащены песчаными зернами почти нацело серицитизированных неокатанных плагиоклазов, зернами кварца, сохранившими огранку, и более редкими ожелезненными обломками основной массы эффузивов. Подобный характер строения полосчатости позволяет считать, что ее характерные особенности были сформированы на постседиментационном этапе на стадии литогенеза. Однако ее формирование первично было предопределено разной концентрацией в кремневом илу не только рудного, но и гидротермальноизмененного обломочного материала. Общая мощность пачки тонкослоистых яшм 6 м.

По-видимому, эта же пачка примерно той же мощности вскрыта и на западном крыле синформы. Здесь из одного образца удалось выделить остатки мелких верхнемеловых радиолярий рода *Amphipyndax*.

Выше, после 2-метрового задернованного участка, обнажена пачка ритмичного чередования красных яшм и темнобурых железисто-марганцевистых прослоев. Толщина прослоев от 2 до 10 см, в среднем 3–4 см. Состав рудных прослоев отражен в таблице I (обр. Г-738). В ней также помещены анализы образцов рудных прослоев из аналогичной по характеру пачки, вскрытой на правом берегу р. Якенмыеем, где они охарактеризованы сантон-кампанскими радиоляриями (образцы М-389). Основная часть рудного вещества на основании анализа дебаеграммы сложена гематитом.

Привлекает внимание повышенное содержание в рудных прослоях P_2O_5 . Видимая мощность пачки 5 м.

Более высокие горизонты ваамычгынской толщи вскрыты в восточном крыле рассматриваемой синформы. Здесь, над пачкой тонкослоистых яшм с амфипиндексами, после задернованного участка располагается 2,5-метровая пачка красных яшм. Из ее нижней части был выделен комплекс берриас-валанжинских радиолярий, имеющих, по заключению В.С.Вишневецкой, перемытый облик.

Венчается разрез ваамычгынской толщи существенно карбонатной пачкой, слагающей ядро синформной структуры. В ее основании лежит пласт серых массивных грубых детритусовых калькаренитов, содержащих примесь базальтовой кластике, плагиоклазов, кремнистых пород. Мощность слоя 15 см. Выше залегают красновато-серые ракушечники с остатками крупных радиально-ребристых кампанских иноцерамов и гастропод (пателл). Обломки раковин заключены среди кремнисто-пелитовой массы с обильным детритом призматических слоев. Общая видимая мощность пачки около 1,5 м.

В данном разрезе из яшм, непосредственно контактирующих с известняками, выделить определяемые радиолярии пока не удалось, но в соседнем участке, на правом берегу р. Якенмывеем, непосредственно с контакта взяты образцы яшм с сантоя-кампанским комплексом радиолярий.

На правом берегу р. Якенмывеем мощность иноцерамовой пачки около 30 м. Она сложена переслаиванием серых рассланцованных органогенных известняков и красных существенно карбонатных пород, в которых обломки раковин заключены среди алевро-пелитовой массы с большим количеством зерен плагиоклазов, кварца, рудных минералов.

Таким образом, общая видимая мощность ваамычгынской толщи в описанном разрезе около 50–60 м. Из них на долю яшм приходится не более 20 м. Хотя в описанном разрезе мощность эффузивов невелика, но в составе толщи в целом они играют значительную роль. В других ее разрезах наблюдаются горизонты эффузивов до нескольких десятков метров. По простиранию этих горизонтов удается наблюдать смену лавовых потоков накоплениями гиадокластитов. Общая мощность ваамычгынской толщи в отдельных разрезах достигает 100–150 м.

Отложения нижней пластины (якенмывеемская толща)

Лучше всего разрез этой толщи вскрыт на востоке купола, в бассейне р. Каляльваам (рис. 2, IV). Нижняя ее часть наиболее полно обнажена на левом борту левого составляющего р. Каляльваам. Основание разреза сложено потоками зеленоватых и фиолетово-черных афировых базальтов и спилитов с подушечной отдельностью. Пространство между подушками заполнено зеленой гиадокластикой, а иногда красной гематит-кальцитовой массой. По простиранию прослеживаются переходы лавовых потоков в горизонты сферондальных гиадокластитовых агломератов с отдельными подушками до 0,5 м. Общая видимая мощность эффузивов якенмывеемской толщи не менее 300 м.

На базальтах расположена пятнадцатиметровая пачка кремнистых пород. В нижней половине это красные слоистые яшмы, которые выше переходят в осветленные яшмы с будинированными прослоями. Из образцов, взятых в 5 м от кровли пачки, удалось выделить остатки альб-туронских радиолярий: *Alievium helenae* Schaaf, *Amphipyndax mediocris* (Tan Sin Hok), *Pseudodictyomitra saritafera* (Aliiev), *Thanarla conica* Aliiev.

Выше пачки яшм располагается переходная пачка мощностью около первых десятков метров. В ее основании лежит пласт тонкого переслаивания тонкозернистых гидрокластитов и серых кремней мощностью 1 м. Вышележащая часть этой пачки сложена черными алевропелитами с отдельными маломощными пластами серых кремней. Из них были выделены остатки позднемеловых радиолярий, не позволяющие дать более точную датировку возраста вмещающих пород. В верхней части описываемой пачки появляются маломощные прослои мономиктовых кремнеобломочных песчаников.

Надстраивающая часть разреза якенмывеевской толщи картируется на противоположном склоне распадка на левом борту левого составляющего р. Калыльваам. Она представлена чередованием пачек как с преобладанием алевропелитовых пород, так и существенно песчаных. Мощность первых обычно около 20 м, вторых — 5–7 м. Алевропелиты темно-серые почти черные, массивные. В шлифах видно, что первичная слоистость в них обычно нарушена различными постседиментационными процессами, вследствие чего структура приобретает микрохаотическое строение с многочисленными поверхностями срывов. Тонкопесчано-алевритовая фракция в этих породах состоит из зерен кварца, плагиоклазов, обломков кремнистых пород и эффузивов. Характерно для алевропелитовых пачек присутствие среди тонкозернистых пород отдельных галек кремней, а также горизонтов плохосортированных мономиктовых гравийных конгломератов и песчаников из плохоокатанных обломков кремней мощностью 60–80 см. В основании таких горизонтов содержатся обломки подстилающих алевропелитов. Светло-серые полимиктовые песчаники, в целом характерные для якенмывеевской толщи, среди описываемых алевропелитовых пачек образуют лишь отдельные прослои в 5–20 см.

Песчаные пачки сложены преимущественно серыми массивными или горизонтально-слоистыми плитчатыми мелко- и среднезернистыми песчаниками. Градационная слоистость турбидитного типа для песчаников не характерна. В их составе резко преобладают обломки различных пород: кремнистых, эффузивных разной основности. Суммарное количество зерен кварца и полевых шпатов (главным образом плагиоклазов) обычно не превышает 30%. В разных образцах соотношение между кварцем и полевыми шпатами варьирует, и часто кварц преобладает. Нередко встречаются зерна кальцита, некоторые из них являются обломками призматического слоя ивоцерамов, а часть, по-видимому, сформировалась в результате замещения других зерен. Среди песчаных пачек в низах толщи встречаются отдельные прослои тонкообломочных гидрокластитов. Видимая мощность опи-

санной толщи чередования, которая непосредственно надстраивает эффузивно-кремнистый разрез — несколько сотен метров.

Из верхней половины толщи чередования в алевропелитах были найдены конкрециевидные включения детритусовых известковистых песчаников из обломков призматических слоев и более крупные определимые остатки радиально-ребристых кампанских иноцерамов. Возможно, что нижняя часть терригенного разреза, не содержащая остатков призматических слоев, имеет более древний, чем кампанский, возраст.

По-видимому, более высокая часть терригенного разреза якенмывеемской толщи вскрыта в верховьях правого составляющего р. Каляльваам. Здесь обнажена слабо дислоцированная толща ритмичного чередования слоев песчаников мощностью от 0,3 до 1 м и более тонкозернистых пород мощностью до 0,3 м. Обычно развиты трехчленные ритмы, в которых песчаники вверх сменяются алевропелитами и затем черными рассланцованными аргиллитами.

Среди песчаников преобладают мелкозернистые плитчатые разности светло-серого цвета обычно без ясно выраженной слоистости. В шлифах отдельных образцов заметна тонкая традиционная сортировка в направлении, перпендикулярном напластованию. В некоторых прослоях тонкозернистых песчаников и алевропелитов наблюдается пологая мульдовидная косая слоистость. Таким образом, в характере чередования этой части разреза якенмывеемской толщи наблюдаются сравнительно четко выраженные элементы турбидной (флишовой) стратификации. Состав песчаников этой части разреза якенмывеемской толщи примерно такой же, как и в более низких ее частях. Это литокластические граувакки.

Среди отдельных прослоев аргиллитов, а иногда и в подошве песчаных пластов были встречены призматические обломки. Отдельные более крупные обломки створок радиально-ребристых кампанских иноцерамов обычно ориентированы выпуклой стороной к подошве слоя, что указывает на переложное захоронение раковин.

Только видимая мощность хорошо обнаженной части флишовой разреза около 150 м. В целом общая мощность терригенной части разреза якенмывеемской толщи в бассейне р. Каляльваам оценивается нами примерно в 1000 м.

Как видно на рис. I, отложения нижней пластины, в том числе терригенной части якенмывеемской толщи, наиболее широко распространены в пределах Яранайского купола. Хотя фрагменты этой толщи в большинстве других разрезов гораздо сильнее дислоцированы и нарушены, тем не менее намечаются определенные изменения в наборе фациальных типов отложений при переходе к западным частям купола. В частности, на западе появляются отдельные горизонты своеобразных осадочных брекчий мощностью до нескольких десятков метров. Обломки в них представлены фрагментами, по-видимому, неконсолидированных алевропелитов изометричной неокатанной формы размером до нескольких сантиметров, заключенных в песчаном матриксе. Мы рассматриваем их как типичные эдафогенные

брекчи обрушения стенок, характерные для фации канальных частей отложений долинно-веерных систем. С другой стороны, на востоке купола в бассейне р. Каляльваам верхняя часть терригенной толщи, имеющая флюидную ритмичность, может рассматриваться как фация турбидитов дистальной части долинно-веерной системы.

В связи с вопросами относительно генезиса терригенной толщи необходимо отметить, что состав якенмывеемских песчаников сходен с составом кампанских песчаников, которые изучались нами ранее в Алькатваамской зоне, в частности, на р. Кыргонайваам и в верховьях р. Известковой. Формирование толщи, вероятно, происходило в результате поступления главным образом "корякского" обломочного материала.

Следует отметить, что в бассейне правобережья р. Каляльваам были встречены горизонты яши с радиоляриями коньяк-сантонского уровня, залегающие среди песчаников. Пока остается вопрос, относить ли эти яши к разрезу якенмывеемской толщи или они характеризуют фациальные изменения в пределах поздне меловых отложений средней пластины (ваамычгн-ской толщи). Ответ на этот вопрос может быть дан только после дополнительных исследований.

Олистостромовая толща

На рис. 1 видно, что олистостромовая толща широко распространена в пределах центральной части Янранайского купола. Впервые она как параавтохтон Эконайской зоны была здесь описана в бассейне р. Кайгытгываам в работе А.А.Александрова /1/. Нами эта толща изучалась в тех же обнажениях, что и А.А.Александровым, под горой Зубец. Кроме того, она была прослежена и по другим обнажениям на левом берегу р. Кайгытгываам, а также в междуречье Янранайвеем и Каляльваам. Более ограниченно олистостромовая толща обнажена в западных районах, в том числе на правом берегу р. Якенмывеем. Наши наблюдения показывают, что для олистостромовой толщи характерна большая изменчивость по площади. Ее разрез даже в соседних ручьях не всегда могут быть полностью увязаны между собой. Тем не менее, некоторые общие черты ее строения достаточно хорошо выдерживаются.

Одной из таких особенностей является наиболее широкое распространение среди олистостромовой толщи олистолитовой разновидности обваль-но-оползневых образований. Типичные микститы, представляющие отложения дебризных потоков и инкогерентных оползней, развиты весьма ограниченно. Мощность отдельных горизонтов микститов не превышает первых десятков метров.

Другой особенностью янранайской олистостромы, выдержанной во всех ее разрезах, является состав обломков. Она сложена обломками пород, четко связанных с отложениями двух структурных уровней. В первую группу входят обломки эконайского аллохтонного комплекса. Прежде всего, это светло-, реже темно-серые мраморизованные известняки и серые кремни палеозойско-триасового облика. Ими в Эконайской зоне сложен

Ионайский покров /18/. Ко второй группе относятся фрагменты отложений собственно Яранайского автохтона. Среди них встречаются продукты разрушения всех трех пластин яранайского аккреционного комплекса. В этой группе доминируют обломки базальтоидов и красных радиоляритов. Возможно, что после завершения работы по изучению остатков радиолярий, заключенных в кремнистых олистолитах и глыбах, удастся наметить закономерность в распределении обломочного материала, связанного с разрушением разных пластин яранайского комплекса. Пока выявлена закономерность в распределении обломков лишь этих двух групп.

В качестве типичного разреза, где эти закономерности хорошо проявлены, ниже приведено описание олистостромовой толщи, вскрытой в одном из левых притоков р. Кайгытгываам, под горой Зубец (рис. 2, У). Нижняя часть олистостромовой толщи, описанная в работе А.А.Александрова, сложена здесь черными алевропелитами, в которых хаотически разбросаны отдельные глыбы и крупные олистолиты светлых мраморизованных известняков. Размер этих олистолитов достигает многих десятков метров. Отмечаются блоки протяженностью до 200 м. Здесь же встречаются глыбы серых кремней. Некоторые олистолиты кремней бывают сильно раздроблены вплоть до превращения в линзы мономиктовых кремнистых брекчий с густорасположенными обломками. Иногда олистолиты имеют сложный состав. В частности, некоторые из них представляют собой фрагменты очень характерных для Эконайской зоны пластин триасовых "экзотических" образований /20/. Такие олистолиты сложены кремнями, заключающими в себе блоки серых мраморизованных известняков. Подобные олистолиты прослеживаются и в других выходах олистостромовой толщи по левому борту р. Кайгытгываам.

Цементирующая алевропелитовая масса этой части олистостромы сильно тектонизирована – почти всюду она перемята, катаклазирована, рассланцована. Местами среди рассланцованных алевропелитов прослеживаются будины песчаников. Видимая мощность этой части разреза не менее 50 м.

Выше в разрезе олистостромовой толщи прослеживается горизонт серых песчаников якенмывеемского облика. Внизу они грубозернистые, выше более тонкозернистые. В песчаниках встречаются отдельные обломки серых кремней триасового облика. Мощность песчаников около 15 м. По простиранию мощность этого горизонта, по-видимому, возрастает, и в нем попадаются более крупные глыбы кремней и мраморизованных известняков.

Над песчаниками в описываемом разрезе лежит пачка, сложенная черными редкогалечными микститами с алевропелитовым матриксом. В нижней части пачки имеются замятые в складки фрагменты пластов песчаников (будины) якенмывеемского облика. Мощность их до 30 см. Кроме того, в этой пачке был встречен деформированный линзовидный олистолит голубовато-зеленых кремней (участками они буроватые), из которых был выделен коньяк-сантонский комплекс радиолярий. Аналогичные по внешнему виду кремни и обломки базальтов слагают гальки микститовой пачки. Ее мощность около 25 м.

Выше залегает крупный сильно деформированный олистолит, состоящий

из ливозвидных тел спилитов, мощность которых в раздувах достигает нескольких метров, и окружающих их красных яшм, охарактеризованных остатками коньян-туронских радиолярий. Общая мощность этого деформированного эффузивно-кремнистого олистолита около 35 м. Вполне вероятно, что это не единый олистолит сложного строения, а серия из сгруженных более мелких самостоятельных олистолитов, сложенных либо базальтами, либо яшмами.

Выше располагается крупный олистолит (мощность около 15 м), по строению слагающих его отложений очень напоминающий фрагмент кампанской флишовой пачки якенмывеевской толщи. В алевропелитах этого олистолита встречаются остатки призматических слоев.

Венчают разрез массивные серые песчаники, нарушенные несколькими срывами. Среди этих песчаников встречаются отдельные олистолиты базальтов. Общая видимая мощность песчаников около 150 м, хотя в этой части разреза имеются срывы, и эти значения мощности, вероятно, завышены.

В приведенном разрезе четко прослеживается смена палеозойско-триасового ооломочного материала меловым. Эта закономерность прослеживается и в других разрезах.

По-видимому, общая мощность олистостромовой толщи в пределах Янранайского купола несколько сотен метров. Возможно, что ее оценка в 600–700 м, данная А.А.Александровым по разрезу на правом берегу р. Кайгытгываам (в районе горы Длинная), несколько преувеличена.

Возраст олистостромовой толщи А.А.Александровым определялся как верхнемеловой. Был приведен ряд косвенных соображений в пользу ее принадлежности к кампанскому стратиграфическому уровню. По нашему мнению, возраст этой толщи более молодой – не древнее маастрихтского. Об этом свидетельствует присутствие в самых верхах олистостромовой толщи на правом берегу р. Якенмывеев заведомо аллохтонных блоков яшм с остатками кампанских радиолярий и кампанских известняков из ваамычгынской толщи.

Петрохимия базальтоидов

Петрохимическим особенностям вулканических пород Янранайского купола уже уделялось внимание /4, 5, 14/, однако во всех предшествующих работах образцы анализированных пород не были привязаны к рассмотренным выше толщам. Поэтому в использованные ранее выборки попадали вулканы разного возраста. Кроме того, сами выборки не были достаточными по числу анализов для доказательства тех или иных выводов. В данной статье использованы анализы образцов базальтов (табл. 2), в большинстве случаев надежно привязанные к одной из трех толщ, а в ряде случаев и к определенному стратиграфическому уровню разреза на основании фаунистических датировок.

Для анализа принадлежности базальтоидов к определенному формационному типу были рассмотрены содержания в них отдельных петрогенных

Т а б л и ц а 2

Химический состав базальтоидов ядранагского комплекса, мас. %

Образец	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	П.п.п.	Сумма
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
<u>К 200</u>	<u>49.47</u>	<u>1.52</u>	<u>15.57</u>	<u>2.79</u>	<u>7.00</u>	<u>0.17</u>	<u>7.39</u>	<u>6.93</u>	<u>3.06</u>	<u>0.47</u>	<u>0.14</u>	<u>5.14</u>	<u>99.61</u>
2	52.37	1.61	16.48	2.95	7.41	0.18	7.82	7.34	3.24	0.50			
<u>Г 16</u>	<u>45.27</u>	<u>1.27</u>	<u>13.93</u>	<u>7.59</u>	<u>3.63</u>	<u>0.17</u>	<u>6.11</u>	<u>10.50</u>	<u>3.27</u>	<u>0.65</u>	0.08	7.60	100.07
7	49.85	1.40	15.34	8.36	4.00	0.19	6.73	9.75	3.60	0.72			
<u>Г 703</u>	<u>45.06</u>	<u>2.74</u>	<u>16.44</u>	<u>6.25</u>	<u>5.03</u>	<u>0.12</u>	<u>4.21</u>	<u>8.65</u>	<u>3.59</u>	<u>1.12</u>	0.50	5.88	99.59
1	50.10	3.05	18.28	6.95	5.59	0.14	4.68	5.43	3.99	1.25			
<u>Г 703</u>	<u>45.42</u>	<u>2.82</u>	<u>15.83</u>	<u>2.96</u>	<u>7.40</u>	<u>0.15</u>	<u>4.92</u>	<u>9.37</u>	<u>2.69</u>	<u>1.47</u>	0.50	6.08	99.61
2	50.19	3.11	17.49	3.27	8.18	0.17	5.44	6.96	2.97	1.62			
<u>Г 703</u>	<u>44.06</u>	<u>2.92</u>	<u>15.56</u>	<u>5.42</u>	<u>5.31</u>	<u>0.16</u>	<u>3.62</u>	<u>11.17</u>	<u>3.14</u>	<u>1.12</u>	0.60	6.89	99.98
6	49.65	3.29	17.53	6.11	5.98	0.18	4.08	7.71	3.54	1.26			
<u>Г 711</u>	<u>43.16</u>	<u>1.44</u>	<u>13.04</u>	<u>2.76</u>	<u>6.51</u>	<u>0.15</u>	<u>5.45</u>	<u>16.78</u>	<u>2.65</u>	<u>0.12</u>	0.15	7.62	99.83
1	49.78	1.66	15.04	3.18	7.51	0.17	6.29	13.00	3.06	0.14			
<u>Г 715</u>	<u>48.52</u>	<u>1.04</u>	<u>18.96</u>	<u>5.03</u>	<u>6.50</u>	<u>0.22</u>	<u>4.26</u>	<u>6.16</u>	<u>4.35</u>	<u>0.40</u>	0.15	4.36	99.95
6	50.76	1.09	19.83	5.76	6.80	0.23	4.46	6.44	4.55	0.41			
<u>Г 716</u>	<u>44.10</u>	<u>1.84</u>	<u>18.02</u>	<u>5.59</u>	<u>6.42</u>	<u>0.15</u>	<u>6.45</u>	<u>9.52</u>	<u>2.20</u>	<u>0.63</u>	0.24	4.63	99.79
2	46.34	1.93	18.94	5.87	6.75	0.16	6.78	10.00	2.36	0.66			
<u>Г 721</u>	<u>44.88</u>	<u>1.36</u>	<u>14.66</u>	<u>2.20</u>	<u>10.31</u>	<u>0.20</u>	<u>5.81</u>	<u>12.57</u>	<u>2.20</u>	<u>0.14</u>	0.11	5.24	99.68
2	48.45	1.47	15.82	2.37	11.13	0.21	6.27	11.63	2.37	0.15			
<u>Г 721</u>	<u>44.08</u>	<u>1.36</u>	<u>15.09</u>	<u>0.80</u>	<u>9.56</u>	<u>0.20</u>	<u>6.97</u>	<u>12.73</u>	<u>2.25</u>	<u>0.36</u>	0.12	6.38	99.90
3	48.79	1.51	16.70	0.89	10.58	0.22	7.72	10.57	2.49	0.39			
<u>М 366</u>	<u>50.28</u>	<u>2.25</u>	<u>15.39</u>	<u>9.31</u>	<u>4.80</u>	<u>0.19</u>	<u>3.65</u>	<u>5.60</u>	<u>4.18</u>	<u>0.06</u>	0.33	3.77	99.84
1	52.34	2.34	16.02	9.69	5.00	0.20	3.80	5.83	4.35	0.07			
<u>М 366</u>	<u>42.28</u>	<u>1.27</u>	<u>14.69</u>	<u>1.94</u>	<u>7.62</u>	<u>0.18</u>	<u>6.16</u>	<u>13.29</u>	<u>2.42</u>	<u>0.08</u>	0.13	9.57	99.64
2	50.55	1.44	17.56	2.32	9.11	0.22	7.36	8.57	2.89	0.10			

Продолжение табл. 2

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
<u>M 366</u>	<u>45.50</u>	<u>1.44</u>	<u>15.59</u>	<u>2.86</u>	<u>9.25</u>	<u>0.19</u>	<u>8.42</u>	<u>8.39</u>	<u>2.80</u>	<u>0.12</u>	<u>0.15</u>	<u>5.39</u>	100.04
3	48,07	1,52	16,47	3,02	9,77	0,19	8,90	8,86	2,96	0,12			
<u>M 368</u>	<u>49.66</u>	<u>1.54</u>	<u>16.85</u>	<u>3.85</u>	<u>7.51</u>	<u>0.14</u>	<u>4.46</u>	<u>7.98</u>	<u>3.74</u>	<u>0.24</u>	0,15	3,55	99,68
1	51,66	1,60	17,53	4,00	7,81	0,14	4,63	8,30	3,87	0,25			
<u>M 368</u>	<u>45.46</u>	<u>1.40</u>	<u>15.41</u>	<u>2.93</u>	<u>8.01</u>	<u>0.18</u>	<u>7.26</u>	<u>8.32</u>	<u>2.98</u>	<u>0.30</u>	0,15	7,44	99,84
2	49,20	1,52	16,68	3,17	8,67	0,19	7,86	9,00	3,23	0,32			
<u>M 368</u>	<u>46.46</u>	<u>1.16</u>	<u>15.67</u>	<u>2.55</u>	<u>8.20</u>	<u>0.21</u>	<u>7.16</u>	<u>11.69</u>	<u>2.00</u>	<u>0.10</u>	0,10	4,71	100,01
5	48,75	1,22	16,44	2,68	8,60	0,21	7,51	12,27	2,10	0,10			
<u>M 369</u>	<u>42.64</u>	<u>1.46</u>	<u>13.56</u>	<u>3.08</u>	<u>5.99</u>	<u>0.19</u>	<u>5.76</u>	<u>15.33</u>	<u>2.80</u>	<u>0.37</u>	0,15	4,55	99,61
1	44,85	1,54	14,26	3,24	6,30	0,19	6,06	16,13	2,95	0,39			
<u>M 369</u>	<u>46.26</u>	<u>1.57</u>	<u>14.80</u>	<u>2.80</u>	<u>6.91</u>	<u>0.20</u>	<u>5.13</u>	<u>12.16</u>	<u>3.08</u>	<u>0.10</u>	0,16	6,49	99,66
3	51,55	1,75	16,49	3,12	7,70	0,22	5,72	9,73	3,43	0,11			
<u>M 375</u>	<u>49.00</u>	<u>1.26</u>	<u>15.89</u>	<u>1.76</u>	<u>7.47</u>	<u>0.16</u>	<u>6.51</u>	<u>10.59</u>	<u>2.12</u>	<u>0.50</u>	0,12	4,40	99,78
6	51,37	1,32	16,66	1,85	7,83	0,17	6,83	11,10	2,22	0,54			
<u>M 375</u>	<u>45.68</u>	<u>1.27</u>	<u>16.89</u>	<u>2.47</u>	<u>8.20</u>	<u>0.17</u>	<u>7.14</u>	<u>10.69</u>	<u>2.06</u>	<u>0.24</u>	0,12	4,83	99,76
7	48,12	1,34	17,79	2,66	8,64	0,17	7,52	11,26	2,18	0,25			
<u>M 375</u>	<u>47.84</u>	<u>1.38</u>	<u>16.89</u>	<u>1.96</u>	<u>7.49</u>	<u>0.16</u>	<u>5.76</u>	<u>9.79</u>	<u>3.00</u>	<u>0.46</u>	0,13	4,84	99,67
8	51,09	1,47	18,03	2,09	8,00	0,17	6,15	9,18	3,20	0,49			
<u>M 375</u>	<u>48.00</u>	<u>1.24</u>	<u>16.81</u>	<u>2.74</u>	<u>6.40</u>	<u>0.15</u>	<u>6.66</u>	<u>10.84</u>	<u>2.32</u>	<u>0.38</u>	0,11	4,39	100,04
9	50,18	1,30	17,39	2,86	6,69	0,15	6,96	11,33	2,43	0,40			
<u>M 376</u>	<u>47.46</u>	<u>1.51</u>	<u>16.98</u>	<u>2.28</u>	<u>6.52</u>	<u>0.14</u>	<u>6.58</u>	<u>10.93</u>	<u>2.53</u>	<u>0.44</u>	0,13	3,95	99,56
9	49,97	1,59	17,88	2,40	6,87	0,14	6,93	11,29	2,66	0,46			
<u>M 382</u>	<u>46.82</u>	<u>1.44</u>	<u>16.86</u>	<u>3.85</u>	<u>7.49</u>	<u>0.22</u>	<u>6.97</u>	<u>11.64</u>	<u>1.78</u>	<u>0.22</u>	0,13	2,45	99,88
1	48,05	1,48	17,30	3,95	7,69	0,22	7,15	11,95	1,83	0,23			

	I	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
M 382	<u>47.40</u>	<u>1.64</u>	<u>15.46</u>	<u>6.71</u>	<u>5.85</u>	<u>0.18</u>	<u>6.26</u>	<u>10.42</u>	<u>2.16</u>	<u>0.96</u>	0,18	2,69	99,91	
2	48,76	1,69	15,90	6,90	6,02	0,19	6,44	10,72	2,22	0,99				
M 402	<u>47.30</u>	<u>1.24</u>	<u>15.83</u>	<u>3.87</u>	<u>6.89</u>	<u>0.20</u>	<u>7.57</u>	<u>8.39</u>	<u>3.10</u>	<u>0.40</u>	0,12	4,85	99,76	
6	49,84	1,31	16,68	4,08	7,32	0,21	7,98	8,84	3,27	0,42				
M 411	<u>46.62</u>	<u>1.39</u>	<u>14.67</u>	<u>4.18</u>	<u>6.47</u>	<u>0.20</u>	<u>7.58</u>	<u>11.10</u>	<u>2.70</u>	<u>0.44</u>	0,22	4,33	99,99	
1	48,85	1,46	15,37	4,38	6,78	0,21	7,94	11,41	2,83	0,46				
M 411	<u>49.90</u>	<u>1.90</u>	<u>16.62</u>	<u>3.52</u>	<u>1.48</u>	<u>0.25</u>	<u>2.54</u>	<u>10.24</u>	<u>2.34</u>	<u>4.85</u>	0,37	5,76	99,77	
25	55,82	2,13	18,59	3,94	1,66	0,28	2,84	6,53	2,62	5,46				
M 411	<u>46.12</u>	<u>1.94</u>	<u>16.29</u>	<u>4.13</u>	<u>5.46</u>	<u>0.21</u>	<u>8.26</u>	<u>9.54</u>	<u>2.21</u>	<u>0.68</u>	0,32	4,38	99,54	
29	48,46	2,04	17,12	4,34	5,74	0,22	8,68	10,03	2,32	0,71				
M 411	<u>47.84</u>	<u>1.68</u>	<u>14.82</u>	<u>5.32</u>	<u>6.28</u>	<u>0.18</u>	<u>7.93</u>	<u>8.98</u>	<u>3.30</u>	<u>0.34</u>	0,15	3,38	99,50	
31	49,77	1,75	15,42	5,53	6,53	0,18	7,52	9,34	3,43	0,35				
M 411	<u>45.42</u>	<u>1.90</u>	<u>16.57</u>	<u>4.22</u>	<u>4.49</u>	<u>0.13</u>	<u>9.21</u>	<u>8.22</u>	<u>2.97</u>	<u>1.50</u>	0,28	4,94	99,94	
32	48,33	2,02	17,63	4,49	4,78	0,13	9,80	7,72	3,16	1,60				
M 411	<u>47.20</u>	<u>1.96</u>	<u>16.68</u>	<u>6.32</u>	<u>2.93</u>	<u>0.16</u>	<u>8.33</u>	<u>6.55</u>	<u>2.28</u>	<u>2.35</u>	0,31	4,54	99,61	
33	49,65	2,06	17,54	6,65	3,08	0,17	8,76	6,89	2,40	2,47				
M 411	<u>44.86</u>	<u>1.88</u>	<u>14.27</u>	<u>3.55</u>	<u>5.77</u>	<u>0.13</u>	<u>13.56</u>	<u>6.20</u>	<u>2.15</u>	<u>0.95</u>	0,31	5,98	99,68	
35	48,29	2,02	15,36	3,82	6,21	0,14	14,60	6,13	2,31	1,02				
M 411	<u>50.32</u>	<u>1.68</u>	<u>14.98</u>	<u>5.52</u>	<u>5.63</u>	<u>0.14</u>	<u>6.20</u>	<u>10.06</u>	<u>2.23</u>	<u>0.14</u>	0,15	2,90	99,95	
37	51,84	1,73	15,44	5,69	5,80	0,14	6,39	10,37	2,30	0,14				
M 411	<u>46.74</u>	<u>1.76</u>	<u>16.45</u>	<u>5.10</u>	<u>4.82</u>	<u>0.06</u>	<u>7.31</u>	<u>9.80</u>	<u>1.87</u>	<u>0.14</u>	0,17	5,37	99,68	
38	50,94	1,92	17,93	5,56	5,25	0,07	7,96	8,21	2,04	0,15				
M 411	<u>45.06</u>	<u>1.80</u>	<u>13.52</u>	<u>5.26</u>	<u>8.85</u>	<u>0.15</u>	<u>6.48</u>	<u>11.37</u>	<u>2.88</u>	<u>0.19</u>	0,15	4,23	100,03	
39	48,23	1,93	14,47	5,63	9,47	0,16	6,94	9,60	3,08	0,20				
T 752	<u>46.24</u>	<u>1.28</u>	<u>16.57</u>	<u>1.33</u>	<u>7.79</u>	<u>0.70</u>	<u>6.57</u>	<u>11.13</u>	<u>2.65</u>	<u>0.18</u>	0,16	5,16	99,76	
3	49,89	1,38	17,88	1,43	8,40	0,76	7,09	9,94	2,86	0,19				

I	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
Г 765	<u>46,20</u>	<u>2,32</u>	<u>17,05</u>	<u>10,37</u>	<u>5,31</u>	<u>0,40</u>	<u>4,20</u>	<u>5,57</u>	<u>3,80</u>	<u>1,24</u>	0,38	3,07	99,91
3	47,71	2,40	17,61	10,71	5,48	0,41	4,34	5,75	3,92	1,28			
Г 768	<u>45,58</u>	<u>2,90</u>	<u>15,32</u>	<u>5,43</u>	<u>9,38</u>	<u>0,21</u>	<u>5,18</u>	<u>7,88</u>	<u>3,12</u>	<u>0,46</u>	0,29	4,10	99,85
2	47,60	3,03	16,00	5,67	9,80	0,22	5,41	8,23	3,26	0,48			
Г 781	<u>46,64</u>	<u>1,50</u>	<u>15,08</u>	<u>7,50</u>	<u>4,40</u>	<u>0,18</u>	<u>5,74</u>	<u>11,48</u>	<u>2,74</u>	<u>0,22</u>	0,10	4,23	99,81
1	49,73	1,60	16,08	8,00	4,69	0,18	6,12	10,33	2,92	0,23			
K 197	<u>41,20</u>	<u>1,36</u>	<u>13,85</u>	<u>1,30</u>	<u>6,97</u>	<u>0,34</u>	<u>6,58</u>	<u>13,80</u>	<u>1,93</u>	<u>0,28</u>	0,17	11,18	99,96
9-Б	49,07	1,62	16,49	1,55	8,30	0,40	7,83	5,84	2,30	0,33			
M 379	<u>46,78</u>	<u>1,95</u>	<u>20,44</u>	<u>2,89</u>	<u>5,65</u>	<u>0,04</u>	<u>6,11</u>	<u>8,32</u>	<u>2,36</u>	<u>1,35</u>	0,23	3,86	100,06
1	48,69	2,03	21,28	3,01	5,88	0,05	6,36	8,53	2,46	1,41			
M 379	<u>46,48</u>	<u>2,30</u>	<u>16,13</u>	<u>15,48</u>	<u>2,10</u>	<u>0,19</u>	<u>3,02</u>	<u>7,34</u>	<u>3,00</u>	<u>0,88</u>	0,81	2,23	99,96
2	47,56	2,35	16,50	15,84	2,15	0,20	3,09	7,51	3,07	0,90			
M 380	<u>47,38</u>	<u>1,18</u>	<u>15,53</u>	<u>2,34</u>	<u>8,08</u>	<u>0,16</u>	<u>8,07</u>	<u>9,69</u>	<u>2,60</u>	<u>0,10</u>	0,12	4,72	99,98
1	49,78	1,24	16,32	2,46	8,49	0,17	8,48	10,18	2,73	0,10			
M 380	<u>49,80</u>	<u>1,54</u>	<u>15,00</u>	<u>4,95</u>	<u>5,97</u>	<u>0,26</u>	<u>6,54</u>	<u>9,09</u>	<u>2,90</u>	<u>0,66</u>	0,18	2,96	99,85
3	51,40	1,59	15,48	5,11	6,16	0,26	6,75	9,38	2,99	0,68			
M 393	<u>46,10</u>	<u>1,76</u>	<u>15,24</u>	<u>1,70</u>	<u>9,65</u>	<u>0,18</u>	<u>8,34</u>	<u>8,78</u>	<u>2,18</u>	<u>0,32</u>	0,18	5,75	100,25
2	49,41	1,89	16,33	1,82	10,34	0,19	8,94	7,88	2,34	0,34			
M 396	<u>47,04</u>	<u>1,12</u>	<u>18,35</u>	<u>1,45</u>	<u>4,82</u>	<u>0,12</u>	<u>5,92</u>	<u>12,67</u>	<u>2,75</u>	<u>0,29</u>	0,13	5,35	100,13
1	50,42	1,20	19,67	1,55	5,17	0,13	6,35	11,87	2,95	0,31			
M 396	<u>47,96</u>	<u>1,48</u>	<u>17,67</u>	<u>1,45</u>	<u>7,00</u>	<u>0,12</u>	<u>6,82</u>	<u>8,88</u>	<u>3,27</u>	<u>0,10</u>	0,18	4,75	99,77
2	51,22	1,58	18,87	1,55	7,48	0,12	7,28	8,23	3,49	0,11			
M 437	<u>45,00</u>	<u>1,54</u>	<u>16,04</u>	<u>2,95</u>	<u>6,42</u>	<u>0,10</u>	<u>9,57</u>	<u>9,32</u>	<u>4,10</u>	<u>0,95</u>	0,18	3,85	100,13
5	46,78	1,60	16,68	3,07	6,67	0,11	9,95	9,47	4,26	0,99			
Г 723	<u>46,02</u>	<u>1,52</u>	<u>18,30</u>	<u>1,57</u>	<u>8,48</u>	<u>0,18</u>	<u>5,68</u>	<u>9,70</u>	<u>2,77</u>	<u>0,73</u>	0,16	4,58	99,69
1	48,39	1,60	19,24	1,65	8,92	0,18	5,97	10,20	2,91	0,76			

	I	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
Γ 723	<u>47.16</u>	<u>1.36</u>	<u>17.93</u>	<u>0.53</u>	<u>8.50</u>	<u>0.17</u>	<u>6.10</u>	<u>10.78</u>	<u>2.85</u>	<u>0.36</u>		0,14	3,80	99,74
2	49,16	1,42	18,69	0,55	8,86	0,17	6,36	11,24	2,97	0,38				
Γ 724	<u>45.32</u>	<u>1.36</u>	<u>18.79</u>	<u>4.95</u>	<u>5.79</u>	<u>0.20</u>	<u>6.71</u>	<u>8.62</u>	<u>2.72</u>	<u>0.18</u>		0,16	5,00	99,80
2	47,80	1,43	19,82	5,22	6,11	0,20	7,08	9,09	2,87	0,19				
Γ 726	<u>47.14</u>	<u>2.24</u>	<u>17.54</u>	<u>11.14</u>	<u>4.47</u>	<u>0.30</u>	<u>2.45</u>	<u>5.03</u>	<u>2.97</u>	<u>2.20</u>		1,23	2,99	99,70
I	48,74	2,32	18,14	11,52	4,62	0,31	2,53	5,20	3,07	2,27				
Γ 727	<u>43.84</u>	<u>1.50</u>	<u>15.51</u>	<u>3.87</u>	<u>7.30</u>	<u>0.19</u>	<u>7.58</u>	<u>8.52</u>	<u>2.48</u>	<u>0.30</u>		0,10	8,70	99,89
B	48,08	1,64	17,00	4,24	8,01	0,21	8,31	9,34	2,72	0,33				
Γ 737	<u>52.98</u>	<u>1.72</u>	<u>17.26</u>	<u>9.09</u>	<u>2.99</u>	<u>0.22</u>	<u>2.00</u>	<u>4.93</u>	<u>4.30</u>	<u>0.75</u>		0,88	2,01	99,72
I	54,22	1,76	17,66	9,30	3,06	0,22	2,04	5,05	5,01	0,77				
Γ 761	<u>46.76</u>	<u>1.68</u>	<u>14.41</u>	<u>8.06</u>	<u>5.09</u>	<u>0.20</u>	<u>5.22</u>	<u>11.49</u>	<u>3.60</u>	<u>0.15</u>		0,17	2,98	99,81
I	48,29	1,73	14,88	8,32	5,26	0,21	5,39	11,87	3,72	0,16				
Γ 762	<u>49.62</u>	<u>1.52</u>	<u>17.14</u>	<u>2.18</u>	<u>6.33</u>	<u>0.17</u>	<u>6.84</u>	<u>6.89</u>	<u>3.00</u>	<u>0.82</u>		0,34	5,10	99,88
I	52,35	1,60	18,08	2,30	6,68	0,18	7,22	7,27	3,17	0,86				
Γ 762	<u>45.80</u>	<u>2.00</u>	<u>17.83</u>	<u>1.63</u>	<u>8.13</u>	<u>0.18</u>	<u>6.97</u>	<u>6.11</u>	<u>3.45</u>	<u>1.13</u>		0,45	5,90	99,58
2	48,88	2,13	19,03	1,74	8,68	0,19	7,44	6,52	3,68	1,21				
Γ 769	<u>45.02</u>	<u>1.90</u>	<u>19.39</u>	<u>9.31</u>	<u>4.25</u>	<u>0.17</u>	<u>5.61</u>	<u>7.42</u>	<u>2.60</u>	<u>0.92</u>		0,17	3,12	99,88
5	46,53	1,96	20,04	9,62	4,39	0,18	5,79	7,67	2,69	0,95				
Γ 770	<u>46.22</u>	<u>2.40</u>	<u>14.89</u>	<u>6.98</u>	<u>6.84</u>	<u>0.17</u>	<u>7.33</u>	<u>6.83</u>	<u>3.80</u>	<u>0.16</u>		0,23	3,74	99,59
9	48,22	2,50	15,53	7,28	7,14	0,18	7,65	7,13	3,96	0,17				
Γ 776	<u>43.64</u>	<u>1.50</u>	<u>12.56</u>	<u>8.00</u>	<u>4.08</u>	<u>0.31</u>	<u>4.10</u>	<u>14.17</u>	<u>3.28</u>	<u>0.08</u>		0,16	7,88	99,76
2	51,25	1,76	14,75	9,40	4,79	0,36	4,82	8,74	3,85	0,09				
M 403	<u>42.56</u>	<u>1.54</u>	<u>20.87</u>	<u>1.30</u>	<u>3.47</u>	<u>0.24</u>	<u>5.68</u>	<u>12.65</u>	<u>2.44</u>	<u>1.05</u>		0,15	7,60	99,58
5	46,55	1,68	22,83	1,42	3,80	0,26	6,21	13,65	2,67	1,15				

I	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
М 404	<u>46.18</u>	<u>1.26</u>	<u>16.64</u>	<u>3.16</u>	<u>8.16</u>	<u>0.57</u>	<u>7.98</u>	<u>6.21</u>	<u>3.80</u>	<u>0.15</u>	0,12	5,28	99,51
II	49,01	1,34	17,66	3,35	8,66	0,59	8,47	6,59	4,03	0,16			
М 404	<u>47.58</u>	<u>1.36</u>	<u>17.28</u>	<u>2.75</u>	<u>7.43</u>	<u>0.20</u>	<u>6.48</u>	<u>8.59</u>	<u>3.43</u>	<u>0.78</u>	0,14	3,79	99,88
13	49,68	1,42	18,04	2,87	7,76	0,20	6,77	8,75	3,58	0,82			
М 408	<u>42.16</u>	<u>1.58</u>	<u>15.08</u>	<u>2.82</u>	<u>7.69</u>	<u>0.23</u>	<u>5.12</u>	<u>12.01</u>	<u>4.86</u>	<u>0.24</u>	0,15	8,03	100,04
	48,50	1,82	17,35	3,24	8,85	0,26	5,89	7,93	5,59	0,28			
М 408	<u>41.62</u>	<u>1.32</u>	<u>16.92</u>	<u>2.09</u>	<u>7.02</u>	<u>2.23</u>	<u>4.27</u>	<u>13.74</u>	<u>2.74</u>	<u>0.42</u>	0,13	9,38	99,89
	49,63	1,57	20,18	2,49	8,37	2,66	5,09	8,45	3,27	0,50			
М 408	<u>41.64</u>	<u>1.48</u>	<u>16.65</u>	<u>3.32</u>	<u>6.61</u>	<u>0.22</u>	<u>3.71</u>	<u>14.06</u>	<u>2.80</u>	<u>0.18</u>	0,15	9,27	100,04
I	48,84	1,74	19,53	3,89	7,75	0,25	4,35	10,38	3,28	0,20			
М 408	<u>40.32</u>	<u>1.38</u>	<u>16.04</u>	<u>2.93</u>	<u>6.43</u>	<u>0.20</u>	<u>2.92</u>	<u>14.86</u>	<u>3.45</u>	<u>0.94</u>	0,13	10,49	100,09
2	48,32	1,65	19,22	3,51	7,71	0,24	3,50	10,42	4,14	1,13			
М 408	<u>43.74</u>	<u>1.48</u>	<u>17.49</u>	<u>10.68</u>	<u>2.57</u>	<u>0.39</u>	<u>2.55</u>	<u>9.79</u>	<u>3.60</u>	<u>0.95</u>	0,73	5,59	99,56
3	47,78	1,62	19,11	11,67	2,81	0,42	2,79	8,04	3,93	1,04			
М 408	<u>44.48</u>	<u>1.44</u>	<u>17.90</u>	<u>5.46</u>	<u>4.81</u>	<u>0.39</u>	<u>4.18</u>	<u>11.19</u>	<u>3.40</u>	<u>0.25</u>	0,17	6,09	99,86
4	49,14	1,59	19,77	6,03	5,42	0,43	4,62	8,76	3,76	0,28			
М 409	<u>44.30</u>	<u>1.70</u>	<u>18.86</u>	<u>9.35</u>	<u>3.35</u>	<u>0.18</u>	<u>4.32</u>	<u>8.69</u>	<u>3.32</u>	<u>0.46</u>	0,35	4,81	99,76
4	47,40	1,82	20,18	10,00	3,58	0,19	4,62	7,95	3,55	0,49			
Г 754	<u>47.04</u>	<u>1.72</u>	<u>17.89</u>	<u>2.23</u>	<u>7.10</u>	<u>0.20</u>	<u>7.01</u>	<u>10.50</u>	<u>2.40</u>	<u>0.40</u>	0,18	3,17	99,84
I	48,66	1,78	18,51	2,31	7,35	0,21	7,25	10,86	2,48	0,41			
Г 755	<u>47.62</u>	<u>1.36</u>	<u>16.72</u>	<u>1.27</u>	<u>8.18</u>	<u>0.23</u>	<u>7.54</u>	<u>10.42</u>	<u>2.58</u>	<u>0.32</u>	0,13	3,51	99,78
I	49,36	1,41	17,37	1,32	8,50	0,24	7,83	10,82	2,68	0,32			

Анализы выполнены в Центральной лаборатории ГГО "Укрчерметгеология". В знаменателе даны значения, пересчитанные на безводность и бескарбонатность. Образцы с К 200 по Г 781 - яканувеевская толща. с К 197 по Г 776 - ваамыгынская толща, с М 403 по Г 755 - яканмивеевская толща.

элементов и их соотношения на различных двухкомпонентных диаграммах (рис. 3, см. вкл.). Для построения последних использовались анализы, пересчитанные на бескарбонатность и безводность.

На диаграммах $\text{SiO}_2\text{-FeO}^{\text{X}}/\text{MgO}$ (рис. 3а) хорошо видно, что базальтоиды всех трех толщ принадлежат к слабодифференцированным по кремнекислотности сериям. Все фигуративные точки расположены за пределами поля типичных известково-щелочных серий, главным образом в толеитовом поле по А.Мияширо /25/. На этих диаграммах проявлен феннеровский тренд дифференциации с накоплением в конечных членах железа. Такой характер дифференциации наиболее присущ океаническим толеитам в отличие от базальтоидов островных дуг.

На диаграммах $\text{FeO}^{\text{X}}\text{-FeO}^{\text{X}}/\text{MgO}$ и $\text{TiO}_2\text{-FeO}^{\text{X}}/\text{MgO}$ (рис. 3 б, в) видно, что позднемеловые базальты более сильно дифференцированы, и среди них появляются типичные ферри-базальты с повышенным содержанием TiO_2 . Прямая корреляция содержания титана и железа, характерная для верхнемеловых базальтоидов, хорошо видна на диаграммах $\text{TiO}_2\text{-FeO}^{\text{X}}$ (рис. 3е). Среди этих базальтоидов прослеживаются переходы от толеитов, сопоставимых с толеитами абиссальных плит, к ферри-базальтам (близким к исландитам). Среди базальтоидов верхней пластины на последней из указанных диаграмм обособляется группа высокотитанистых (около 3% TiO_2) щелочных оливиновых базальтов, сопоставимых с базальтоидами, развитыми на некоторых внутриокеанических поднятиях /10, 11/.

Представляет интерес диаграмма $\text{P}_2\text{O}_5\text{-TiO}_2$ (рис. 3д). В базальтоидах верхней и средней пластин заметна тенденция к прямой корреляции между указанными оксидами в области их содержаний, характерных для щелочных оливиновых базальтов ($\text{TiO}_2 > 1,7\%$, $\text{P}_2\text{O}_5 > 0,2\%$). Как видно, среди верхнемеловых феррибазальтов выделяются разности более значительно обогащенные фосфором. Соответствующие им фигуративные точки резко выпадают из основного роя.

Использование содержания щелочных элементов как одного из главных показателей при разделении магматических серий и формаций при изучении базальтов, подвергшихся вторичным изменениям, вызывает наибольшие трудности и сомнения. В опробованных образцах в той или иной мере проявлена альбитизация, которая нарушила первичные содержания Na_2O . Вероятно, в какой-то мере они нарушены и для K_2O . В частности, были встречены образцы базальтов с повышенным для толеитов содержанием K_2O , которое обусловлено наложением, по-видимому, гидротермальных изменений. Косвенно об этом свидетельствует параллельное возрастание в этих образцах содержания MnO . О выносе гидротермами последнего свидетельствует наличие в разрезе описанных толщ типичных эксталяционных железисто-марганцевых рудопроявлений. Анализы этих базальтов были убраны из таблицы 2 и не использовались для построения диаграмм.

В ряде работ рассматривается привнос калия при образовании глинистых минералов типа смектитов, селадонита и других по стеклу океанических толеитов с изменением его состава /15/. Однако в изученных базаль-

тах такой процесс не проявлен. Косвенно об этом свидетельствует отсутствие в них какой-либо корреляции между K_2O и H_2O^+ . Вероятно, что в большинстве образцов первичное содержание K_2O слабо нарушено (т.е. вторичные изменения минерального состава пород протекали в основном как автотематоморфические). Как видно из таблицы 2, о сохранении в породах первичного распределения K_2O может также свидетельствовать прямая корреляция между его содержаниями и количествами P_2O_5 и TiO_2 . Такая корреляция весьма характерна для молодых субщелочных и щелочных базальтоидов. Несмотря на то, что в некоторых образцах содержание щелочей и соотношения между ними нарушены, анализируя всю приведенную в таблице 2 выборку, можно уверенно говорить о присутствии среди базальтоидов всех трех толщ представителей не только толентовой серии, но и щелочных оливиновых базальтов, а среди неокомской толщи и трахиандезито-базальтов (обр. М 411/25).

Известно, что в процессе раскристаллизации расплавов часто происходит накопление калия в остаточном стекле. По-видимому, эта тенденция проявлена во всех образцах с повышенным содержанием K_2O . Наиболее хорошо это видно в указанном образце трахиандезито-базальта. Высокая первичная концентрация калия в стекле, занимающем промежутки между лейстами плагиоклаза и кристаллами титан-авгита, обусловила замещение стекла серпидитом.

На широко применяемой для формационного расчленения базальтов диаграмме K-Ti (рис. 3е), предложенной Б.Г.Лутцем /16/, фигуративные точки базальтов всех трех пластин яранайского аккреционного комплекса расположились в соответствии с трендом океанических базальтов.

Таким образом, по соотношению ряда петрогенных элементов, базальтоиды всех трех пластин яранайского комплекса сходны с базальтами, развитыми во втором слое океанической коры /10, 11/. Большая часть низкокальциевых базальтов близка к афиссальным толентам. Дифференциаты толентовой магмы доминируют среди позднемеловых эффузивных комплексов ваамычгынской и якенмыреемской толщ, а в яхануеюемской толще - наиболее характерны для титонской части разреза. Среди неокомских базальтоидов присутствуют как дифференциаты толентовой магмы, так и высокотитанистые дифференциаты щелочной оливиновой серии вместе с трахиандезито-базальтами. Если считать, что содержание титана и общая щелочность связаны с глубиной магмообразования /10, 16/, то следует признать, что часть неокомских базальтов по сравнению с толентовой группой образовалась за счет другого, более глубинного, источника.

Обсуждение результатов

Как показывает приведенный материал, в строении трех пластин Яранайского субавтохтона принимают участие сходно построенные эффузивно-кремнистые толщи. В каждой из них главными членами ассоциации являют-

ся базальтоиды и разные типы кремнистых пород. Поэтому любые интерпретации условий формирования этих толщ должны основываться на той информации, которую дает изучение обеих составляющих.

При разборе генезиса прежде всего привлекает внимание тот факт, что эффузивно-кремнистая часть разреза каждой пластины соответствует значительному интервалу времени. Так, яканувеемская толща, включающая отложения от титона до апта включительно, формировалась в течение 35 млн лет. Аналогичный интервал времени охватывает формирование ваамычгынской и докампанской части якенмывеемской толщи. В то же время кампанская часть терригенного разреза якенмывеемской толщи мощностью в несколько сотен метров была накоплена всего за 5 млн лет. Эти цифры дают возможность подойти к оценке относительной скорости кремненакопления, которое составляло основную часть осадочного процесса при формировании эффузивно-кремнистых ассоциаций всех трех пластин. Как отмечалось, суммарная мощность кремнистых отложений в неокомской пластине около 100 м, а в поздне меловых — еще меньше. Время же их накопления было в 7 раз большим, чем время образования кампанской терригенной толщи. Таким образом, в абсолютных массах средняя скорость кремненакопления для яранайского комплекса по отношению к скорости накопления терригенных отложений якенмывеемской толщи была в несколько десятков раз меньшей.

Отсутствие среди эффузивно-кремнистой части разреза сколько-нибудь значительной терригенной примеси свидетельствует об удаленности участков их формирования от суши. Поэтому наиболее вероятно, что это были пелагические участки. Прямых показателей глубины палеобассейна на этих участках пока неизвестно. Правда, красная окраска яшм, входящих в состав аналогичных ассоциаций, многими исследователями считается признаком их глубоководности. Такая окраска объясняется, как и для абиссальных илов ("красных глубоководных глин") экваториальных зон современных океанов, отсутствием в осадке реакционноспособного органического вещества.

При сравнении неокомской и поздне меловых эффузивно-кремнистых толщ намечаются различия в глубине их формирования. Гораздо более широкое развитие среди верхне меловых толщ гиадокластитов, а также появление в ваамычгынской толще карбонатной пелагической примеси и ракушечного детрита, свидетельствует о меньшей глубине их формирования (по крайней мере ваамычгынской толщи) по сравнению с яканувеемской.

Несмотря на то, что все палеотипные базальты, с которыми приходится встречаться при изучении складчатых поясов, несколько отличаются от неизменных базальтов современных структур континентов и океанов, среди тех и других намечаются общие группы по распределению некоторых петрогенных, малых и редких элементов. На этом основано выделение палеоаналогов современных базальтоидов разных структурных зон земной коры. Как свидетельствует петрохимическая характеристика изученных ба-

зальтоидов, они близки абиссальным толеитам и высокожелезистым и щелочным базальтам внутриокеанических поднятий. Это является прямым доказательством того, что выплавка рассмотренных нами базальтоидов происходила в структурах с океанической корой.

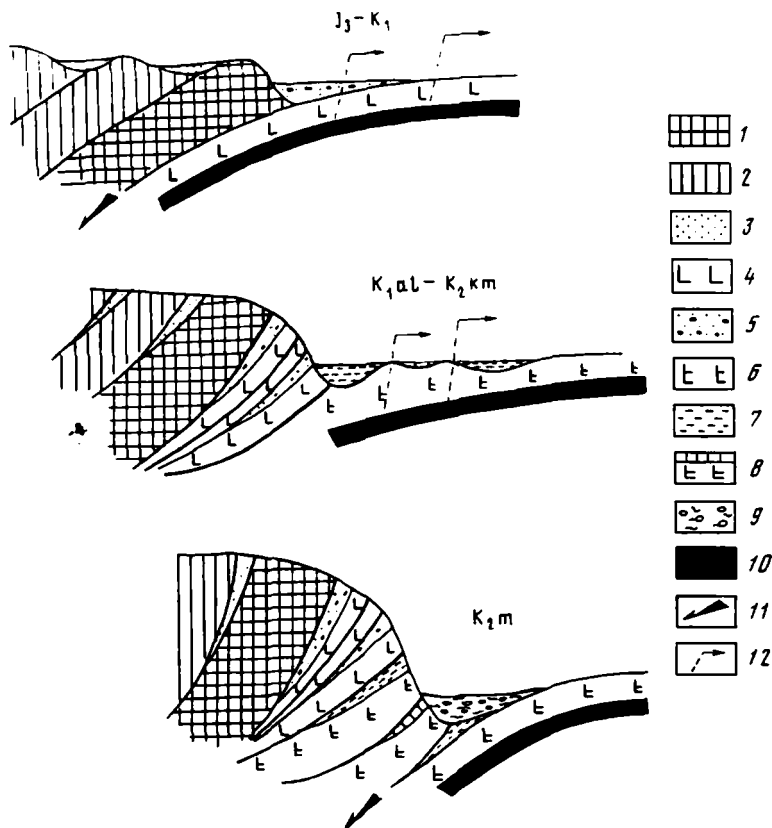
Суммируя все сказанное об изученных базальтоидах и особенностях кремнистых отложений, мы считаем, что формирование эффузивно-кремнистых толщ всех трех пластин происходило в пределах разновозрастных участков океанической коры. В современных мобилистических представлениях о развитии северной части Тихого океана, его северо-западная часть многими рассматривается как плита Кула /12, 24/. Считается, что эта юрско-меловая плита в течение позднего мела и палеогена интенсивно субдуцировала под структуры Азиатского и Северо-Американского континентов. Только с момента заложения в палеоцене Алеутской вулканической дуги /22/ история этой плиты как самостоятельной структурной единицы прекратилась. Приведенные в статье материалы позволяют рассматривать отложения яранайского комплекса как фрагменты океанических эффузивно-кремнистых образований, сформированных в северо-западной части Палеоокеана (плиты Кула).

Следует заметить, что в изученных разрезах нет полной аналогии с разрезами, наблюдаемыми в пределах современных срединно-океанических хребтов и прилежащих абиссальных равнин. Подобные несходства уже неоднократно подчеркивались /6, 17, 19 и др./.

Сравнивая яранайский комплекс с современными океаническими образованиями, важно подчеркнуть его латеральную неустойчивость. Для слагающих комплекс кремнистых толщ характерна линзовидность строения в связи с неравномерным их расклиниванием горизонтами эффузивов.

Структура Яранайского субавтохтонного купола с последовательным омоложением отложений в направлении более нижних чешуй напоминает строение некоторых аккреционных призм. Аккреционные призмы, сложенные в значительной мере пелагическими осадками океанических депрессий, известны в системе Малой Антильской дуги /2/. Чаще в строении аккреционных призм преобладает обломочный островодужный материал. В яранайском комплексе его отсутствие может объясняться по-разному для неокской толщи и для позднемеловых. В первом случае основная масса островодужного материала улавливалась в зоне перехода вулканическая дуга-междугузового бассейна-невулканическая дуга-желоб. Во втором случае островодужный вулканизм, проявившийся по периферии Корякского шельфа, был в основном подводным и, кроме узкого пояса гиадокластитовых турбидитов, не дал вулканокластического материала /7/.

Как показано на схеме (рис. 4), мы представляем, что формирование Яранайского аккреционного комплекса было весьма продолжительным и неоднородным. Первым этапом аккреции было приращение юрско-неокской части Палеоокеана (плиты Кула) на рубеже раннего и позднего мела. О времени ее подхода к Корякскому блоку может свидетельствовать



Р и с. 4. Схема формирования яранайского аккреционного комплекса

I-3 - Эконайский аллохтон: I - гипербазит-габбро-плагиигранитный комплекс, 2 - Ионайский покров (вулканогенно-кремнистые отложения верхнего палеозоя - нижней юры), 3 - Накыпильякский покров (туфотерригенные отложения титона - неокрма); 4-9 - яранайский аккреционный комплекс: 4 - вулканогенно-кремнистые отложения яканувремской толщи (титон-баррем), 5 - терригенные отложения верхов яканувеемской толщи (баррем-апт), 6 - вулканогенно-кремнистые отложения якенмывеемской толщи (кампан), 7 - терригенные отложения верхов якенмывеемской толщи (кампан), 8 - ваамычгынская толща (альб-кампан), 9 - одистостромовая толща (маастрихт); 10 - нижние горизонты океанической коры; 11 - направление тектонических движений; 12 - поверхности срывов при образовании аккреционных пластин

смена эффузивно-кремнистого разреза туфо-терригенными отложениями на уровне верхнего апта.

Вторым этапом аккреции был конец позднемелового периода, когда кремнакопление также сменилось накоплением терригенных толщ. Отложения этого этапа хорошо представлены в Яранайском куполе терригенными отложениями якенмивеевской толщи. Начало приближения позднемелового участка Палеоокеаники обусловило смену формирования красноцветных пелагических кремнистых илов накоплением темно-серых гемипелагических алевроито-глинистых илов. Вероятно, по мере формирования склонов желоба, осадки сильно деформировались в процессе оползания. В эти илы вклинивались отложения дебризных потоков, сложенные эдафогенным материалом. В дальнейшем происходило заполнение желоба терригенным материалом. Этот материал, судя по его составу, поступал со стороны Корякского блока и осаждался у его подножия в виде долинно-веерных систем.

Завершающим этапом формирования яранайского комплекса было накопление в желобе олистостромовой толщи, в которую попадал грубый материал как Яранайского автохтона, так и Эконайского аллохтона.

Таким образом, яранайский аккреционный комплекс возник в процессе поддвига Палеоокеаники. Внутренняя структура аккреционного комплекса указывает на дифференцированное смещение литопластин океанической коры. Основная поверхность срыва происходила вблизи границы раздела 2-го и 3-го океанических слоев. При этом нижняя часть субдуцировалась, а верхняя, тектонически расслаиваясь, образовала аккреционную призму.

В заключение надо отметить, что изложенный материал представляет несомненный интерес в методическом плане для картирования вулканогенно-кремнистых толщ. Он показывает, что значительная мощность кажущейся на первый взгляд единой вулканогенно-кремнисто-терригенной толщи является следствием тектоники. Расшифровка внутреннего строения столь сложных гетерогенных образований стала возможной лишь с использованием современных достижений тектоники, литологии и стратиграфии. В этом плане представляется, что яранайский комплекс не является уникальным объектом, каким-либо геологическим феноменом. Это лишь пример сложности геологических объектов, познание которых возможно только при проведении комплексных геологических исследований.

Л и т е р а т у р а

1. Александров А.А. Покровные и чешуйчатые структуры в Корякском нагорье. М.: Наука, 1978. 121 с.
2. Антипов М.П. Проблема образования аккреционных призм глубоководных желобов // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1986. Т. 61, вып. 1. С. 3-10.
3. Аристов В.А., Брагин Н.Ю., Бялобжеский С.Г. и др. О возрасте вулканогенно-кремнистых формаций Корякского хребта // Докл. АН СССР. 1982. Т. 265, № 1. С. 140-143.

4. Бялобжеский С.Г., Григорьев В.Н., Казимиров А.Д. и др. Сравнительная петрохимическая характеристика базальтоидов Корякского хребта в связи с тектоническим развитием района // Геотектоника. 1981, № 3. С. 94-104.
5. Гельман М.Л., Эпштейн О.Г. Спилиты восточной части Корякского нагорья и некоторые общие вопросы происхождения спилитов // Вулканология и сейсмология. 1979. № 6. С. 34-40.
6. Геосинклинальная и океанская седиментация и вулканизм. М.: Наука, 1984. 222 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 396).
7. Григорьев В.Н., Казимиров А.Д., Крылов К.А., Соколов С.Д. Структурное положение и петрохимия датско-палеоценовых базальтоидов Алькатваамской зоны Корякского хребта // Геотектоника. 1984. № 3. С. 88-99.
8. Григорьев В.Н., Крылов К.А., Соколов С.Д. Офиолиты Корякского нагорья // Офиолиты восточной окраины Азии. Тез. докл. Хабаровск, ИГиГ, ДВНЦ АН СССР, 1986. С. 12-13.
9. Григорьев В.Н., Крылов К.А., Соколов С.Д. Основные формационные типы мезозойских отложений Корякского нагорья и их тектоническое значение. // Раннегеосинклинальные формации и структуры. М.: Наука, 1987. С. 125-173.
10. Золотарев Б.П. Вулканические формации второго слоя океанической коры // Геология Мирового океана: 27-й МК: Докл. Т. 6, ч. 1. М.: Наука, 1984. С. 136-146.
11. Золотарев Б.П. Вулканические формации второго слоя океанической коры: Автореф. дис. д-ра геол.-минерал. наук. М., 1986. 54 с.
12. Зоненшайн Л.П., Савостян Д.А., Седов А.П. Глобальные палеогеодинамические реконструкции для последних 160 млн лет // Геотектоника. 1984. № 3. С. 3-17.
13. Игуменцев С.П., Митович И.М., Терехова Г.П., Эпштейн О.Г. О двух эпохах кремненакопления в восточной части Корякского нагорья // Докл. АН СССР. 1976. Т. 230, № 2. С. 406-409.
14. Колясяков Ю.А. Кремнисто-вулканогенные образования офиолитовых ассоциаций Корякского нагорья: Автореф. дис. канд. геол.-минерал. наук. Хабаровск, 1984. 24 с.
15. Коссовская А.Г. К проблеме вторичных преобразований океанических базальтов // Литология и полез. ископаемые. 1982. № 4. С. 3-9.
16. Лутц Б.Г. Геохимия океанического и континентального магматизма. М.: Недра, 1980. 246 с.
17. Осадкообразование и вулканизм в геосинклинальных бассейнах. М.: Наука, 1979. 236 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 337).
18. Очерки тектоники Корякского нагорья. М.: Наука, 1982. 218 с.
19. Пушаровский И.М., Руженцев С.В. Геологические особенности современных и древних океанов // Докл. АН СССР. 1983. Т. 270, № 2. С. 404-406.

20. Соколов С.Д. Экзотические толщи раннего мезозоя севера Тихоокеанского пояса // Там же. 1985. Т. 283, № 3. С. 690-693.
21. 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, СВКНИИ ДВНЦ АН СССР, 1980. С. 115-128.
22. Шмидт О.А. Тектоника Командорских островов и структура Алеутской гряды. М.: Наука, 1978. 99 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 328).
23. Эпштейн О.Г., Терехова Г.П., Соловьева М.Н. Палеозой Корякского нагорья (фауна фораминифер, биостратиграфия) // Таксономический, палеоэкологический и биостратиграфический аспекты микропалеонтологических исследований. М.: Наука, 1985. С. 47-77. (Вопр. микропалеонтологии; Вып. 27).
24. Engebretson D.C. Relative motions between oceanic and continental plates in the Pacific Basin: Ph. D. diss. Palo Alto (Cal.). 1982. 211 P.
25. Miyashiro A. Classification, characteristics and origin of ophiolites // J. Geol. 1975. Vol. 83. N 3. P. 249-281

УДК 551.24+551.763(551.651)

МЕЛОВЫЕ СТРУКТУРНО-ФОРМАЦИОННЫЕ КОМПЛЕКСЫ СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ ВАЛАГИНСКОГО ХРЕБТА (ВОСТОЧНАЯ ЧАСТЬ КАМЧАТКИ)

Е.А.Константиновская

В результате работ последнего десятилетия было доказано, что в обрамлении Тихого океана широко распространены тектонические зоны с покровным и чешуйчатым строением. Детальное изучение этих зон показывает, что в их строении принимают участие формационные комплексы, сопоставимые с образованиями островных дуг, окраинных морей, значительно реже - открытых океанических бассейнов. Одним из таких сложно построенных районов является Камчатка, стратиграфия меловых образований и структура которой в последнее время пересматриваются /2, 4, 5, 7/.

В пределах восточной части Камчатки уже давно известны надвиги, а в последнее время появились данные о широком распространении тектонических покровов, серпентинитовых меланжей, свидетельствующих о значительной роли горизонтальных перемещений при формировании ее тектонической структуры /4, 5, 7/.

Коллективом геологов ГИН АН СССР и ГЕОХИ АН СССР уже несколько лет ведутся детальные исследования в пределах восточной части Камчатки с целью выяснения палеотектонической природы меловых комплексов и геодинамических особенностей их эволюции. Настоящая статья является публикацией данных, полученных в ходе этих работ в северной части Валагинского хребта.

В этом районе широко распространены меловые вулканогенные и вулканогенно-осадочные образования. Строение и возраст относимых к мелу образований Валагинского хребта были изучены еще недостаточно, что обусловлено почти полным отсутствием в них остатков макрофауны и сложным строением района. До недавнего времени считалось, что эти образования слагают единую валагинскую серию, в нижней части которой встречаются преимущественно туфо-терригенные, а в верхней – вулканогенные породы. В пределах обеих частей этой серии выделялись многочисленные толщи, возраст и соотношения которых были слабо обоснованы /6/.

Благодаря применению методики выделения объемных форм радиоларий удалось установить, что считавшиеся ранее условно более древними нижние части разреза этой серии в действительности являются близкими или даже более молодыми по возрасту, чем тектонически перекрывающие их вулканогенные образования.

Детальное картирование отдельных узловых участков показало, что в ряде случаев в их строении большую роль играют послонные срывы и надвиги, а слагающие их комплексы пород многократно счешуены с образованием сложно дислоцированного пакета тектонических пластин (рис. 1). Это привело к необходимости отказаться от принятой ранее для этих участков стратиграфической последовательности пород /6/.

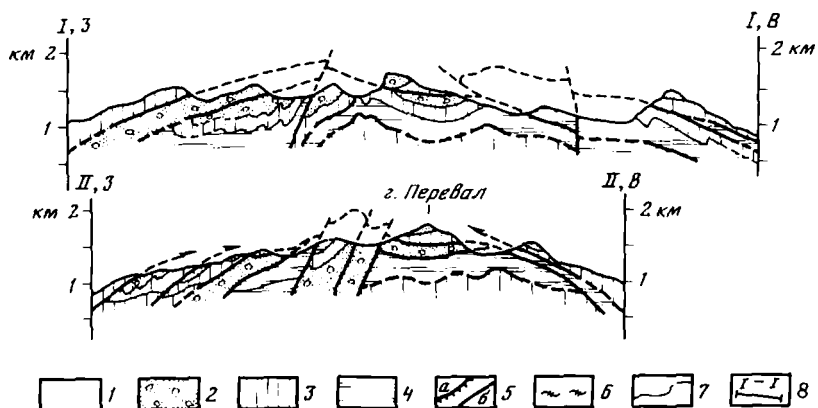
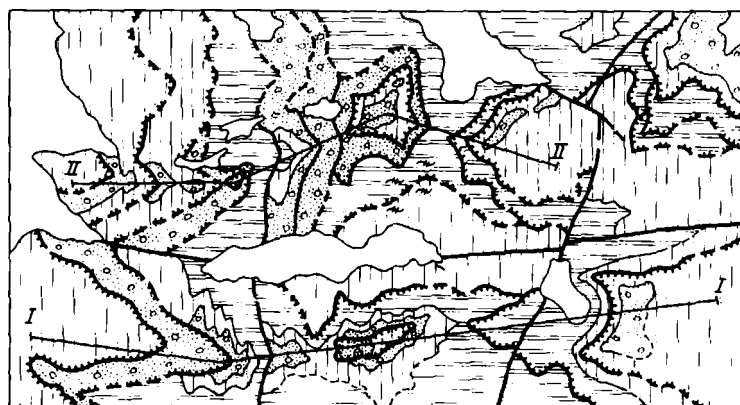
В данной статье вулканогенные образования западной и восточной частей района (попутновская, темнореченская, хребтовская толщи) объединены в единый кремнисто-вулканогенный комплекс, а отложения центральной части (выделявшиеся ранее как голубовская, черебакошская, белореченская, мухтарская и другие толщи) – в кремнисто-терригенно-туфогенный комплекс. Выделенные комплексы в современной структуре хребта тектонически совмещены (рис. 2). При этом кремнисто-вулканогенный комплекс рассечен пластиной серпентинитового меланжа и находится, по-видимому, в аллохтонном залегании, а кремнисто-терригенно-туфогенный комплекс является многократно счешуенным относительно автохтоном.

Цель настоящей работы – описание верхнемеловых образований рассматриваемой территории и выяснение палеогеографической обстановки их формирования.

Строение кремнисто-вулканогенного комплекса

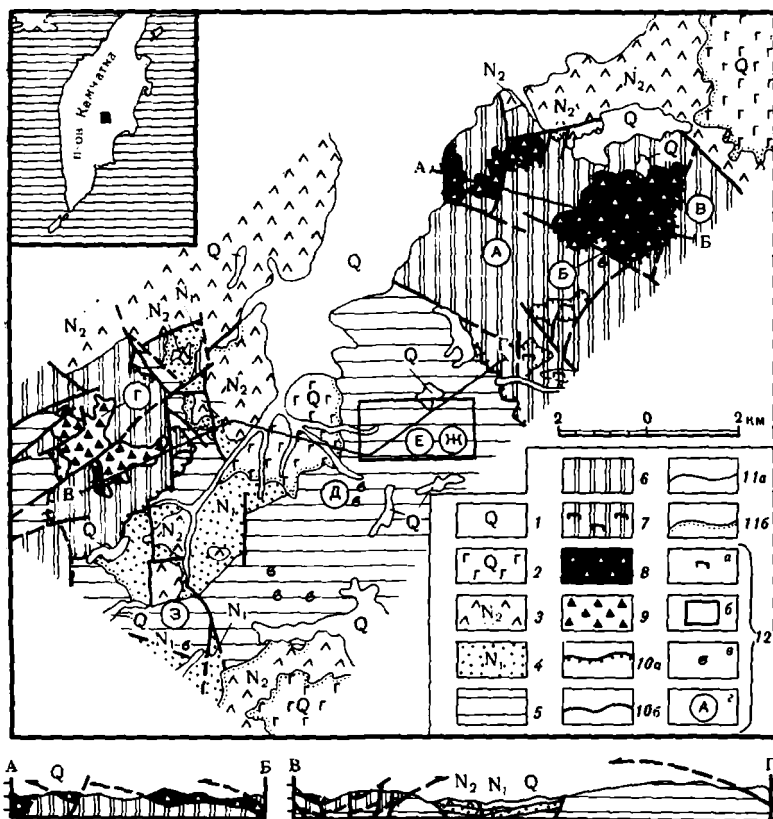
Описываемый комплекс распространен в северо-восточной и юго-западной частях района (рис. 2). Он сложен базальтами, андезитами, их лаво- и туфобрекчиями, туфами основного и среднего, реже – ультраосновного состава, гялокластитами, а также туфопесчаниками, туфопелитами, туфосилицитами и яшмоидами. В верхней части комплекса присутствуют покровы, дайки и силлы пикритов.

Строение кремнисто-вулканогенного комплекса в разных частях района имеет свои особенности. На севере территории, в осевой части Валагинского хребта (район горы Крыша), он сложен преимущественно туфоген-



Р и с. 1. Геологическая схема и разрезы бассейна ручья Духтахтыч (северная часть Залагинского хребта)

I – четвертичные образования: аллювиальные, ледниковые и водно-ледниковые отложения; 2–4 – кремнисто-терригенно-туфогенный комплекс ($K_2^{sd}-P_1?$): 2 – верхняя толща – туфобрекчии, туфокогломераты, туфогравелиты и туфы основного и среднего состава; 3, 4 – средняя толща: 3 – туфопесчаники, туфоалевролиты, туффиты, песчаники, алевролиты, 4 – туфоалевролиты, алевролиты, туффиты, аргиллиты, кремнистые аргиллиты и туфосилициты; 5 – надвиги (а), недифференцированные разломы (б); 6 – зоны расщепления; 7 – границы между разновозрастными образованиями; 8 – линии разрезов



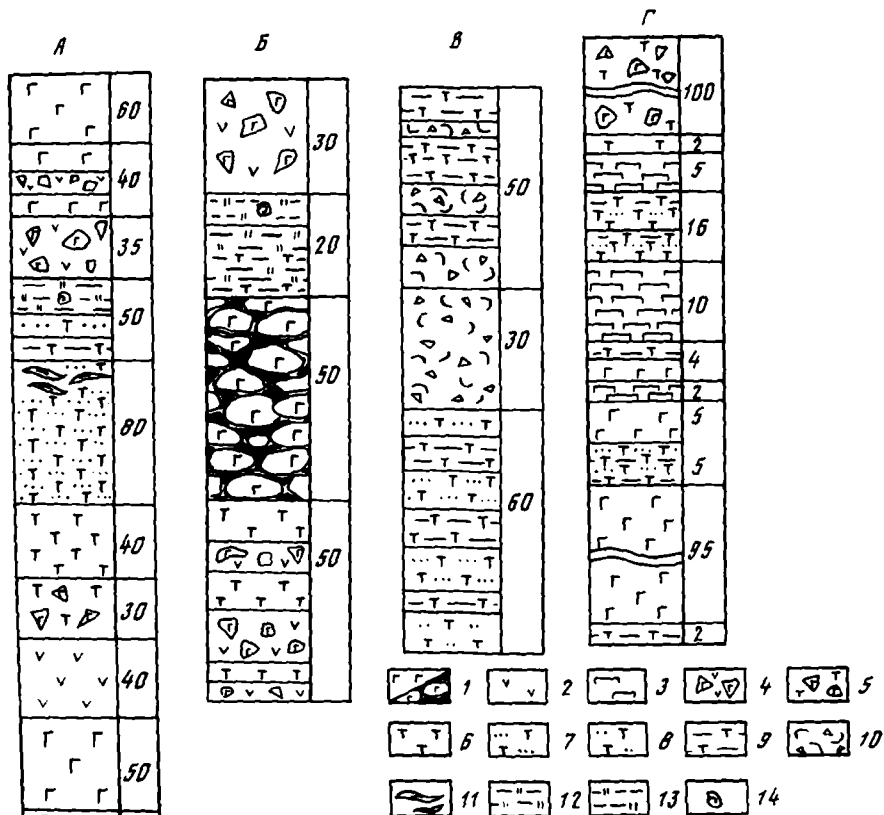
Р и с.2. Схема распространения вещественных комплексов в северной части Валагинского хребта восточной части Камчатки (бассейн р.Правая Щапина)

1, 2 - четвертичные образования: 1 - аллювиальные, ледниковые и водно-ледниковые отложения, 2 - андезиты, базальты и их туфы; 3 - плиоценовые образования: базальты, андезиты и их туфы; 4 - миоценовые отложения: песчаники, алевролиты, аргиллиты; 5 - кремнисто-терригенно-туфогенный комплекс ($K_2^{sd}-P_1$?); 6, 7 - кремнисто-вулканогенный комплекс (K_2^{sd}): 6 - кремнистые отложения и вулканы основного и среднего состава, 7 - пикриты и их туфы; 8 - серпентинитовый меланж, блоки гипербазитов и габброидов; 9 - тектонизированный кремнисто-вулканогенный комплекс; 10 - надвиги (а), недифференцированные разломы (б); 11 - границы между разновозрастными образованиями: согласные (а), несогласные (б); 12 - линии разрезов (А), участок детального картирования (Б), места отбора микрофауны (В), расположение стратиграфических колонок (Г). На врезке показано расположение района работ

ными образованиями. Здесь для него характерно неравномерное чередование (5–15 м) грубых туфов основного состава, туфобрекчий, содержащих обломки лав базальтов, редких потоков массивных и шаровых лав пироксен- и пироксен-плагиоклазовых базальтов и андезитов. В верхних частях разрезов присутствуют тонкополосчатые пачки, сложенные кремнистыми туфоалевролитами, аргиллитами, мелкообломочными туфами, реже – кремнями. Мощность комплекса в этой части района около 1000 м.

На восточных склонах Валагинского хребта (рис. 2, А, Б, В) в строении кремнисто-вулканогенного комплекса преобладают эффузивные породы и появляются яшмоиды, иногда содержащие конкреции пелитоморфных известняков. Разрезы комплекса в истоках ручья Дальний (рис. 2, Б; 3, Б) представлены чередованием (по 40–50 м) шаровых лав пироксен-порфировых базальтов, их лавобрекчий и агломератовых туфов основного состава. В верхних частях разрезов появляются пачки (12–15 м) тонкого переслаивания серых и зеленых туфоалевролитов и туфопелитов, зеленых и красных кремнисто-глинистых пород, пачки (5–8 м) красно-бурых яшмоидов, которые перекрываются лавобрекчиями базальтов. В междуречье ручья Ипуия и ручья Светлый обнажена верхняя часть описываемого комплекса (рис. 2, В; 3, В), представленная чередованием (5–7 м) зеленовато-голубоватых сливных псаммитовых и пелитовых туфов базальтов, содержащих пачки (до 30 м) массивных и везикулярных гиадокластитов с прослоями (2–3 м) пелитовых туфов. В верховьях ручья Узкого (приток ручья Темный) (рис. 2, А; 3, А) обнажен мощный (650–750 м) разрез комплекса (темнореченская толща, по /6/). Нижняя его часть представлена чередованием (по 30–50 м) массивных потоков плагиоклазовых и плагиоклаз-пироксен-порфировых базальтов, их лавобрекчий и грубых туфов пироксен- и амфибол-порфировых базальтов. Средняя часть разреза сложена пачками (по 40–50 м) туфопесчаников и алевро-псаммитовых туфов с редкими линзовидными изогнутыми прослоями (до 5 см) зеленых и красных глинисто-кремнистых пород. Количество описанных прослоев в туфах вверх по разрезу увеличивается, и они постепенно сменяются пачками (до 10 м) тонкого переслаивания этих же кремнисто-глинистых пород и пачками (до 15 м) красных яшмоидов. Верхняя часть разреза представлена лаво- и туфобрекчиями основного состава и редкими массивными потоками (до 60 м) базальтов.

На северо-востоке (гора Хребтовая) и на юго-западе (гора Савульч, хребет Широкий) района (рис. 2, Г) в составе верхней части кремнисто-вулканогенного комплекса среди базальтов, андезитов, их туфов появляются силлы (5–7 м) и дайки (2–3 м) пикритов (рис. 3, Г). Выше по разрезу пикриты слагают лавовые покровы, часто с подушечной отдельностью, которые чередуются с пачками ультраосновных туфов. Мощность пикритовых лав и туфов в районе горы Хребтовая достигает 350–400 м (алешкинская подтолща, по /6/).



Р и с.3. Стратиграфические колонки кремнисто-вулканического комплекса

А - левобережье ручья Узкий; Б - истоки ручья Дальний; В - междуречье ручьев Ипуин и Светлый; Г - хребет Широкий (р-н горы Савульч). I - базальты: а - массивные, б - подушечные; 2 - андезиты; 3 - пикриты (силлы); 4 - лавобрекчии основного и среднего состава; 5 - туфобрекчии основного состава; 6 - туфы; 7 - пелитовые туфы; 8 - туфопесчаники; 9 - туффиты; 10 - гиадокластиты; 11 - линзовидные прослои глинисто-кремнистых пород; 12 - глинисто-кремнистые породы; 13 - яшмы; 14 - места находок остатков микрофауны (радиолярий)

Общую мощность описанного комплекса из-за обилия послонных срывов оценить трудно. По-видимому, она составляет около 2000 м.

Возраст кремнисто-вулканогенного комплекса определяется на основании изучения объемных форм радиолярий, выделенных из кремней, яшм и яшмоидов, глинистых туфосилицитов. Эти породы участвуют в строении разрезов комплекса, а также слагают отдельные блоки в серпентинитовом меланже. Все приведенные ниже возрастные определения выполнены В.С. Вишневской, часть из них опубликована /2, 5/.

Туфовые яшмы, глинистые туфосилициты и кремни серого и зеленого цвета, участвующие в строении верхних частей разрезов кремнисто-вулканогенного комплекса (рис. 2, точка отбора I; 3, Б) и слагающие блоки в меланже гор Останец и Попутная /5/, содержат разнообразный позднекампанский-раннемаастрихтский радиоляриевый комплекс: *Staurodictya fresnoensis*, *Amphipyndax stocki* var. B., *A. enessefi*, *Clathrocyclas hyronia*, *Dictyomitra densicostata*, *D. multicostata* gr., *D. rhadina*, *D. andersoni*, *D. regina*, *Archaeodictyomitra regina*, *Stichomitra livermorensis*, *Coniforma antiochensis*, *Clathrocyclas diceros*, *Patulibraechium lawsoni*, *Cyrtocalpis* sp.

Красные яшмы и яшмоиды из блоков в меланжах горы Попутная, хребта Широкий содержат позднесантонский-кампанский радиоляриевый комплекс: *Pseudoaulophacus* sp., *Amphipyndax stocki* var. B., *Amphipyndax stocki* var. A., *Pseudoaulophacus floresensis*, *Dictyomitra duodecimcostata*, *D. multicostata* gr., *D. striata*, *Stichomitra manifesta*, *Orbiculiforma quadrata* gr. Возможно, что эти породы являются блоками кремнисто-вулканогенного комплекса, затертыми в меланж. Однако они отличаются от аналогичных пород комплекса большим количеством (до 30%) и лучшей сохранностью радиолярий, входящих в их состав, и наличием крупных обломков известняков в своем составе.

Нижние части разрезов описываемого комплекса фаунистически не охарактеризованы, что не позволяет оценить нижний возрастной предел формирования слагающих его пород. Поэтому возраст кремнисто-вулканогенного комплекса в целом можно принять как сенонский (K_2Sn).

Петрографическое описание пород кремнисто-вулканогенного комплекса

П и к р и т ы слагают покровы (от 5-10 м до 120-150 м), силлы, дайки. Встречаются отдельные пачки псефитовых и псаммитовых туфов ультраосновного состава. Пикриты формировались синхронно с базальтами и андезитами и ассоциируют с ними. Потоки пикритов имеют массивную отдельность, более мощные покровы представлены шаровыми лавами. Подушки эллипсоидальной формы имеют длину до 0,5 м. Межподушечное пространство выполнено светло-зелеными и белыми массивными гиалоклас-титам.

Пикриты имеют черный цвет, характеризуются вкрапленниками оливины (до 50-60%), клинопироксена второй генерации и основной массы. Столь

высокое содержание кристаллического оливина в пикритах обусловлено процессами магматической кумуляции. Оливин образует идиоморфные выделения (5–10 мм, реже до 20–30 мм), обычно серпентинизирован по краям и по густой, петельчатой системе трещин. Клинопироксен представлен короткопризматическими вкрапленниками или хаотически ориентированными скелетными формами кристаллов размером до 1 мм, реже встречаются более крупные индивиды клинопироксена (до 5 мм). Как во вкрапленниках оливина, так и клинопироксена присутствуют твердофазовые сингенетичные включения хромшпинелида. Между кристаллическими фазами заключено бурое или буровато-желтое стекло, содержащее микролиты пироксена, мелкие зерна шпинелида и игольчатые выделения слюды. Структура основной массы лавовых пикритов обычно интерсертальная, дайковой фации – гиалопалитовая. В зоне закалки пикриты имеют афанитовую структуру. Текстура пикритов массивная, реже миндалекаменная. Миндалины неправильной формы выполнены хлоритом и гидрослюдами.

Лавы пикритов часто содержат мелкие и крупные (от 1–2 до 5–7 см) круглые ксенолиты белых пористых пород – мелкопироксен-порфировые эффузивы с раскристаллизованной основной массой. Пory составляют до 50–60% породы и часто замещены вторичными минералами.

Базальты и андезиты образуют массивные потоки (до 1–5 м) и покровы с шаровой отдельностью (до 40–50 м). Шары диаметром 0,5–1,5 м имеют округлую, реже – близко к эллипсоидальной форму и характеризуются неоднородным внутренним строением. Центр шара сложен массивными или слабоминдалекаменными базальтами. В периферических зонах шара количество и размер миндалин резко увеличиваются, они приобретают удлинненную форму (до 3–5 см) и ориентируются по радиусу шара. Межшаровое пространство выполнено тонкополосчатыми буровато-красными гиалокластитами. Базальты и андезиты имеют зеленый, зеленовато-серый или светло-серый цвет, иногда обладают красным оттенком за счет расплывленного в стекле гематита.

Породы основного состава характеризуются преимущественно порфировыми разностями со значительными вариациями содержаний вкрапленников оливина, клинопироксена, плагиоклаза и роговой обманки, что может свидетельствовать о широком развитии кумуляции твердых фаз. Оливин имеет правильные кристаллические формы, в большинстве случаев полностью замещен и встречается в малых количествах (2–3%). Диопсид образует крупные (до 1 см) длиннопризматические вкрапленники, иногда с зональным строением. Авгит слагает более мелкие (1–2 мм) короткопризматические зерна, либо внешнюю оторочку диопсидового ядра. Иногда вкрапленники клинопироксена образуют гломеропорфировые скопления. Амфибол представлен бурой роговой обманкой и образует ромбовидные субидиоморфные вкрапленники (до 1,5 мм). Плагиоклаз (лабрадор № 55–60) обычно образует длинные лейсты или таблитчатые вкрапленники (1–1,5 мм), характерны полисинтетические, реже ростовые двойники, встречаются зерна с зональным строением.

Основная масса в базальтах имеет витрофировую или гиалопилитовую структуру. В первом случае она образована бурым девитрифицированным стеклом, иногда напыленным гематитом, во втором - также измененным стеклом и микролитами клинопироксена, плагиоклаза и зерен магнетита. Текстура массивная или миндалекаменная. Миндалины (до 3 мм) имеют округлую форму и выполнены хлоритом, цеолитами, кальцитом, эпидотом и альбитом. По альбиту иногда развивается калиевый полевой шпат /1/.

Менее распространены афировые базальты и андезиты, сложенные мелкораскристаллизованным клинопироксеном (короткопризматические кристаллы и микролиты) и измененным стеклом в межкристаллическом пространстве, или лейстами и микролитами плагиоклаза с интерстиционным клинопироксеном и девитрифицированным стеклом.

По парагенезису и количественным соотношениям вкрапленников, а также структурным особенностям выделяются следующие типы пород: оливин-пироксен-плагиоклаз-порфировые, пироксен-порфировые, пироксен-плагиоклаз-порфировые, пироксен-амфибол-плагиоклаз-порфировые, а также афировые клинопироксеновые и плагиоклаз-клинопироксеновые.

Примечательным является то, что амфибол-порфировые породы в отличие от всех остальных петрографических типов характеризуются наличием большого количества кристаллов магнетита как в виде включений в роговой обманке, так и в основной массе.

Л а в о б р е к ч и - породы зеленого и черного цвета, состоящие из угловатых и неправильных обломков лав (до 30 см), заключенных в лавовый матрикс того же состава. Различаются лавобрекчи, образованные крупнопироксен-порфировыми, плагиоклаз-порфировыми, плагиоклаз-пироксен-порфировыми базальтами и андезитами.

Т у ф о б р е к ч и имеют зеленый и зеленовато-голубоватый цвет, состоят из обломков туфогенных пород, базальтов и андезитов, сцементированных туфовым материалом. Среди обломков туфогенных пород встречаются светло-зеленые тонкополосчатые туфоалевродиты, туффиты. Сортировка кластического материала отсутствует. Фрагменты пород имеют угловатые, неправильные, реже округлые очертания и размер от 2-3 до 10-20 см. Связующая масса состоит из кристаллокластики базальтов или андезитов и составляет от 30% до 50-60% породы.

Т у ф ы о с н о в н о г о с о с т а в а - породы зеленого и желто-зеленого цвета. Различаются лито-кристалло-кластические, витро-кристалло-кластические, лито-кластические и кристалло-кластические разновидности. В составе обломков встречаются базальты, андезиты, пористое стекло, иногда напыленное рудным минералом (гематит), кристаллокластика пироксена, плагиоклаза и амфибола. Сортировка материала слабая, по преобладающей фракции выделяются псефитовые, псаммитовые и пелитовые разновидности туфов. Обломки пород имеют угловатую, гиадокластическую - неправильную или округлую форму. Связующая масса составляет в грубообломочных туфах 10-15%, в пелитовых - до 70-75% и представлена эпидот-хлоритовым, иногда кварц-хлоритовым или кварц-цеолитовым агрегатом.

Туфы пикритового состава - черные, массивные породы. Легко подвергаются выветриванию, образуя сыпучую массу. Среди них выделяются лито-кластические и витро-лито-кластические разновидности. Обломки представлены пикритами, кристаллокластикой оливина и пузыристым желто-бурым стеклом, палагонитизированным, реже - серпентинизированным, в порах которого развивается хлорит. Обломки пород имеют угловатую форму, фрагменты стекла обычно неправильных очертаний. Связующая масса представлена мелкой кластикой пикритового состава и составляет 10-15% всей породы.

Гиалокластиты - массивные и тонкослоистые зеленые, зеленовато-голубоватые и зеленовато-желтоватые породы. Массивные (не-стратифицированные) гиалокластиты обычно средне- и крупнообломочные, крепкие. Они состоят из обломков (от 0,5 до 1 мм) базальтов, андезитов, их кристаллокластики и фрагментов пузыристого желто-бурого и зеленого хлоритизированного стекла с везикулярной структурой. Последние имеют неправильные, причудливые очертания и составляют до 60-70% в составе обломков. Массивные гиалокластиты обычно переслаиваются с туфами основного состава в пачках, перекрывающих потоки лав, а также слагают пачки тонкого чередования с тонкополосчатыми градиционно-слоистыми гиалокластитам. В составе последних преобладают обломки желтого и зеленого пористого стекла (до 2 мм) и присутствует незначительное количество кристаллокластики пироксена и плагиоклаза (до 1,5 мм). Эти породы характеризуются хорошей сортировкой материала и ритмичным строением. В ритме (до 1 см) снизу вверх происходит постепенное уменьшение размера обломков. Границы между ритмами резкие, ровные. Иногда между ритмами наблюдаются тонкие (1-3 см) прослои туфопелитов или туф-фитов с размытами в основании.

Туфопесчаники и туфопелиты - зеленовато-бурые мелко- и крупнозернистые массивные породы, сложенные угловатыми и полуокатанными обломками плагиоклаза, пироксена, магнетита, реже - стекла и цементом эпидот-хлоритового состава. В туфопесчаниках обломки (до 1 мм) составляют 30-50% породы, в туфопелитах они мельче (до 0,03 мм) и слагают 15-20% породы.

Кремнисто-глинистые породы имеют кирпично-красный или ярко-зеленый цвет, массивную или тонкополосчатую текстуру. Они сложены незначительным количеством (10-15%) обломков (0,01-0,05 мм) кварца, плагиоклаза (альбит и лабрадор), амфибола, пироксена и глинисто-кремнистым цементом базального типа. В зеленых разновидностях цемент хлоритизирован, в красно-бурых - содержит значительное количество тонкораспыленного гематита. Эти породы образуют тонкие прослои и линзовидные, часто изогнутые фрагменты слоев в массивных туфах, реже - пачки тонкого переслаивания мощностью до 3-5 м.

Яшмоды - кирпично-красные однородные глинисто-кремнистые породы с неравномерным содержанием скелетных форм радиолярий. Они

образуют прослой (до 1 м) в туфогенных породах, иногда содержат мелкие (1–2 см) конкреции пелитоморфных известняков.

К р е м н и – зеленые, светло-зеленые, серые и черные, полупрозрачные и непрозрачные породы. Они содержат скелетные формы радиолярий, как правило, плохой сохранности. Кремни слагают тонкослоистые пачки (2–3 м) среди туфогенных пород.

Вышеописанные породы кремнисто-вулканогенного комплекса нередко изменены. Для них характерны зеленокаменные преобразования низких ступеней. Вторичные минералы представлены альбитом, хлоритом, карбонатом, эпидотом, цеолитами, палагонитом и серпентинитом. В эффузивах вкрапленники плагиоклаза, как правило, почти полностью замещены, миндалины выполнены карбонатом, хлоритом или агрегатом альбита и калиевого полевого шпата (адуляра), развивающегося по альбиту [1]. Эти изменения охватили весь комплекс, однако степень их проявления различна. Вне зон тектонических нарушений, среди массивных и слабо трещиноватых пород встречаются относительно свежие, малоизмененные разности.

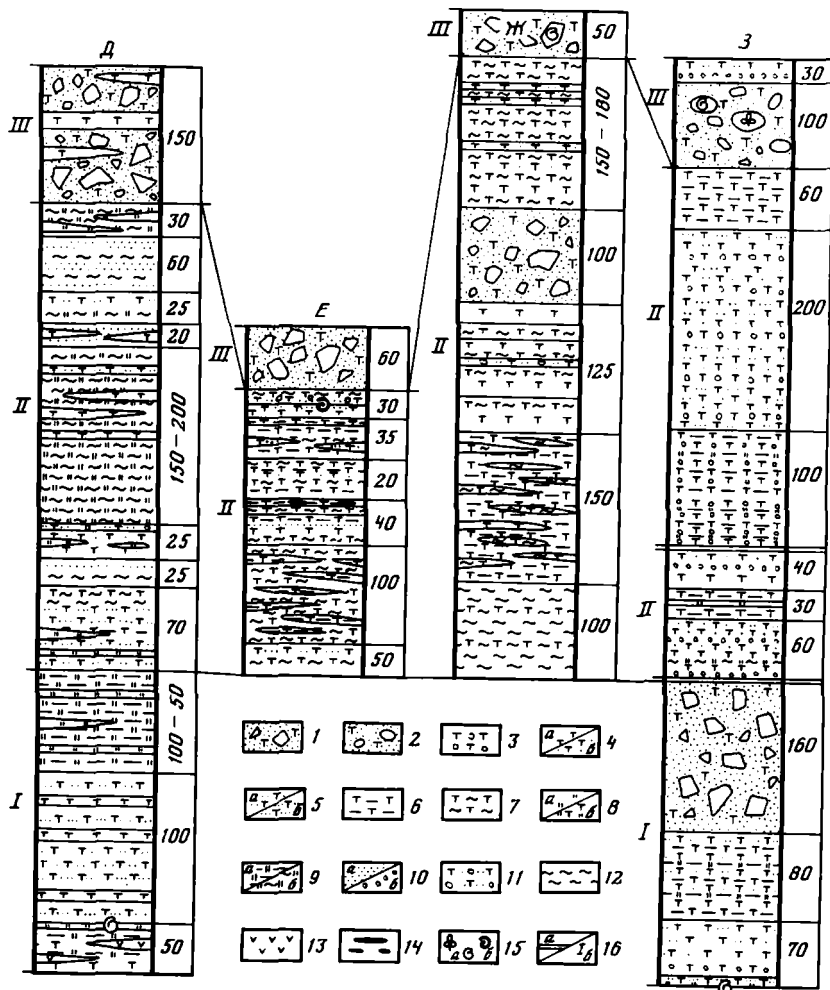
Строение кремнисто-терригенно-туфогенного комплекса

Описываемый комплекс распространен в центральной части района (бассейн р. Правая Шапина) (рис. 2). Он сложен псефитовыми, псаммитовыми и алевро-пелитовыми туфами основного и среднего состава, туфогравелитами, туфоконгломератами и туфобрекчиями, туффитами, туфопесчаниками и туфоалевролитами, в меньшей степени – кремнистыми алевролитами и кремнями, кварц-плагиоклазовыми песчаниками и алевролитами. В нижней части комплекса присутствуют редкие покровы и силлы андезитов, а в его средней части З.Г.Бадредниновым обнаружены туфы ультраосновного состава.

В разных частях района разрезы описываемого комплекса несколько отличаются друг от друга. На правом берегу р. Правая Шапина (бассейн ручья Духтахтыч, Белый, Голубой) (рис. 2, Д, Е, Ж) они характеризуются тонкой стратифицированностью отложений и сложены в основном мелко-обломочными, хорошо сортированными туфотерригенными и кремнисто-туфогенными породами. В строении комплекса выделяются три толщи. Полностью они обнажены в истоках ручья Белый, на левом берегу (рис. 2, Д; 4, Д).

Нижняя толща (300–350 м) сложена пачками переслаивания черных и зеленых кремнистых аргиллитов (3–4 м) и кремней (2–5 см), редкими потоками (2–3 м) и силлами (1–2 м) андезитовых порфиритов, а также пачками зеленовато-бурых псаммитовых туфов и туфопесчаников основного и среднего состава.

Средняя толща (450–500 м) представлена неравномерным переслаиванием (от 3–5 см до 10–15 см, редко до 20–30 см) пачек зеленых и черных туфоалевролитов, туфопесчаников, тонкополосчатых туффитов, алевро-псаммитовых туфов и пачек кремнистых алевролитов и кремней. В бассейне



Р и с.4. Стратиграфические колонки кремнисто-терригенно-туфогенного комплекса

Д - ручей Белый; Е - среднее течение ручья Духтахтыч; Ж - истоки ручья Духтахтыч; З - гора Двойная (истоки р.Правая Шапина). I - туфобрекчии; 2 - туфоконгломераты; 3 - туфогравелиты; 4 - туфы: а - грубые, б - псаммитовые; 5 - туфопесчаники: а - грубые, б - тонкие; 6 - туффиты; 7 - туфоалевролиты; 8 - кремни (а), туфосилициты (б); 9 - кремнистые алевролиты (а), и аргиллиты (б); 10 - песчаники (а), гравелиты (б); II - туфопесчаники с галькой кремней; 12 - алевролиты; 13 - андезиты; 14 - карбонатные конкреции; 15 - места отбора остатков флоры, фауны: а - радиолярий, б - устриц; 16 - срывы послойные (а), толщи комплекса (б): I - нижняя, II - средняя, III - верхняя. Тип разреза: Д-Ж - тонкостратифицированный, З - грубостратифицированный

ручья Духтахтыч (рис. 2, Е, Ж; 4, Е, Ж) эта толща практически не содержит кремнистых пород и представлена неравномерным переслаиванием (от 2 до 10 м) черных и зеленых тонкополосчатых туффитов, туфоалевролитов, туфопесчаников, алевролитов и песчаников. Среди этих пород содержатся прослои псаммитовых и алевролитовых туфов основного состава (до 1 м), кварц-плагиоклазовых песчаников и алевролитов (до 50 см), пластовые конкреции черных пелитовых известняков мощностью до 50 см. Вверх по разрезу переслаивание описанных пород иногда становится ритмичным с участием туфогравелитов и мелкообломочных туфоконгломератов

Верхняя толща (до 150 м) представлена массивными агломератовыми туфами основного состава, туфогравелитами, туфоконгломератами и туфобрекчиями, содержащими несортированные округлые и угловатые обломки базальтов, андезитов, дацитов, кремней, туфов и алевролитов.

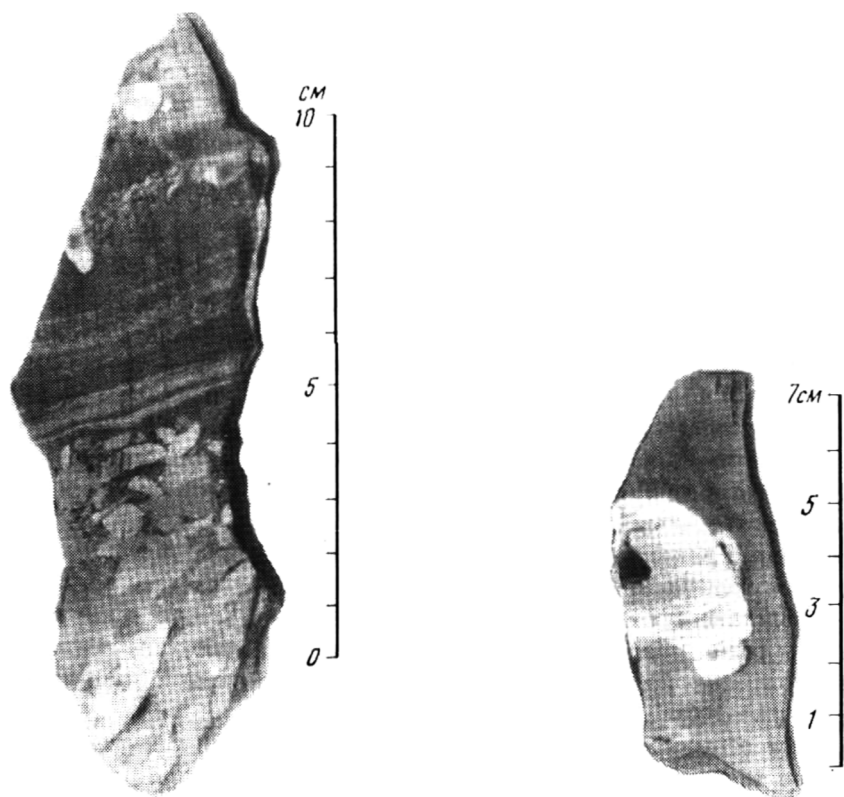
Общая мощность описываемого комплекса на правом берегу р. Правая Шапина около 1000 м.

В истоках р. Правая Шапина (гора Двойная) (рис. 2, 3) разрезы кремнисто-терригенно-туфогенного комплекса характеризуются грубой стратифицированностью слагающих их образований, при этом в их составе преобладают грубообломочные вулканогенные породы основного состава. В строении этих разрезов также можно выделить три толщи (рис. 4, 3).

Нижняя толща (300–350 м) представлена однородными и слабо градиционно-слоистыми туфопесчаниками и туфами (от псефитовых до алевритовых), в которых содержатся маломощные (10–30 см) пачки тонкого переслаивания светло-зеленых и черных туфоалевролитов, туффитов, реже – кремней. Вверху присутствует мощная (около 150 м) пачка грубых туфобрекчий, содержащих несортированные обломки базальтов, туфов, кремнистых пород, которая расслаивается редкими прослоями туфоалевролитов.

Средняя толща (450–500 м) в основании сложена однородными и градиционно-слоистыми псаммитовыми туфами и туфопесчаниками, в которых через 10–15 см (реже через 30–50 см) содержатся ритмично-повторяющиеся прослои (2–3 см до 10 см), сложенные гравийно-мелкогалечными окатанными обломками тонкополосчатых кремней, кремнистых аргиллитов и алевролитов. Обломки в них сцементированы туфовым материалом или соприкасаются по конформным и инкорпорационным границам (рис. 5, 6). Среди туфов и туфопесчаников встречаются также отдельные прослои кремнистых алевролитов, а также пачки тонкослоистых черных и зеленых туффитов с тонкими (до 1 см) прослоями кремней. Вверх по разрезу описанные породы сменяются грубым чередованием (по 5–10 м) пачек туфогравелитов и туфобрекчий с обломками кремней и базальтов и пачек градиционно-слоистых туфов и туфопесчаников. Среди этих пород редко встречаются пачки (до 60 м) тонкополосчатых туффитов и туфосилицитов.

Верхняя толща (100–120 м) сложена грубыми туфоконгломератами хаотического строения, содержащими несортированные, хорошо окатанные ок-



Р и с. 5. Фрагмент ритмичного чередования, представленный в основании - мелкообломочной брекчией с обломками кремней и кремнистых аргиллитов в туфовом цементе основного состава, сверху - мелкообломочной брекчией; средняя толща кремнисто-терригенно-туфогенного комплекса, грубостратифицированный тип разреза 3 (см. рис. 4).

Р и с. 6. Галька полосчатого кремня в туфогравеляте, средняя толща кремнисто-терригенно-туфогенного комплекса, грубостратифицированный тип разреза 3 (см. рис. 4).

руглые и овальные гальки и глыбы (от 5-10 см до 50-70 см) базальтов, туфосидеритов, яшмидов, известняков, поаммитовых туфов основного состава.

Общая мощность комплекса в истоках р. Правая Шапка около 1000 м.

Описанные типы разрезов кремнисто-терригенно-туфогенного комплекса, характеризующиеся грубой и тонкой стратификацией слагающих их образований, являются, по-видимому, фациями, располагавшимися на разном расстоянии от источника сноса.

Возраст пород, составляющих кремнисто-терригенно-туфогенный комплекс, долгое время не удавалось определить. Обнаруженные В.А.Селиверстовым обломки раковин *Inoceramus* sp., *Ostrea* sp. в породах духтахтычской толщи, соответствующей средней толще описываемого комплекса, позволили отнести вмещающие отложения к верхнему мелу /6/.

Позднее М.Е.Бояриновой в кремнях средней подтолщи голубовской толщи, соответствующей средней толще описываемого комплекса, были обнаружены в шлифах радиолярии, которые Н.Н.Литвиновой определены как кампан-маастрихтские: *Cenosphaera* sp., *Cargosphaera* sp., *Thecosphaera gracilis* Zhamoidea, *Thecosphaera* sp., *Cromyosphaera vivenkensis* Lipman, *Cenellipsis heteroforis* Campbell et Clark, *Orbiculiformis* sp., *Porodiscus* sp., *Ommatodiscus* sp., *Diacanthocapsa* sp., *Dictyomitra* cf. *striata* Lipman, *Amphipyndax stocki* (Campbell et Clark).

Сходный комплекс радиолярий в кремнях голубовской толщи был определен по шлифам Л.И.Казинцевой как кампан-маастрихтский: *Cenosphaera* sp., *Porodiscus* sp., *Cenellipsis* sp., *Thecosphaera votschvinensis* Lipman, *Cromyosphaera tschurini* Lipman.

Из кремней нижней толщи описываемого комплекса, обнаженной на южном склоне горы Двойной (рис. 2, точка отбора 2), извлечены радиолярии - представители *Latcoidea*, *Discoidea*, *Sphaetoidea*, а также представители рода *Ommatogramma* sp. По заключению Д.И.Витухина представители рода *Ommatogramma* sp. позволяют считать вмещающие кремнистые породы кайнозойскими, не моложе низов эоцена.

В целом образования кремнисто-терригенно-туфогенного комплекса имеют скорее всего позднесеновский-палеоценовый возраст

Петрографическое описание пород кремнисто-терригенно-туфогенного комплекса

Т у ф о б р е к ч и и , т у ф о к о н г л о м е р а т ы , т у ф о г р а в е л и т ы состоят преимущественно из обломков базальтов (плагноклаз-клинопироксеновых, плагноклаз-порфировых, амфибол-порфировых), туфов основного состава, в меньшей степени - из обломков андезитовых и дацитовых порфиритов, туффитов и туфопесчаников с кристаллокластической пироксена и плагноклаза, тонкополосчатых и однородных кремней серого цвета, красно-бурых яшмидов и известняков. Обломки имеют угловатую, реже - слабоокатанную форму в туфобрекчиях, полуокатанную и хорошо окатанную - в туфоконгломератах и туфогравелитах. Сортировка материала отсутствует. Размер обломков меняется от первых сантиметров до первых метров, составляя в туфогравелитах в среднем 1-2 см, в туфобрекчиях и туфоконгломератах - от 20-30 см до 2-3 м. Связующая масса представлена туфовым материалом основного состава и составляет от 10-15 до 30% от общей массы породы, при этом распределена очень неравномерно, местами отсутствует.

Т у ф ы имеют основной и средний состав. Различаются лито-кристалло-кластические, лито-кластические, кристалло-кластические, кристалло-витрические петрографические разновидности туфов. Литокластика представлена плагиоклаз-пироксен-порфировыми, плагиоклаз-порфировыми базальтами (массивными и миндалекаменными), андезитовыми и дацитовыми порфиритами, яшмоидами вишневого и красного цвета. Витрокластика представлена бурым пористым стеклом, в котором поры и миндалины выполнены карбонатом, хлоритом, цеолитом. Кристалдокластика состоит из клинопироксена, амфибола (бурая роговая обманка), сосеритизированного плагиоклаза. В описываемом комплексе преобладают туфы основного состава, в незначительном количестве содержащие литокласты среднего и кислого состава. Среди туфов различаются псефитовые (3-7 мм), псаммитовые (1-3 мм), алевроитовые (0,5-1 мм) и пелитовые (до 0,01 мм) разновидности. Сортировка материала отсутствует, кластика имеет угловатую, оскольчатую, редко - округлую форму. Иногда встречаются обломки с неправильными, причудливыми очертаниями. Связующая масса кварц-альбит-хлоритового состава распределена неравномерно и составляет от 1 до 20% породы. Текстура туфов массивная, реже - пористая, поры (0,5 мм) выполнены новообразованным кварцем и оторочены хлоритом. Витрические туфы обладают флюидальной текстурой.

Т у ф ф и т ы - светло- и темно-зеленые серые и черные тонкополосчатые породы, состоящие из обломков кварца, плагиоклаза (андезин-олигоклаз), кварц-альбитовой основной массы кислых эффузивов, клинопироксена, бурой роговой обманки и цемента. Темноцветные минералы в составе обломков либо отсутствуют, либо составляют до 30% от всей породы. Обломки угловатой, оскольчатой, а также слабоокатанной формы плохо сортированы, размер их колеблется в среднем от 0,01 до 0,05 мм, реже до 0,1 мм. Цемент базального и порового типов имеет глинисто-кремнистый состав. Туффиты линзовидно-полосчатые, тонкополосчатые (рис. 9), с текстурами взмучивания и оползания (рис. 7, 8). Полосчатость подчеркивается разной окраской прослоев. Иногда в туффитах наблюдается косая и волнистая слоистость (рис. 7) и следы струй течений на подошве слоев.

Т у ф о п е с ч а н и к и и т у ф о а л е в р о л и т ы содержат обломочный материал двух типов - основной ширококластический и субаркозовый терригенный. Соотношение их в породах изменчиво. Субаркозовые туфопесчаники состоят из обломков плагиоклаза (андезин № 30-35) - до 30%, кварца - до 30%, клинопироксена (диопсида) - до 3-5%, пренитизированных обломков - 10-15% и цемента иллит-пренит-хлоритового состава - до 20-25%. Граувакковые туфопесчаники состоят из обломков (70-80%) диопсида, бурой роговой обманки, сосеритизированного плагиоклаза, пироксеновых и плагиоклазовых базальтов, бурого вулканического стекла, яшм и порового цемента (20-30%) хлорит-эпидитового состава. Текстура туфопесчаников массивная, реже - градиционно-слоистая (рис. 10), иногда наблюдается косая слоистость.



Р и с . 7 . Тuffит, в нижней части с тонкополосчатой, в верхней - с косо́й слоистостью средняя толща кремнисто-терригенно-туфогенного комплекса; тонкостратифицированный тип разреза Е, Ж (см. рис. 4)

Кварц-плагиоклазовые песчаники и алевролиты - темно-серые и черные однородные породы, содержащие обломки (до 0,5 мм) кварца - до 45%, плагиоклаза (андезино-олигоклаз) - до 25%, кварц-альбитовой основной массы кислых эффузивов - до 5%, прениitized обломков - 5-10% и зерен магнетита - до 5%. Сортировка обломков средняя, они имеют угловатую, слабоокатанную и полукатанную форму. Цемент (до 25%) гидрослюдистого сос-

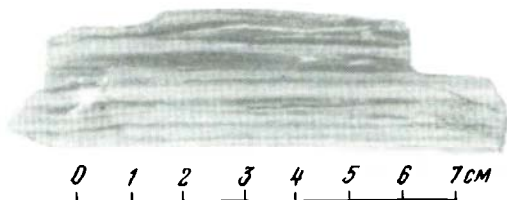


Р и с . 8 . Тuffит тонко-слоистый со складками оползания, средняя толща кремнисто-терригенно-туфогенного комплекса, тонкостратифицированный тип разреза Е, Ж (см. рис. 4)

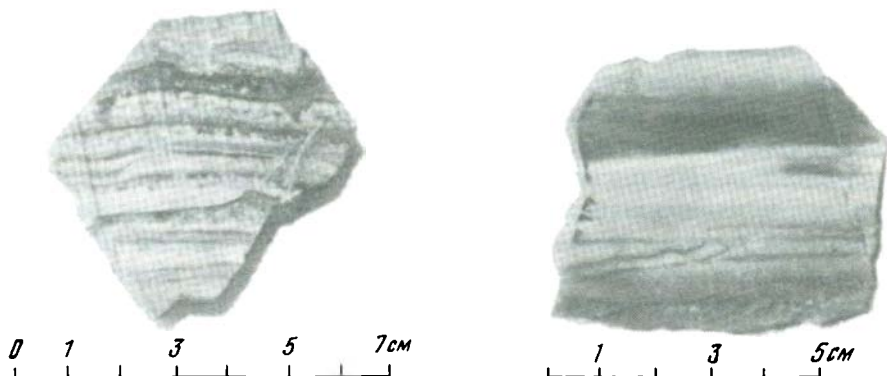
тава распределен неравномерно, часто выжат в трещины кливажа, между которыми обломки плотно соприкасаются друг с другом.

Кремнистые аргиллиты - черные, зеленоватые породы, состоящие из обломков (30-40%) кварца, плагиоклаза, основной массы кислых эффузивов и цемента (60-70%) кремнисто-глинистого состава. Текстура пород параллельно- и линзовидно-полосчатая вследствие неравномерного распределения глинистого материала в цементе (рис. II).

Кремни имеют серый, зеленоватый и черный цвет, непрозрач-



Р и с . 9 . Тонкополосчатый туфоалевролит нижней толщи кремнисто-терригенно-туфогенного комплекса, тонкостратифицированный тип разреза Д (см. рис. 4)



Р и с . 10 . Туфопесчаник градиционно-слоистый средняя толщина кремнисто-терригенно-туфогенного комплекса, тонкостратифицированный тип разреза Е, Ж (см. рис. 4)

Р и с . 11 . Кремнистый аргиллит нижней толщи кремнисто-терригенно-туфогенного комплекса, тонкостратифицированный тип разреза Д (см. рис. 4)

ные, с тонкополосчатой и однородной текстурами. Кремни содержат радиолярии, как правило, в небольшом количестве и плохой сохранности, а также незначительную примесь тонкой пирокластики. Кремни участвуют в строении нижних частей описываемого комплекса, где они образуют прослой (2-3 до 5 см, редко - 10-15 см), чередующиеся с кремнистыми аргиллитами и алевритами.

Вышеописанные породы нередко изменены. В зонах надвигов и послонных срывов они претерпели интенсивное рассланцевание, кливажирование и метаморфизм зеленосланцевой ступени. Для пород характерно развитие гидрослюда, карбоната, хлорита, прежита, реже - доизита, эпидота, вторичной роговой обманки, присутствует новообразованный кварц. В шлифах можно видеть следы сильного неоднократного сдавливания пород: цемент

в обломочных породах выжат в трещины кливажа, между которыми зерна деформированы и преобладает цементация типа вдавливания, зерна кварца оторочены регенерационными каемками, нередко встречается интенсивная микроскладчатость секущих слоистость вторичных кварцевых трещин.

Палеогеографическая реконструкция обстановок формирования верхнемеловых комплексов

Основанием для палеогеографического анализа послужили петрографическое изучение состава пород выделенных комплексов, особенно кластического материала, слагающего обломочные образования, исследование строения разрезов комплексов, выделение фаций.

Петрографическое описание обломочных пород кремнисто-терригенно-туфогенного комплекса показывает, что они сложены кластикой двух типов: вулканогенной основного и среднего состава и аркозовой. Вулканогенная кластика представлена пироксеном, амфиболом, основным плагиоклазом, базальтами, андезитами, туфами основного и среднего состава. С ней ассоциируют обломки кремней, яшмоидов и известняков. Тонкий пирокластический материал, как правило, не окатан, крупные же обломки пород иногда хорошо окатаны. Эта кластика преобладает в составе пород кремнисто-терригенно-туфогенного комплекса по всей его мощности. Аркозовая кластика представлена кварцем, кислым и средним плагиоклазом, дацитами, кварц-альбитовыми фрагментами основной массы кислых эффузивов. Обломки этого состава неравномерно окатаны, среди них есть фрагменты угловатой и оскольчатой формы. Аркозовая кластика слагает кварц-плагиоклазовые песчаники и образует незначительную примесь в вулканогенных породах тонкостратифицированных разрезов кремнисто-терригенно-туфогенного комплекса. В его грубостратифицированных разрезах она отсутствует.

Обилие необработанной вулканогенной кластики в породах кремнисто-терригенно-туфогенного комплекса по всей его мощности позволяет предположить, что рядом с областью его формирования располагалась зона, в которой происходили извержения вулканитов основного и среднего состава. Скорее всего, это была область формирования кремнисто-вулканогенного комплекса. В пользу этого свидетельствует сходство состава вулканогенной кластики обломочных пород кремнисто-терригенно-туфогенного комплекса и состава образований кремнисто-вулканогенного комплекса, а также близкий возраст комплексов.

Кремнисто-вулканогенный комплекс начал формироваться, возможно, еще в сантонское время, а кремнисто-терригенно-туфогенный — накапливаться одновременно с ним лишь в кампане-маастрихте, завершив свое развитие в палеоцене, о чем свидетельствуют палеонтологические данные.

Итак, рассмотренные выше комплексы формировались, по-видимому, в сопредельных зонах — в области вулканических поднятий и их подножий.

Поступление аркозового обломочного материала в область седиментации кремнисто-терригенно-туфогенного комплекса, т.е. в зону подножий вулканов, было незначительно и, к тому же, подавлялось обильным привносом пирокластики. В районе отсутствует какая-либо ассоциация пород, которая могла бы поставлять аркозовую кластику. Возможно, что ее источником в позднем мелу являлся гранитно-метаморфический выступ Среднего хребта Камчатки, к западу и к востоку от которого в то время происходило накопление мощных аркозовых терригенных толщ (лесновская и хозгонская).

Образование пород кремнисто-вулканогенного комплекса происходило в результате извержений на вулканических поднятиях. Обилие туфов в составе комплекса говорит о том, что вулканические постройки располагались, по-видимому, в относительно мелководных условиях, и их вершины иногда воздымались над уровнем моря. Выбрасываемый пирокластический материал через некоторое время попадал в воду и, оседая, формировал на склонах вулканов горизонты туфов среди потоков шаровых лав базальтов и осадочных пород. Об относительно мелководных условиях образования комплекса свидетельствует также наличие в его составе везикулярных гиадокластитов, для которых предполагаются незначительные по глубине условия формирования [3]. Кроме того, в туфоконгломератах верхней толщи кремнисто-терригенно-туфогенного комплекса (рис. 4, 3) найдены единичные обломки известняков с остатками зеленых водорослей, которые могли существовать только в мелководных условиях (не более 100 м). Вероятно, эти известняки также образовывались на приподнятых участках вулканических построек, в зоне формирования кремнисто-вулканогенного комплекса и, разрушаясь, переносились в зону их подножий.

Образования кремнисто-терригенно-туфогенного комплекса накапливались в виде шлейфа у подножий описанных выше вулканических поднятий. При этом грубостратифицированные разрезы (рис. 4, 3) этого комплекса слагали, по-видимому, проксимальные, а тонкостратифицированные (рис. 4, Д, Е, Ж) — дистальные части этого шлейфа. Грубообломочные разрезы комплекса распространены в юго-западной части современной структуры хребта, а тонкообломочные — в ее осевой, восточной части (рис. 2). Однако сложная покровная тектоника территории (рис. 1) затушевывает их первоначальные взаимоотношения. Поэтому, допуская привнос аркозового материала с запада, можно предполагать, что положение вулканических центров кремнисто-вулканогенного комплекса было более восточным по отношению к области образования кремнисто-терригенно-туфогенного комплекса. Дополнительным подтверждением этому служит установленное в результате картирования направление перемещения масс в процессе становления структуры с востока на запад.

Накопление кремнисто-терригенно-туфогенного комплекса происходило, вероятно, следующим образом. Большая часть пирокластического материала поступала в результате осаднения распавшейся во время извержений

в водной толще тефры. Это сопровождалось ее дифференциацией, вследствие чего образовывались градиционно-слоистые туфы. Встречающаяся в туфах пирокластика неправильных, причудливых очертаний говорит о том, что частично тефра осаждалась в пластичном состоянии. Неравномерное уплотнение осевшего материала вызвало образование оползневых микроскладок (рис. 8). Накапливающиеся отложения частично перемывались донными течениями, о чем свидетельствуют следы струй течений на подошве слоев, косая и волнистая слоистость, наблюдающиеся в тонких туфах и туфо-терригенных породах (рис. 7).

Значительная часть вулканогенного обломочного материала привносилась автокинетическими потоками, сходящими со склонов вулканических построек, а также поступала в результате подводных обвалов и осей. Эти процессы приводили к накоплению мощных пачек (первые десятки и сотни метров) туфобрекчий и туфоконгломератов хаотического строения. Обломочный материал, слагающий эти породы, скапливался у подножий, не испытыв сортировки и сохраняя угловатые очертания. При переносе автокинетическими потоками вулканическая кластика частично или полностью окатывалась, формируя при накоплении туфоконгломераты – аналоги терригенных дебритных отложений. Гравитационные потоки приводили также к образованию туфотурбидитов и градиционно-слоистых туфогенных пород ритмичного строения с гравийно-галечным материалом в основании ритмов. О таком спорадическом, лавинообразном способе привноса вулканогенного материала свидетельствуют также резкие ровные границы между пачками грубообломочных туфогенных пород и пачками тонкополосчатых туфитов, которые позволяют предположить, что гравитационные потоки проносились над подстилающими отложениями, практически не эродируя их. В промежутках между сходами потоков происходило накопление тонкослоистых, хорошо сортированных туфотерригенных и кремнисто-туфогенных отложений (рис. 9).

Глубина образования кремнисто-терригенно-туфогенного комплекса была, по-видимому, меньше уровня карбонатной компенсации, так как в составе пород этого комплекса присутствуют сингенетичные известковистые конкреции.

Таким образом, полученные данные позволяют считать, что образования мелового возраста, объединяемые ранее в валагинскую серию, состоят из двух структурно-формационных комплексов: кремнисто-вулканогенный (K_2Sn) и кремнисто-терригенно-туфогенный ($K_2Sn - P_1?$), которые образуют покровно-складчатую структуру района. Выделенные комплексы формировались в сопредельных зонах: кремнисто-вулканогенный комплекс – на вулканических, относительно мелководных, поднятиях в сантон?–кампан-маастрихтское время, а кремнисто-терригенно-туфогенный – в бассейне, омывавшем с запада эти поднятия, в зоне их подножий в кампан?–маастрихтское и палеоценовое время. Изверженный вулканический материал основного и среднего состава переносился в область подножий главным обра-

зом различными гравитационными потоками, испытывая дифференциацию и формируя проксимальные и дистальные части конусов выноса. В зону вулканических подножий в незначительной степени поступал также аркозный кластический материал, источником которого, возможно, являлся гранитно-метаморфический выступ Срединного хребта Камчатки.

Анализ вулканитов выделенных верхнемеловых комплексов позволит более конкретно типизировать области их формирования и тем самым представить более полную картину палеогеографических и палеотектонических обстановок, существовавших на восточной части Камчатки в то время. Однако уже сейчас ничто не мешает предполагать, что это была континентальная окраина Тихого океана, в пределах которой располагались вулканические поднятия и окраинные моря.

Л и т е р а т у р а

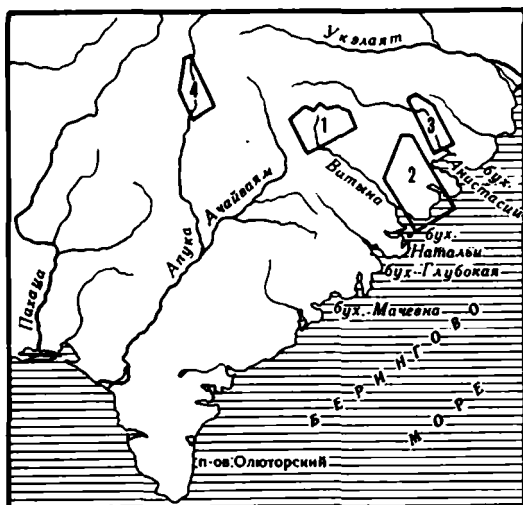
1. Бадрединов З.Г., Афанасьева Т.Б. О повышенном содержании калия в раннегеосинклинальных базальтоидах Валагинского хребта Камчатки // Вулканология и сейсмология. 1982. № 5. С. 100-105.
2. Вишневская В.С., Бернард В.В. Возраст и условия формирования мезозойских кремнистых пород Камчатки // Очерки по геологии Востока СССР. М.: Наука, 1986. С. 35-40.
3. Геосинклинальная и океанская седиментация и вулканизм. М.: Наука, 1981. 222 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 396).
4. Зинкевич В.П., Казимиров А.Д., Пейве А.А., Чураков Г.М. Новые данные о тектоническом строении полуострова Камчатский мыс (Восточная Камчатка) // Докл. АН СССР. 1985. Т. 285, № 4. С. 954-958.
5. Разницын Ю.Н., Цуканов Н.В., Щербakov С.А. Серпентинитовый меланж и ультрабазиты северной части Валагинского хребта (Восточная Камчатка) // Докл. АН СССР. 1984. Т. 278, № 1. С. 180-184.
6. Решение 2-го Межведомственного стратиграфического совещания по мелу, палеогену и неогену Корякского нагорья, Камчатки, Командорских островов и Сахалина. Петропавловск-Камчатский, 1982. 131 с.
7. Цуканов Н.В. Новые данные по тектонике хребта Кумроч (Восточная Камчатка) // Там же. 1985. Т. 284, № 5. С. 1205-1208.

УДК 551.243.4

ТЕКТНИКА СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ ОЛЮТОРСКОЙ ЗОНЫ

О.В.Астраханцев, А.Д.Казимиров, А.М.Хейфец

Расшифровка внутренней структуры Олюторской зоны и восстановление истории ее формирования является исключительно важным вопросом для понимания процессов, происходящих на границе океан-континент. Восстановление геодинамических условий формирования современной структуры невозможно без проведения палинспастических реконструкций. При проведе-



Р и с . 1 .

Схема расположения рассматриваемых районов.

1 - междуречье Матыскен - Ватина; 2 - район бухты Натальи; 3 - район бухты Анастасии; 4 - бассейн реки Яелваям

нии таких реконструкций исключительную важность приобретает изучение вулканогенно-кремнистых образований, широко развитых здесь и охватывающих диапазон от альба-турона до палеоцена включительно, а также позиция и природа пространственно ассоциирующих с ними габбро-гипербазитовых массивов.

Олюторская зона располагается на юге Корякского нагорья, протягиваясь широкой полосой от Камчатского перешейка на юго-западе до восточного побережья Берингова моря на северо-востоке. В тектоническом отношении она находится на сочленении корякских и камчатских структур, обрамляясь с юга и востока молодыми впадинами Командорской и Алеутской котловин [13, 15, 27].

Нами были проведены комплексные исследования, в ходе которых осуществлялось детальное геологическое картирование, выделение и описание опорных разрезов вулканогенно-кремнистых толщ, отбор образцов для петрогеохимического изучения магматических пород и палеомагнитного анализа. Изучение структуры и формационного выполнения Олюторской зоны проводилось в бассейне реки Яелваям, верховьях рек Матыскен, Ватина, Апука, бухтах Натальи и Анастасии (рис. 1).

Корреляция разрезов комплексов производилась на уровне позднего кампана как основного репера. Отложения этого возраста широко развиты и входят в состав всех выделяемых разрезов поздне меловых отложений. Они легко датируются по многочисленным остаткам *Inoceramus cf. schmidtii*.

Литолого-стратиграфическая характеристика структурных элементов

Исследования последних лет убедительно показали, что Олюторская зона имеет сложное покровно-складчатое строение [1, 7, 17, 18, 24]. Ее внутренняя структура определяется наличием пакетов аллохтонных

пластин, каждая из которых обладает собственным фациальным типом разреза верхнемеловых отложений и собственным строением. Покровные пакеты в свою очередь деформированы в разнообразные, часто лежащие, складки.

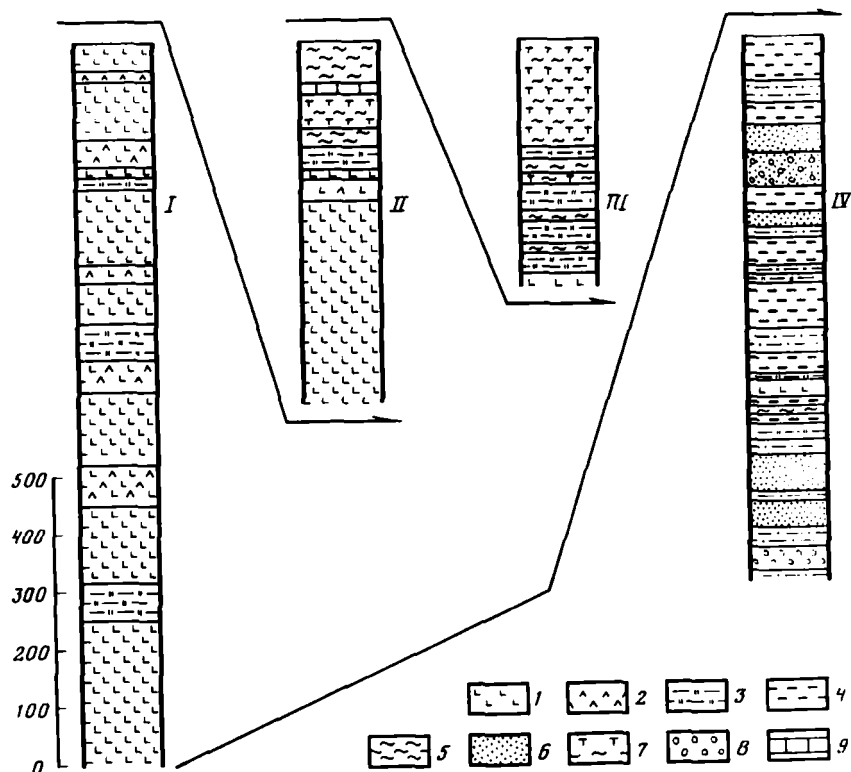
В структуре Олюторской зоны выделяются следующие элементы: относительный автохтон – туфо-терригенные отложения корякской серии (K_2-P_1), параавтохтон – олистостромовая толща (K_2-sh), аллохтон – вулканогенно-кремнистые отложения ватынской серии ($K_{1al} - K_{2cr}$) и осадочно-вулканогенные породы ачайваймской свиты ($K_2-sh - P_1$), неавтохтон – лавы и туфы андезит-дацитового и дацит-липаритового состава и плато-базальты ($N-Q$), рассмотрение которых выходит за рамки данной статьи.

А в т о х т о н Олюторской зоны сложен мощной туфо-терригенной толщей верхнемеловых-палеогеновых отложений корякской серии /14/. Эти отложения обнажаются вдоль северной границы Олюторской зоны, а также в тектонических окнах, наблюдаемых в верховьях р. Матыскен, нижнем течении р. Ватына, на побережье Берингова моря и в районе бухты Анастасии и озера Нерпичье.

Основная часть разреза сложена ритмичным переслаиванием песчаников, алевролитов, аргиллитов, характеризующихся градационной слоистостью и другими текстурно-структурными особенностями дистальных турбидитов и контуритов. Отличительной чертой последних является волнистая контрастная слоистость и хорошая сортировка (Казимиров А.Д. и др. в этом сборнике). Повсеместно устанавливается значительная примесь вулканогенного материала. Отдельные маломощные прослои туфов и смешанных туфо-терригенных пород наблюдаются по всему разрезу. Состав туфов различный и меняется от андезито-базальтового до дацитового. В низах разреза корякской серии описаны прослои кремнистых пород и маломощные потоки базальтов (рис. 2).

Отложения корякской серии выполняют протяженный Укэлаятский флишевый прогиб субширотного простираения /14, 15/. Они смяты в сложные, многих порядков, складки различного генезиса, имеющие во фронтальной части Олюторской зоны преимущественно северную и северо-западную вергентность.

П а р а а в т о х т о н сложен олистостромовой толщей, которая развита локально вдоль фронта покрова и наблюдалась нами в бассейне р. Яелвайм. Олистостромовая толща представляет собой глинисто-песчано-глыбовый микстит. Матрикс глинисто-песчаный, со следами слоистости. Среди грубых песчаников наблюдаются маломощные прослои гравелитов и мелкогалечных конгломератов. В состав обломочной части входят разнообразные по размеру глыбы (от 0,2 до 10 м) подушечных базальтов, кремнистых аргиллитов и туфосилицитов ватынского облика. В крупных блоках кремнистых аргиллитов наблюдаются фрагменты острых, вплоть до изогнутых складок. Отдельные олистолиты кремнистых пород содержат прослои с обломками призматического слоя кампанских радиально-ребристых



Р и с . 2 . Типы разрезов отложений ватынской серии (альб-кампан) и свободный разрез отложений корякской серии (кампан-палеоцен)

Типы разрезов ватынской серии: I - вулканогенный, II - кремнисто-вулканогенный, III - кремнистый; IV - сводный разрез отложений корякской серии; 1 - лавы и лавобрекчии основного состава; 2 - гиалокластиты; 3 - яшмы и радиоляриты; 4 - алевролиты; 5 - терригенно-кремнистые породы; 6 - песчаники; 7 - туфо-силициты; 8 - конгломераты; 9 - известняки

иноцерамов группы *Inoceramus schmidtii*. В районе среднего течения р. Вывенка из одностростровой толщи, которая занимает здесь аналогичное структурное положение /17/, в дополнение к кампанскому интервалу /1, 19/ встречены обломки с комплексом радиолярий *Canoptum triassicum* Yao, *Kojurastrum quadriradiatus* (Kojur et Mostler), *Dreyericystium* sp., *Naeskelicystium* sp. поздне триасового (верхний норий-рэт) возраста (определение Н.Ю.Брагина). По находкам микро- и макрофауны в матрике одностростровой ее возраст определяется как маастрихтский /19/. Мощность одностростровой толщи изменяется в широких пределах, от 800 до 1500 м, что, возможно, связано с неравномерным ее срезованием поверхностью покрова.

А л о х т о н имеет сложное внутреннее строение. В нем выделяются несколько пластин (Снеговая, Эпильчикская, Матыскенская), нижняя часть каждой из которых сложена определенным фаціальным типом разреза отложений ватынской серии альб-кампанского возраста. Дальше они будут именоваться по месту выделения и описания разреза. Эти отложения стратиграфически согласно перекрываются осадочно-вулканогенными комплексами ачайваймской свиты, также имеющими фаціальные изменения по латерали (рис. 2).

Снеговая пластина сложена вулканогенным типом разреза ватынской серии и перекрывающими их туфо-терригенными отложениями ачайваймской свиты. Вероятно, из ям этого разреза близ озера Гытгын В.С.Зишнева-кой были выделены радиолярии альб-туронского возраста /11, 12/.

Разрез ватынской серии практически нацело складывается мощной толщей подушечных базальтов и лавобрекчий, с единичными маломощными (5-10 м) прослоями массивных разностей. Подушки имеют разнообразную форму и размеры, но преобладают округлые, слегка уплощенные, размером 2,5-4 м. Они плотно прижаты друг к другу и образуют потоки, достигающие мощности 30-40 м. Межподушечного вещества мало. Оно представлено гиадокластикой, реже глинисто-кремнистыми породами. По своим петрохимическим характеристикам базальты из низов разрезов ватынской серии, изученных южнее в районе среднего течения р. Вывенка и в Олиторском хребте, были отнесены к образованиям зоны перехода океан-континент /28/, к рифтовым структурам окраинных морей /27/. В верхах нижней части рассматриваемого разреза ватынских отложений появляются первые тонкие (1-10 см) линзы глинистых ям. Вверх по разрезу количество кремнистых пород несколько увеличивается, оставаясь резко подчиненным по отношению к вулканогенным разностям. В разрезе Снеговой пластины наблюдаются три относительно выдержанных прослоя кремнистых пород, маркирующих собой перерывы вулканической деятельности.

Первый прослой мощностью 30 м расположен сверху нижней части разреза и представлен радиоляритами.

Из двух образцов глинистых ям этого уровня выделены комплексы радиолярий хорошей сохранности: образец 728-7 содержит *Prasopocaryum univertax*, *Amphirynadax stocki*, *Fruenobrachium crassum*. Этот комплекс соответствует интервалу *Cenopraega*. Из образца 729-15 получены *Cenopraega*, *Archaeodictyonitza squinaboli*, *Amphirynadax stocki*, дающие интервал K_2st-K_2sr (определение Л.Г.Брагиной).

Средний прослой мощностью около 10 м находится в средней части разреза. Слагающие его глинисто-кремнистые породы содержат многочисленные обломки призматического слоя кампанских радиально-ребристых иноцерамов группы *Inoceramus cf. schmidtii*. Отличительной особенностью этого прослоя является присутствие в нем металлоносных осадков. Из кремнистых аргиллитов (образец 712-А), расположенных на несколько метров ниже среднего прослоя, выделен комплекс радиолярий: *Orbiculifor-*

ma vacaensis, *O. quadrata*, *Histiastrum aster*, *H. latum*, *Rhopalastrum tumidum*, *Pseudoalophacus cf. praeofloresensis*, *Amphipyndax stocki*, *Pentinastrum dogeli*, *Dictyomitra densiostata*, *Archaeodictyomitra squinaboli*, *Archaeospongopunum bipartitum*, *Prunobrachium crossum*, *Dictyomitra multicostata* (определения Л.Г.Брагиной). Этот комплекс позволяет датировать вмещающие породы.

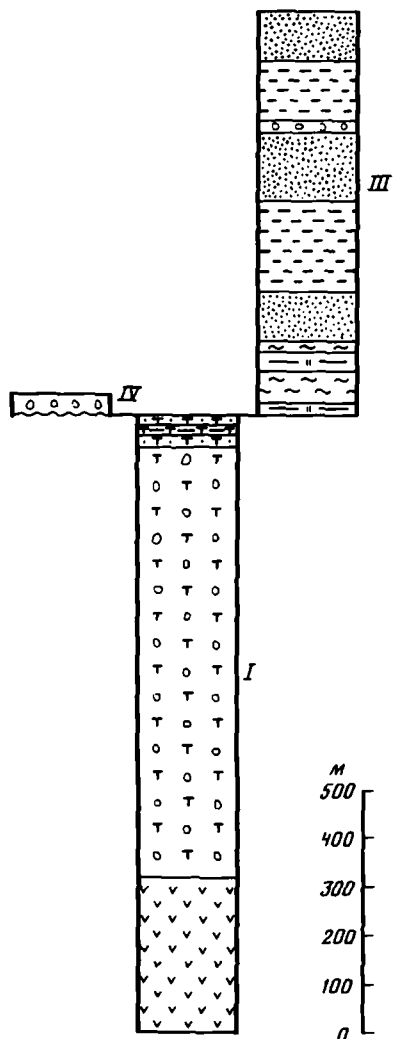
Наиболее высокий прослой кремнистых пород, имеющий мощность 7 м, располагается в верхней части разреза ватынских отложений. Отсутствие макрофауны и плохая сохранность микрофаунистических остатков не позволяют сопоставить его с определенным стратиграфическим уровнем.

Начиная с середины, вверх по разрезу постепенно нарастает количество пирокластического материала и гиалокластитов. Основная масса последних приурочена к кампанскому уровню, причем в этой части разреза установлены визигулярные разности гиалокластитов. Венчает разрез ватынской серии пачка плагиоспориновых базальтов мощностью 70 м.

Ватынские отложения согласно перекрываются кремнистыми и туфокремнистыми породами ачайваемской свиты, содержащими маломощные прослои вулканомиктовых туфогравелитов, конгломератов и пачки терригенно-кремнистых ритмичнослоистых отложений мощностью до 40 м. Количество терригенных пород вверх по разрезу значительно увеличивается. Фаунистически эти отложения не охарактеризованы. Предположительно они имеют маастрихт-палеоценовый возраст. Мощность ватынской части разреза колеблется от 800 до 1200 м, что обусловлено сильной латеральной изменчивостью отложений подобного типа, и главным образом неравномерным тектоническим срезанием подошвы пластины. Мощность ачайваемских отложений в районе озера Эпильчик, как правило, не превышает 250 м и возрастает к востоку, достигая на побережье Берингова моря 800–1000 м (рис. 3).

Эпильчикская пластина представлена кремнисто-вулканогенным типом разреза ватынской серии и осадочно-вулканогенными отложениями ачайваемской свиты.

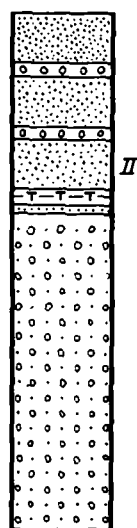
Основание разреза сложено пачкой шаровых базальтов и лавобрекчий основного состава, аналогичной по строению описанной в нижней части разреза Снеговой пластины. К верхам этой пачки резко возрастает количество туфов основного состава, образующих прослой мощностью до 30–40 м. В этой же части разреза появляются пласты глинистых яшм и кремнистых аргиллитов, достигающие первых метров по мощности. Общая мощность пачки вулканитов основного состава составляет около 300 м. Она надстраивается пачкой переслаивания радиоляритов и сургучно-красных яшм мощностью 30 м, в которой радиоляриты слагают около 70% объема. Стратиграфически выше следует пачка переслаивания туфогенно-кремнистых разностей, перемытых гиалокластитов и карбонатных пород. Общая мощность пачки 15 м. Завершают разрез ватынских отложений серые и се-



Р и с. 3.

Соотношение разрезов отложений ачайваямской свиты (маастрихт-палеоцен)

Нижнеачайваямская подсвита:
I - вулканогенный тип, II - вулканогенно-терригенный тип;
верхнеачайваямская подсвита:
III - кремнисто-аргиллит-алавролитовая толща, IV - "цветные" конгломераты. Условные обозначения см. на рис. 2



ро-зеленые туфосилициты, обильно содержащие обломки призматического слоя радиально-ребристых иноцерамов кампанского возраста. Мощность пачки достигает 60 м.

Описанные выше отложения ватынской серии согласно, без следов размыва, перекрываются серыми и зеленовато-серыми слоистыми кремнями, содержащими радиолярии плохой сохранности. Судя по изменению характера кремненакопления и положению в разрезе (выше слоев с радиально-ребристыми иноцерамами), они относятся к низам разреза ачайваямской свиты. Мощность кремнистой пачки достигает 60 м. Непосредственно выше нее залегают грубые туфоконгломераты. Наиболее полно толща ачайваямских туфоконгломератов описана в бассейнах рек Безымянная и Луго-

вая - левых нижних притоков р. Ватына. Контакт между ватынскими отложениями и породами ачайваймской свиты, как правило, тектонический, вследствие различной компетентности пород и интенсивной дислоцированности аллохтонных пластин. Однако в истоках рек Безымянная, Калгынвалкын, ручья Караванный, а также на левом берегу, в среднем течении, р. Луговая наблюдаются надежные стратиграфические соотношения. Здесь на серо-зеленые и грязно-серые туфосилициты ватынской серии, содержащие обломки призматического слоя радиально-ребристых иноцерамов, согласно ложатся темно-серые до черных, белесые на выветрелой поверхности грубослоистые кремни. Стратиграфически выше они перекрываются толщей грубых туфоконгломератов.

Площадное картирование позволило выделить два фациальных типа ачайваймской толщи (рис. 3). В основании первого, вулканогенного типа разреза, описанного в истоках р. Безымянная, залегает пачка афировых, плагиопорфировых и пироксенпорфировых подушечных лав андезит-базальтового состава. Подушки очень плотно прилегают друг к другу, пространство между ними выполнено сходным по облику с основной афировой массой материалом. Подушки имеют различные размеры от 0,5х0,3 м до 9х12 м и разнообразную морфологию. Среди них наблюдаются трубообразные разности длиной 10-12 м при диаметре 0,4-0,5 м, причудливо переплетенные между собой и образующие потоки мощностью 5-7 м. По химизму лавы и лавобрекчии ачайваймской свиты относят к промежуточному типу между океаническим и собственно островодужным образованиями, они соответствуют стадии зарождения островной дуги /27, 28/. Мощность пачки составляет 250-300 м. В верхней своей части она становится более эксплозивной. Значительно возрастает объем лавобрекчий, появляются единичные прослои грубых туфоконгломератов. Вверх по разрезу пачка лав сменяется пачкой туфоконгломератов мощностью 800-900 м. Обломочная часть представлена пироксеновыми туфами, плагиопорфировыми и пироксенопорфировыми вулканитами, аналогичными подстилающим туфоконгломератами. Размер гальки достигает 0,5 м. Степень ее окатанности варьирует от плохой до средней. Матрикс вулканомигтовый, цемент хлоритовый. Характерной чертой является присутствие крупных порфировых вкрапленников пироксена размером до 1 см в гальке и обломков этого минерала в матриксе. Вверх по разрезу гранулометрический состав обломочной части становится более мелким. Появляются признаки автоперемыва. Выше расположена пачка переслаивания туфогравелитов, вулканомигтовых песчаников, кремнистых туфоалевроидов мощностью 50-60 м. Необходимо отметить, что в ее нижней части в вулканомигтовых песчаниках наблюдается редкая, хорошо окатанная галька гаоброидов. Венчает этот тип разреза пачка "цветных" конгломератов, содержащих в себе обломки ватынских и ачайваймских пород, мощностью до 40 м. Очевидно, возраст "цветных" конгломератов более молодой, возможно позднепалеогеновый, и они не входят в состав ачайваймской свиты. Ближе к побережью, в районе

озера Нерпичье, бухт Натальи и Северная Глубокая, пачка переслаивания туфогравелитов и вулканомиктовых песчаников редуцирована, и туфоконгломераты непосредственно перекрываются аргиллит-алевролитовой толщей флишевого строения, содержащей в нижней части прослой черных кремней и кремнисто-терригенных пород. Таким образом, мощность вулканогенного разреза ачайвайских отложений составляет около 1300 м.

Второй, вулканогенно-терригенный тип разреза ачайвайской свиты, распространен в виде широкой полосы субширотного простираения в бассейнах среднего и нижнего течения рек Безымянная, Дуговая, истоков ручьев Красный, Развальный, Яелвайм, а также в районе горы Авлап. В его основании залегают перемытые туфоконгломераты. Их обломочная часть по составу идентична гальке вышеописанных грубых туфоконгломератов вулканогенного разреза. Отличие заключается в лучшей ее окатанности и сортировке, уменьшении максимального размера обломков. Матрикс представлен вулканомиктовыми песчаниками и гравелитами. В нем устанавливается значительная примесь терригенного материала, обломки сургучно-красных кремней, глинистых яшм и туфосилицитов ватынского облика. Матрикс несет следы сортировки и слоистости. Мощность пачки перемытых туфоконгломератов составляет 600-650 м. Выше по разрезу через горизонт гравелитов и вулканомиктовых песчаников мощностью 10-15 м она сменяется пачкой ритмичнослоистых туфоалевролитов и туфопесчаников грязно-зеленого и табачного цвета мощностью 40-50 м. Эти отложения перекрываются вулканомиктовыми песчаниками с редкими прослоями гравелитов и мелко-галечных конгломератов, мощность которой достигает 300-350 м. Таким образом, мощность описанного вулканогенно-терригенного разреза ачайвайских отложений составляет 950-1050 м.

Матыскенская пластина представлена кремнистым типом разреза ватынской серии и стратиграфически надстраивающими его вулканогенными отложениями ачайвайской свиты.

Нижняя часть разреза ватынских отложений выделяется в виде пачки переслаивания сургучно-красных радиоларитов и глинистых яшм, содержащих единичные маломощные прослой шаровых лав, аналогичных по своим петрографическим особенностям описанным в составе нижней части предыдущих пластин. Мощность пачки достигает 80 м. Ее перекрывает пачка грязно-серых и зеленовато-серых слоистых туфосилицитов и кремнистых туфов и кремней, содержащих в большом количестве обломки призматических слоев радиально-ребристых иноцерамов кампанского облика, мощностью 300 м. Следует отметить, что значительная часть кремнистых отложений этого типа разреза представляет собой автокинетические образования типа турбидитов, грейнитов и т.д., которые наблюдаются как в нижней, так и в верхней пачках. Общая мощность кремнистого разреза ватынской серии составляет 400 м.

Выше по разрезу ватынские отложения через переходную пачку серых и серо-зеленых кремней мощностью в первые десятки метров, сменяются

псаммитовыми и псефитовыми туфами ачайваемской свиты, аналогичными описанным в составе ее вулканогенного типа разреза. Они согласно, как и в Эпилъчикской пластине, надстраиваются туфо-алевро-песчаниковой ритмичнослоистой толщей. В бассейне р. Яелваам в этой части разреза в большом количестве появляются прослои светлых псаммитовых туфов и красных яшмоидов. Общая мощность ачайваемских отложений Матыскенской пластины в ряде мест (в среднем течении р. Апука, в районе бухты Анастасия) превышает 1000 м.

Габбро-гипербазитовые массивы являются важной особенностью строения фронтальной части Олиторской зоны /1, 5, 6, 7, 9, 16, 17/. Все они приурочены к Эпилъчикской пластине. В районе озера Эпилъчик массивы слагают ядро крупной, наклоненной на север, антиформной структуры субширотного простирания. Наиболее западный из трех массивов - Эпилъчикский - имеет размеры 8х12 км и представляет собой крупное, вытянутое согласно локализующей структуре куполообразное тело, изогнутое к северу. Северный борт массива более крутой, чем южный.

Ядро Эпилъчикского массива сложено перидотитами, которые плавно, но быстро (на протяжении 7-15 м) переходят в пироксениты. Вмещающие породы кремнисто-вулканогенного типа разреза ватынской серии подходят к контакту с массивом различными своими горизонтами. Контакт в большинстве случаев тектонический, и только на южном борту массива, в районе г. Эпилъчик, удается наблюдать ненарушенные соотношения. В зоне экзоконтакта устанавливаются значительные преобразования вмещающих пород. В случае глинисто-кремнистых разностей наблюдается их расщепление с последующим превращением в массивные крипто- и мелкозернистые породы. Вулканиды вблизи контакта переходят в светлые породы, имеющие очковую текстуру, сменяющуюся массивной, а непосредственно у контакта - полосчатой текстурой, и директивные структуры. Мощность зоны приконтактовых изменений составляет 30-40 м, при этом мощность перекристаллизованных пород составляет 4-7 м. Эндоконтакт повсеместно представлен крупно- и гигантозернистыми клинопироксенитами.

Особенностью Эпилъчикского массива является широкое развитие на его восточном окончании жил лейкократового амфиболового гигантозернистого габбро, составляющего до 80% объема породы. Интрузивные габброиды развиты незначительно и слагают небольшие тела веретенообразной формы на северо-западном борту массива. Обращает на себя внимание относительно сильная тектоническая переработка массива, что выражается в присутствии крупных линз меланжированных ультраосновных пород на восточном его замыкании.

Располагающиеся на продолжении антиформы, к востоку от Эпилъчикского, два более мелких массива (1,5-2,5 км) представляют собой аналогичные образования, сходные по внутреннему строению и структурному положению с вышеописанным. Их отличает лучшая сохранность контактов с

вмещающими породами. Характер экзоконтактовых изменений зависит от состава вмещающих толщ. Эндоконтакт повсеместно представлен клинопироксенитами.

Несколько южнее описанной группы массивов, в ядре антиформы наблюдается тело гипербазитов, ранее описанное как полимиктовый серпентинитовый меланж /1/. По нашему мнению, из набора пород в тектонических блоках и локальности их распространения следует, что оно представляет массив, идентичный северным, но подвергшийся более интенсивной тектонической переработке, что не позволяет установить его внутреннее строение и соотношения с вмещающими толщами.

Наиболее северное и близкое к фронту надвига кремнисто-вулканогенных толщ ватынской серии на Укэдаятский флишевый прогиб положение занимает массив Снеговой, располагающийся в истоках одноименной реки. Массив Снеговой имеет куполообразную, слегка вытянутую в широтном направлении форму (2х3,5 км), с более крутым северным бортом. Он составляет ядро антиклинали, образованной лавами, лавобрекчиями и туфоконгломератами ачайваямской свиты. Строение массива идентично таковому ранее описанных тел. Отличительной чертой является хорошая сохранность контактов с вмещающими породами, что объясняется, по-видимому, большой жесткостью пород рамы, а также наличие мощной (до 70 м) зоны габброидов с пятнистыми и полосчатыми текстурами у южного борта массива.

Состав вмещающих толщ обусловил развитие широкого ореола (до 30 м) приконтактовых изменений. Туфоконгломераты и лавобрекчии в зоне экзоконтакта становятся более однородными — макроскопические свойства матрикса и обломков выравниваются, порфиновые вкрапленники кристаллов пироксена замещаются амфиболом. В непосредственной близости от контакта наблюдается раскристаллизация афанитовой основной массы породы, степень которой по направлению к массиву возрастает. Эндоконтакт представлен пироксенитами.

В районе бухты Анастасии в бассейне реки Итчайваям к Эпильчикской пластине приурочен Итчайваямский габбро-гипербазитовый массив /1. 5/. Его внутреннее строение аналогично строению вышеописанных массивов. Особенностью этого массива является то, что он составляет ядро запрокинутой к югу антиформы, лежащее крыло которой срезано поверхностью крутого надвига Эпильчикской пластины на Матыскенскую. Итчайваямский массив отличается также меньшей по сравнению с упомянутыми степенью эродированности: ядро, сложенное перидотитами, вскрыто лишь на небольшом участке в центре массива. Контакт с породами рамы, аналогичен таковому массива Снегового. Его характер, равно как и значительная мощность ореолов экзоконтактовых изменений (до 70–100 м), обусловлены тем, что вмещающие породы представлены вулканитами ачайваямской серии. Массив и вмещающие его породы прорваны штоками и дайками габброидов более молодого возраста, которые содержат в качестве ксенолитов все разновидности вмещающих пород.

Ключевым стратиграфическим элементом, который дает возможность исследовать внутреннюю структуру аллохтона, является ватынская серия, слагающая более половины его разреза. Наличие маркирующих одновозрастных горизонтов яшмоидов и аргиллитов, содержащих фауну кампанских иноцерамов, дает возможность закартировать чрезвычайно сложную структуру и сопоставить различные литолого-формационные типы разрезов. Ачайва-ямская свита и молодые вулканиты не являются в этом смысле информативными: первая из-за монотонного состава на фоне интенсивных дислокаций, вторые из-за постскладчатого происхождения.

Выделенные типы разрезов ватынской серии совместно с надстраивающимися их ачайва-ямскими образованиями слагают единый пакет тектонических пластин, смятых в сложные, запрокинутые к северу и лежащие складки большой амплитуды (15 км), осложненные складчатостью высших порядков и более поздними разрывными нарушениями.

Исследование проводилось на отдельных наиболее информативных участках, позволяющих решить ряд принципиальных вопросов строения и развития Олдорской зоны в целом.

Междуречье Матыскен-Ватына представляет собой фронтальную часть Ватынского покрова. Структура аллохтона определяется наличием трех тектонических пластин, образующих сложнопостроенный покровный пакет. Соотношения между его элементами наиболее отчетливо устанавливаются в среднем и верхнем течении р. Снеговая, а также на хребте Ватына (рис. 4, см. вкл.).

В первом из указанных районов, в истоках р. Снеговая, яшмы, глинисто-кремнистые породы и вулканиты кремнисто-вулканогенного типа разреза ватынской серии, слагающие Эпильчикскую пластину, с тектоническим контактом залегают на плагиопорфировых базальтах ватынской серии и надстраивающих туфо-терригенных породах ачайва-ямской свиты, формирующих Снеговую пластину. Контакт, осложненный складчатостью высоких порядков, круто падает на север. Аналогичное структурно более высокое положение по отношению к Снеговой занимает Эпильчикская пластина южнее озера Эпильчик на хребте Ватына.

На левобережье р. Снеговая, в ее среднем течении, наблюдается тектоническое перекрытие пород кремнисто-вулканогенного разреза ватынской серии и ачайва-ямских туфоконгломератов (Эпильчикская пластина) ватынскими яшмами и туфосилицитами Матыскенской пластины. Поверхность сместителя, осложненная мелкой складчатостью, полого погружается в северном направлении. Подобные соотношения установлены также на северо-западе региона в районе горы Снеговой. Однако восточнее горы Снеговой наблюдаются обратные падения, и матыскенская пластина по крутому северной vergentности надвигу перекрыта туфоконгломератами и лавобрекчиями ачайва-ямской свиты, входящими в состав Эпильчикской пластины. В данном месте мы, возможно, имеем дело с фрагментом замка круп-

ной лежачей антиформы, ядро которой складывается Снеговой пластиной, а крылья - Эпильчикской и Матыскенской. В этом случае в описываемом районе наблюдается ее висячее крыло. В то же время, локальность описываемого подворота не исключает возможности того, что это частное осложнение во фронтальной части покрова. В любом случае наиболее низким структурным элементом является Снеговая пластина, а наиболее высоким - Матыскенская. Эпильчикская пластина расположена между ними.

Пакет покровных пластин смят в напряженные складки. Хребет Ватына представляет собой крупную Гытгынскую синформу (названа по одноименному озеру) субширотного простирания и северной вергентности, ядро которой занимает Эпильчикская пластина. С севера и юга она ограничивается крутыми антиформами, образованными породами Снеговой пластины. Ограничивающая Гытгынскую синформу с севера антиформа и смежная с ней на севере синформа срезаны молодым субвертикальным разломом. Расположенная к северу Эймизэйнэйская антиформа (названа по одноименной горе) сложена Эпильчикской пластиной. Эта структура имеет асимметричную форму с пологим южным крылом (углы падения составляют $30-40^{\circ}$) и субвертикальным северным. Ядро антиформы прорвано вышеупомянутыми габбро-гипербазитовыми массивами - Эпильчикским и двумя безымянными. Севернее расположена синформа, центральную часть которой занимает Матыскенская пластина. Ее северное крыло также срезано молодым разломом. К северу от этого разлома наблюдается замковая часть крупной, осложненной складчатостью высших порядков, Водораздельной антиформной структуры. Ее ядро образовано Снеговой пластиной, а крылья - Эпильчикской. К северу Водораздельная антиформа переходит в обширную отрицательную структуру, центральные части которой слагают ачайваямские туфоконгломераты и лавобрекчии Эпильчикской пластины. Ее северное крыло сложено Матыскенской пластиной. К антиклинали, осложняющей центральную часть этой структуры, приурочен Снеговой габбро-гипербазитовый массив.

Таким образом, структуры аллохтона представляют собой каскад довольно обширных синформ и более узких и сложнопостроенных сопряженных антиформ субширотного простирания и северной вергентности. Наиболее крупные складки осложняются пликативными деформациями высших порядков. Помимо этого, повсеместно наблюдаются срывы, проходящие как по границе ватынских и ачайваямских отложений, так и по контактам отдельных литологических пачек, приводящие к дополнительному усложнению структуры.

В районе бухт Натальи и Анастасии кремнисто-вулканогенный комплекс ватынской серии представлен в основном двумя типами разрезов - кремнистым и кремнисто-вулканогенным, слагающими Матыскенскую и Эпильчикскую пластины соответственно. Третий тип, вулканогенный, предположительно устанавливается в районе озера Красного, на побережье Берингова моря, и образованная им Снеговая пластина имеет, по-видимому, локальное распространение. Ее соотношения с Эпильчикской и Ма-

матыскенской пластинами установить не удалось. Соотношения между последними отчетливо наблюдаются в верховьях р. Калгынвалкы и среднем течении р. Обходная. Структурно более высокое положение занимает Матыскенская пластина, перекрывая лавы и туфоконгломераты ачайваймской свиты Эпильчикской пластины. Матыскенская пластина, протягивается широкой полосой в междуречье Безымянная-Каменистая в широтном направлении и уходит на запад.

Эпильчикская тектоническая пластина во многих случаях ложится непосредственно на терригенные породы Укэляятского прогиба, что свидетельствует о косом срезании поверхностью сместителя Ватынского надвига аллохтонного пакета пластин. Это хорошо наблюдается на побережье Берингова моря и на правобережье р. Ватына (рис. 5, см. вкл.).

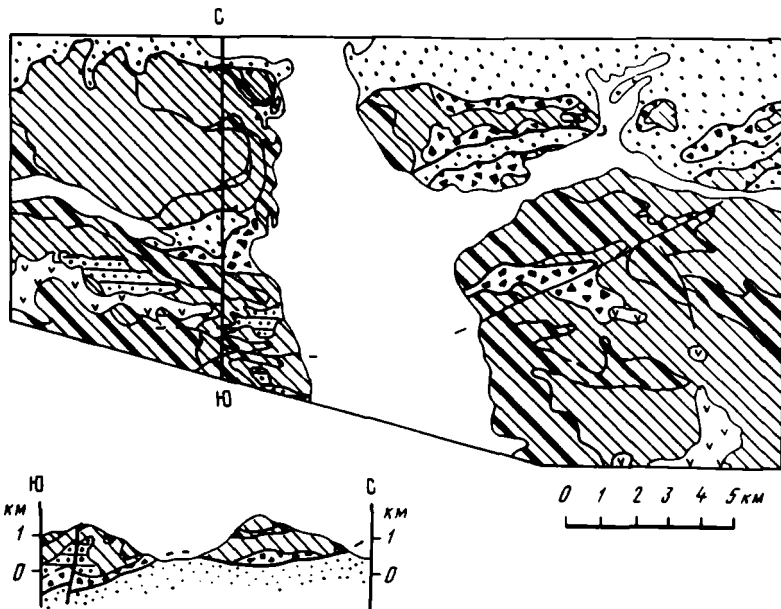
Обратные соотношения между Эпильчикской и Матыскенской пластинами наблюдались в бассейне р. Каменистая. Здесь по пологому надвику, имеющему южную генеральную вергентность, отложения ватынского кремнисто-вулканогенного разреза и перекрывающие их ачайваймские породы надвинуты на ватынские яшмы и туфы Матыскенской пластины. Фронтальным останцом верхней тектонической пластины, по-видимому, является покров, выполняющий ядро крупной синформы, расположенной южнее в бассейнах рек Безымянная и Луговая. Основание ее сложено сильно дислоцированными вулканогенно-кремнистыми отложениями ватынской серии, а верх разреза — туфами, туфоалевролитами, алевролитами, песчаниками и перемытыми туфоконгломератами ачайваймской свиты.

По нашему мнению, обратные соотношения Эпильчикской и Матыскенской пластин являются результатом более поздних движений, генетически связанных с шарьированием уже сформированного пакета пластин на отложения Укэляятского прогиба. Правильность этого вывода подтверждают сохранившиеся северо-восточнее, на стрелке рек Ильпи-Ватына, тектонические останцы Матыскенской пластины, сложенной яшмами и туфосилицитами, которые "нормально" залегают на вулканогенно-кремнистом разрезе ватынских отложений.

Тектонические пластины, сложенные отдельными типами разрезов ватынской серии, формируют единый аллохтонный пакет. Они смяты в общие, запрокинутые к северу складки большой амплитуды. Внутреннее строение пакета осложняется тем, что каждая из пластин многократно счешуена и несет следы интенсивных пликативных дислокаций.

К Эпильчикской пластине приурочен Итчайваймский габброгипербазитовый массив. Он составляет ядро крупной антиформной структуры субширотного простирания и южной вергентности. В западной своей части Итчайваймский массив срезается поверхностью сместителя надвига на Матыскенскую тектоническую пластину.

Особенностью строения бассейна р. Яйдвайм является наличие параавтохтона, представленного олигостромовай толщей (рис. 6). Параавтохтон имеет локальное распространение и наблюдается в ряде обнажений пе-



Р и с . 6 . Схема геологического строения бассейна р. Яеловая
Условные обозначения см. на рис. 4

ред фронтом покрова и в тектонических окнах на небольшом (1–3 км) удалении от него. В описываемом районе олистостромовая толща составляет тектонический клин с резко варьирующей мощностью от 1,5 км на левобережье Апуки и до 800 м в нижнем течении р. Майн-Ачиканджауаям. Структурно выше залегает Матыскенская пластина, деформированная в антиформу северной vergentности, ядро которой сложено породами кремнистого типа разреза ватынской серии, а крылья – туфоконгломератами ачайваамской свиты и надстраивающей их кремнисто-аргиллит-алевролитовой толщей. Ее периклинальное замыкание установлено на стрелке рек Апука и Майн-Ачиканджауаям. Висячее крыло антиформы наблюдается фрагментарно на водоразделах вследствие того, что оно уничтожено эрозией или же перекрыто покровами неоген-четвертичных платобазальтов. Лежачее крыло осложнено острыми, вплоть до изоклинальных (в бассейне р. Майн-Ачиканджауаям) складками, запрокинутыми к северу. Аллохтон и параавтохтон смяты в общие асимметричные анти- и синформы с более пологими южными крыльями. Одна из таких антиформ наблюдается на левобережье р. Яеловаям. В составе олистостромовой толщи, слагающей ядро, в интенсивно тектонизированном глинисто-песчаном матриксе установлены блоки ачайваамских пород. Напряженные пликативные и дизъюнктивные деформации в подошве аллохтона и интенсивная тектоническая переработка олистостромов позволяют предполагать тектонический привнос этих обломков в уже

сформированный олистостром в ходе совместного надвигания параавтохтона и аллохтона на туфо-терригенные толщи Укэлайтского прогиба.

Итак, проведенный комплекс исследований выявил важные особенности тектоники Олиторской зоны. Установлено, что вулканогенно-кремнистые отложения ватынской серии представлены тремя литолого-формационными типами разрезов, сформированными в различных геодинамических обстановках: вулканогенный в условиях, близких к океаническому поднятию (возможно, зарождающейся островной дуге), туфо-кремнистый в условиях депрессионной котловины, кремнисто-вулканогенный является переходным. Все типы разрезов ватынской серии перекрываются островодужными комплексами ачайваемской свиты, сложенными главным образом отложениями дистальных и русловых частей мутьевых потоков и обвално-оползевыми образованиями, сформировавшимися на внутреннем склоне островной дуги. Нами не установлено корреляции между тремя типами разрезов ватынской серии и вулканогенно-терригенным и вулканогенным типами разрезов ачайваемской свиты. Это позволяет предполагать изменение тектонического плана развития на рубеже маастрихт-даний и косое залегание ачайваемского островодужного вулканического поднятия относительно ватынских палеотектонических структур. Однако следует заметить, что вулканогенно-терригенный тип разреза ачайваемской свиты занимает повсеместно в описываемом районе более высокое тектоническое положение, что указывает на его формирование севернее вулканогенной ассоциации ачайваемской свиты.

Указанные типы разрезов ватынской серии совместно с надстраивающими их ачайваемскими комплексами образуют единый пакет тектонических пластин. Тектонические контакты между пластинами, сложенными различными типами разрезов ватынской серии и совмещенными в современной структуре, повсюду в исследованном районе имеют северное генеральное падение. Это указывает на наличие относительного надвигания с севера на юг, т.е. в направлении, противоположном основному перемещению Ватынского покрова.

Анализ складчатости и разрывных нарушений позволяет выделить несколько этапов деформаций. К наиболее раннему относится формирование пакета тектонических пластин путем последовательного поддвига со срывом чехла различных структурно-формационных зон. С этим этапом связано формирование дизъюнктивных и пликтивных дислокаций южной вергентности. Во время следующего этапа сформированный пакет тектонических пластин был надвинут на образования Укэлайтского прогиба. В процессе этого надвигания во фронтальной части покрова формировались крупные лежащие складки. Сформировавшаяся структура была осложнена новейшими сбросами и сбросо-сдвигами.

Важной чертой строения восточной части Олиторской зоны является присутствие в ее структуре крупных тел габбро-гипербазитового состава. Предыдущие исследователи рассматривали их либо как аллохтонные

пластины, слагающие основание офиолитового разреза этого района /1, 7, 18/, либо как интрузивные тела, становление которых происходило в палеогеновую эпоху /2, 3, 4, 9, 16/.

По нашим данным, габбро-гипербазитовые массивы тяготеют к подошве тектонических пластин. Их положение в структуре Олюторской зоны определяется приуроченностью к фронтальным частям Ватынского покрова и нахождением в Эпильчикской пластине, сложенной одним типом разреза (кремнисто-вулканогенным) ватынских отложений позднемелового возраста. Массивы слагают ядра антиформных структур. Они имеют асимметричную форму, в целом согласную с общей вергентностью складчатости тектонических единиц. Массивы приурочены в пределах региона к единому стратиграфическому интервалу – граница ватынской серии и ачайваймской свиты-нижняя часть последней. Все они имеют сходное внутреннее строение и интрузивные контакты с вмещающими породами. По нашему мнению, приведенные факты позволяют предполагать их генетическую связь с островодужными комплексами ачайваймской свиты.

Необходимо отметить закономерное изменение простираний структур во фронтальной части Олюторской зоны. На западном ее ограничении преобладающее простирание структур внутри покровов, а также син- и антиформ, северо-восточное /17, 18/, в центральной части зоны оно сменяется субширотным. На восточном побережье, в районе бухт Натальи, Павла, Северная Глубокая господствует юго-восточное простирание структур всех рангов. Таким образом, есть основания предполагать существование вторичного изгиба структур, аналогичного таковому Карпат и Памиро-Пенджабского района.

Палинспастические реконструкции

Современная структура Олюторской зоны предполагает совмещение различных структурно-формационных комплексов. Для правильного понимания строения и истории развития региона необходимо снятие эффекта горизонтального сжатия, т.е. проведение палинспастических реконструкций. Обоснование и методика таких реконструкций были разработаны ранее /8, 20, 21/. Результаты их применения к северному обрамлению Олюторской зоны даны в ряде работ /22, 23, 24, 26/.

В основе палинспастических реконструкций лежит снятие эффекта разновозрастных смещений, начиная с самых молодых, которое проводится путем последовательного разворота структуры и расположения пластин в единый латеральный ряд на основе возраста деформаций и фациальных признаков слагающих их отложений.

В исследуемом районе установлено два этапа шарьирования – маастрихтский и эоценовый. Более поздние миоценовые надвиги имеют малую амплитуду, крутое падение и не привели к изменению соотношений структурно-формационных комплексов. Первый этап интенсивных тектонических подвижек регистрируется в разрезе накоплением олистостром, второй – перерывом в осадконакоплении и региональным несогласием между нижне-, сред-

непалеогеновыми и миоценовыми отложениями. Приведенные факты хорошо согласуются с палеомагнитными данными /29, 30/. Каждому из указанных возрастных интервалов соответствует резкое возрастание абсолютной величины и изменение направления (для эопена) вектора движения плиты Кула.

На первом этапе в позднем маастрихте и, возможно, на рубеже маастрихт-даний происходил срыв осадочного чехла со своего основания по второму слою океанической коры. С этим этапом связано формирование Ватынского покрова. Движущей силой процесса, вероятно, являлась коллизия плиты Кула и молодой континентальной окраины (Северная Корякия) с корой переходного типа, сформированной на рубеже J_3-K_1 /24, 26/. Процесс имел длительный характер, о чем свидетельствует накопление олистостром маастрихтского возраста /17, 18, 19/.

Остается не до конца ясным возраст ачайвайамской свиты. Ее отложения лежат без видимого несогласия на породах ватынской серии и перекрываются согласно палеоценовой кремнисто-аргиллит-алевролитовой толщей лишь со следами местного, а возможно и более позднего размытия ("цветные" конгломераты Эпильчикской пластины). При такой возрастной рамке ачайвайамской свиты, касаясь вопроса времени ее формирования, следует учитывать то, что среди первичных обломков в олистостроме встречаются только деформированные ватынские породы и отсутствуют ачайвайамские. Такие соотношения позволяют предполагать локализацию складчатых деформаций на первом этапе в прифронтальной зоне Ватынского покрова и заложение Ачайвайамского вулканического поднятия на уже сорванном основании. Это, возможно, является причиной несоответствия палеофациальных зон ватынских и ачайвайамских отложений.

Из приведенного выше материала логично предположение, что заложение ачайвайамской островной дуги происходило на рубеже маастрихт-даний, причем складчатые и разрывные деформации концентрировались в узкой зоне, маркируемой накоплением олистостромы. Последняя, вследствие своей пластичности, при последующих движениях занимала все более высокое положение в структуре и лишь при покровно-складчатых деформациях на заключительном этапе надвигания на Укэлайтский прогиб сформировала паравтохтон. При такой интерпретации материала получает объяснение согласный контакт ватынских и ачайвайамских отложений, так как известно явление запаздывания вулканизма по отношению ко времени заложения островной дуги.

Второй этап деформаций приходится на поздний эоцен /29/ 30/. Он был значительно динамичней и вызвал принципиальное изменение структурного плана региона.

Прогрессирующая коллизия океанической плиты и континентальной окраины привела к замыканию окраинноморского бассейна, отделенного от океана ачайвайамским вулканическим поднятием, и последующему формиро-

ванию аккреционных комплексов, причленившихся в позднем эоцене к корякским структурам позднеюрско-раннемелового возраста /24, 26/.

Наиболее крупные тектонические срывы проходили по границам структурно-формационных зон позднемелового возраста. Это обусловило образование пластин, каждая из которых сложена свойственной ей одной фациальным типом отложений ватинской серии и отвечает определенной формационной зоне.

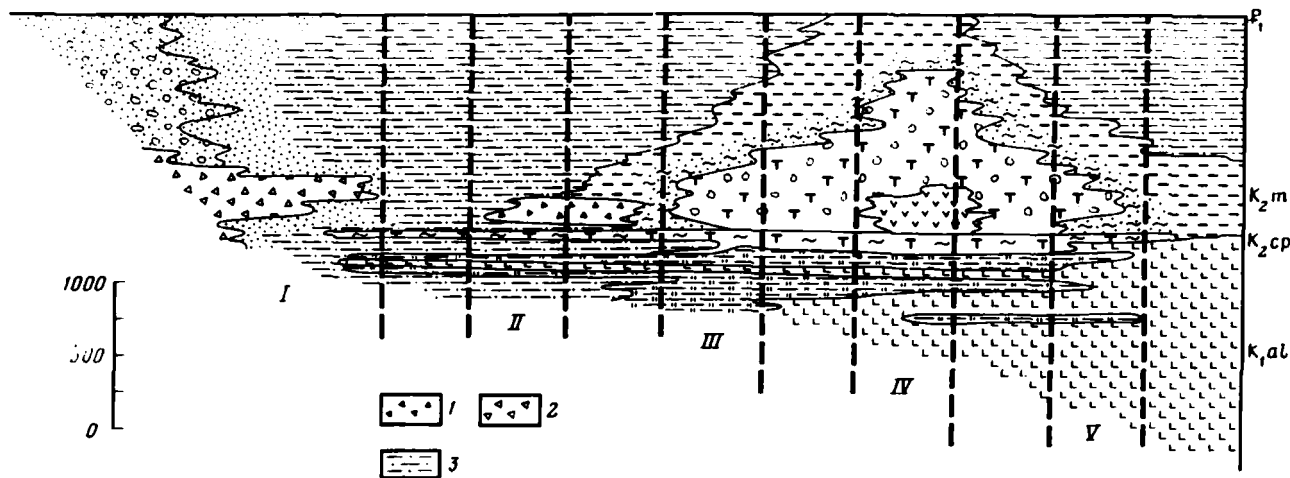
Данному этапу соответствует становление Снегового, Эпильчикского и Матыскенского покровов. Развитие процесса горизонтального сжатия вызвало выплескивание ватинских аккреционных комплексов на расположенные севернее отложения Укэлаятского прогиба с образованием пакетов тектонических пластин, смятых в лежащие складки большой амплитуды.

Вещественное выполнение покровных пластин позволяет выстроить их в единый фациальный ряд по латерали. Наиболее северное, приближенное к континенту, положение занимали отложения матыскенской пластины. Широко представленные по всему разрезу и особенно в верхней его части кремнистые турбидиты накопились у подножья материкового склона. Не исключено существование фациального перехода между отложениями, слагающими верхнюю часть ватинской и нижнюю часть корякской серий. Наиболее южное положение занимали вулканиты Снеговой пластины, сходные с базальтоидами внутриокеанических поднятий. Разрез ватинской серии Эпильчикской пластины сформировался в промежуточной зоне, представлявшей абиссальную котловину (рис. 7).

На основании вышесказанного можно сделать следующие выводы.

Олюторская зона имеет сложное покровно-складчатое строение. В ее структуре выделяются относительный автохтон, сложенный туфо-терригенными породами корякской серии верхнемелового-палеоценового возраста, параавтохтон, развитый локально и представленный одностороневой толщей маастрихтского возраста, и аллохтон, имеющий сложное строение и образованный альб-кампанскими вулканогенно-кремнистыми отложениями ватинской серии и осадочно-вулканогенными породами ачайваймской свиты маастрихт-палеоцена.

Аллохтон представляет собой покровный пакет, состоящий из трех совмещенных тектонических пластин, смятый в запрокинутые и лежащие складки большой амплитуды. Основание каждой из пластин сложено определенным фациальным типом разреза ватинской серии и надстраивается ачайваймскими отложениями, также имеющими фациальные отличия по латерали. Каждая из тектонических пластин соответствует определенной структурно-формационной зоне позднемелового времени. При этом отложения ватинской серии сопоставимы с разрезами океанической коры, а ачайваймские – с островодужными комплексами. Эти ныне совмещенные разрезы располагались в позднемеловое-палеоценовое время в едином латеральном ряду. Их тектоническое скупивание произошло в K_2 - P_1 в результате формирования новой активной окраины (ачайваймской островодужной системы), продолжения вто-



Р и с. 7. Схема соотношения основных вещественных комплексов позднего мела и палеоцена (снят эффект эоценового шарьирования)

I - отложения северного борта Укэлятского флишевого прогиба;
 Л-У - описанные типы разрезов ятынской серии ($K_1^{al} - K_2^{cp}$): II - терригенный тип разреза (см. статью А.Д.Казимирова и др. в этом сборнике), III - кремнистый тип разреза, IV - кремнисто-вулканогенный тип разреза, V - вулканогенный тип разреза; 1 - подводно-оползневые отложения северного борта Укэлятского флишевого прогиба; 2 - олистоострововая толща; 3 - алевро-песчаная толща; остальные условные обозначения см. на рис.2

рой известны к северо-востоку от Олюторской зоны – каканаутский комплекс, и на юго-западе от нее в пределах Камчатки. При поддвиге океанической литосферы происходило ее тектоническое расслоение и стругливание верхней части в виде аккреционной призмы, причем уровень срыва локализовался во втором слое.

На Олюторском полуострове продолжают комплексы, аналогичные выделенным западнее. Изменение простираний с субширотных на субмеридиональные вызвано вторичным изгибом структуры в позднепалеогеновое время.

Л и т е р а т у р а

1. Александров А.А., Богданов Н.А., Паланджян С.А., Чехович В.Д. О тектонике северной части Олюторской зоны Корякского нагорья // Геотектоника. 1980. № 3. С. III-122.
2. Андреев С.И., Аникеева Л.И. Петрографические особенности магматических пород офиолитовой серии на примере Корякского нагорья // Геофизические методы разведки в Арктике. Л.: НИИГА, 1974. Вып. 9. С. 77-83.
3. Аникеева Л.И. Базит-гипербазитовый комплекс южной части Корякского нагорья: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. Л., 1968. 24 с.
4. Аникеева Л.И. Базит-гипербазитовые комплексы Корякского нагорья // Магматизм Северо-Востока Азии: Тр. I Сев.-Вост. петрограф. совещ. Магадан: Кн. изд-во, 1976. С. 59-62.
5. Астраханцев О.В. Структурное положение Итчайвайянского габбро-пироксенитового массива (Корякское нагорье) // Учен. конференция молодых научных сотрудников ГИН АН СССР: Тез. докл. М. ГИН АН СССР, 1986. С. 16.
6. Астраханцев О.В., Казимиров А.Д., Крылов И.К., Федоров П.И. Габбро-гипербазитовые массивы Олюторской зоны // Офиолиты восточной окраины Азии: Тез. докл. Хабаровск. ИГиГ ДВНЦ АН СССР. 1986. С. 50-52.
7. Богданов Н.А., Чехович В.Д., Сухов А.Н., Вишневская В.С. Тектоника Олюторской зоны // Очерки тектоники Корякского нагорья. М.: Наука, 1982. С. 189-217.
8. Борукаев Н.Б. О палинастических построениях // Геотектоника. 1970. № 6. С. 37-45.
9. Велицкий В.В. Альпинотипные гипербазиты переходных зон океан-континент. Новосибирск: Наука, 1979. 264 с.
10. Вишневская В.С., Сухов А.Н., Чехович В.Д. Возраст ватинской серии (Олюторская зона Корякского нагорья) // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1987. № 12. С. 71-78.
11. Вишневская В.С. Корреляция позднемеловых вулканогенно-кремнистых разрезов Беринговоморского региона по радиоляриям // Экология и биогеография микроорганизмов (фораминиферы, остракоды, радиолярии,

- нанопланктон) в связи с совершенствованием детальных стратиграфических схем: Тез. докл. М. ГИН АН СССР, 1983. С. 35-36.
12. Вишневская В.С., Богданов Н.А., Сухов А.Н. и др. Возраст вулканогенно-кремнистых образований Олторской зоны (Корякское нагорье) // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1983. № 8. С. 61-69.
13. Григорьев В.Н., Шапиро М.Н. Верхнемеловые вулканиды перешейка Камчатки // Тихоокеан. геология. 1983. № 4. С. 58-66.
14. Ермаков Б.В. Укэлятско-Шумагинский прогиб Корякии и Южной Аляски // Геология и геофизика. 1975. № 6. С. 42-46.
15. Ермаков Б.В., Супруненко О.И. Строение и условия формирования позднемеловых и миоценовых образований Корякско-Камчатской области // Сов. геология. 1975. № 12. С. 53-65.
16. Зимин С.С., Грановский А.Г., Юсим Э.И. Парагенезисы офиолитов, палеомантия и металлогения. М.: Наука, 1983. 218 с.
17. Казимиров А.Д., Крылов А.К., Федоров П.И., Астраханцев О.В. Тектоническая структура фронтальной части ватынского покрова // Проблемы эволюции литосферы: Тез. докл. М.: Наука, 1985. С. 31-33.
18. Митрофанов Н.П. О положении позднемелового офиолитового комплекса на юге Центральнокорякской складчатой зоны // Изв. вузов. Геология и разведка. 1982. № II. С. 34-40.
19. Митрофанов Н.П., Шелудченко С.П. О возрасте терригенных отложений на юго-западе Центральнокамчатской складчатой зоны // Геология и геофизика. 1987. № 4. С. 128-131.
20. Руженцев С.В. Формации Сакмарского аллохтона (Южный Урал). М.: Наука, 1978. 232 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 34).
21. Руженцев С.В., Белов А.А. К проблеме палеотектонических и палеогеографических реконструкций в областях складчато-покровного строения // Геотектоника. 1973. № 4. С. 66-80.
22. Руженцев С.В., Бялобжеский С.Г., Григорьев В.Н. и др. Тектоника Корякского хребта // Очерки тектоники Корякского нагорья. М.: Наука, 1982. С. 136-189.
23. Руженцев С.В., Бялобжеский С.Г., Казимиров А.Д., Соколов С.Д. Тектонические покровы и палиспастика Корякского хребта // Тектоническое развитие земной коры и разломы. М.: Наука, 1979. С. 63-80.
24. Соколов С.Д., Григорьев В.Н., Зиякевич В.П. и др. Аккреция и тектоническая расслоенность в структурах Корякского нагорья и Камчатки // Актуальные проблемы тектоники СССР и закономерности размещения полезных ископаемых: Тез. докл. М. ГИН АН СССР, 1987. С. 50-51.
25. Сухов А.Н. Вулканогенный комплекс Олторского хребта (Корякское нагорье) // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1983. № 10. С. 12-27.
26. Тильман С.М., Парфенов Л.М., Натапов Л.М. Аккреционная тектоника и черты металлогении Северо-Востока СССР // Актуальные проблемы тектоники СССР и закономерности размещения полезных ископаемых: Тез. докл. М. ГИН АН СССР, 1987. С. 63-64.

27. Федоров П.И. Сравнение петрогенетических особенностей верхнемеловых вулканитов Северной Камчатки // Очерки по геологии Востока СССР. М.: Наука, 1986. С. 124-136.
28. Федорчук А.В. Эволюция базальтового вулканизма офиолитовых ассоциаций (на примере востока Олюторской зоны) // Офиолиты восточной окраины Азии. Тез. докл. Хабаровск. ИГиГ ДВНЦ АН СССР. 1986. С. 47-50.
29. Engebretson D.C. Relative motions between oceanic and continental plates in the Pacific Basin: Ph.D. diss. Palo Alto (Cal.), 1982. 211 P.
30. Wallace W.K., Engebretson D.C. Relationships between plate motions and late Cretaceous to Paleogene magmatism in southwestern Alaska // Tectonics. 1984. Vol. 3. N 2. P. 295-315.

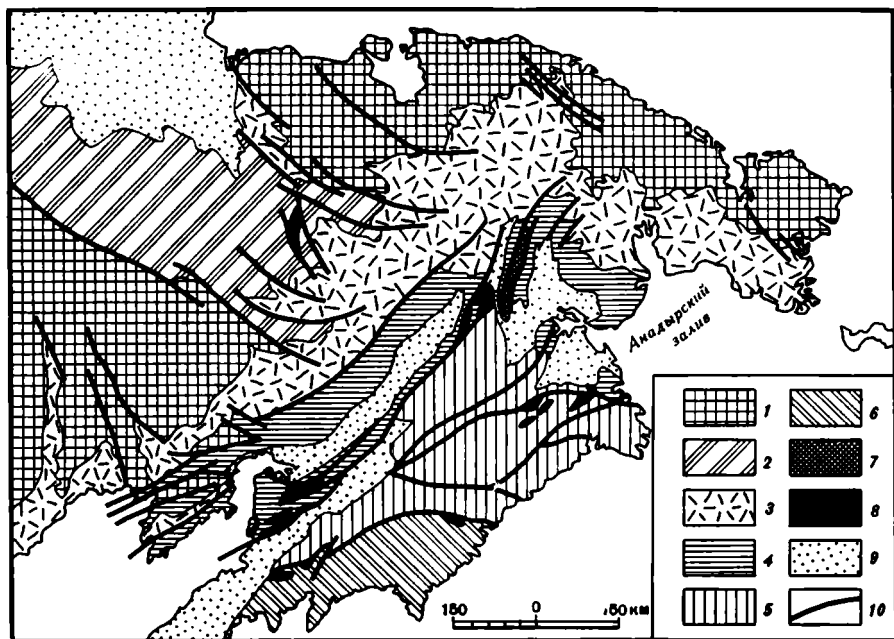
УДК 551.24(265)

МЕЛАНОКРАТОВЫЙ ФУНДАМЕНТ ХРЕБТА ПЕКУЛЬНЕЙ И ЕГО Рb-Rb ТЕРМОИЗОХРОННЫЙ ВОЗРАСТ

Г.Е.Некрасов, Л.В.Сумин

Хребет Пекульней расположен в пределах северо-западного фланга Чукотского отрезка Тайтоносско-Западно-Корякской системы (рис. 1). Северным ограничением этого отрезка системы служит переработанный позднемезозойскими движениями Чукотский блок дорифейской континентальной коры, а южным - палеоокеанические структурно-фашиальные комплексы Корякского нагорья.

Относительно возраста и структурного положения широко распространенных в пределах хребта комплексов меланократовых изверженных и метаморфических пород существует три точки зрения. Согласно первой из них /2, 3, 4, 9, 10/ все меланократовые изверженные породы относятся к интрузивным образованиям раннего мела, а метаморфические рассматриваются либо как производные метаморфизма основных и ультраосновных интрузивных и вмещающих их волжско-валанжинских пород /3, 4, 10/, либо как складчато-метаморфические образования палеозоя /2, 9/. Согласно второй точке зрения /1, 8/, меланократовые сланцы, метагаббро, гранат-шпиделевые породы и эклогиты центральной части хребта возникли в позднем мезозое в результате тектонического скупивания и метаморфизма ультрабазит-габбро-базальтовых комплексов океанической коры, являющихся по мнению авторов полным аналогом комплексов палеоокеанической коры Корякского нагорья. Согласно третьей точке зрения /6, 7/, обнажавшиеся в современной покровной структуре хребта пластины и блоки меланократовых изверженных и метаморфических пород являются фрагментами основания, в пределах которого на поверхность выведены породы зоны выклинивания комплексов ультрабазит-габбрового фундамента океанической коры в кристаллических образованиях фундамента дорифейской континентальной коры.

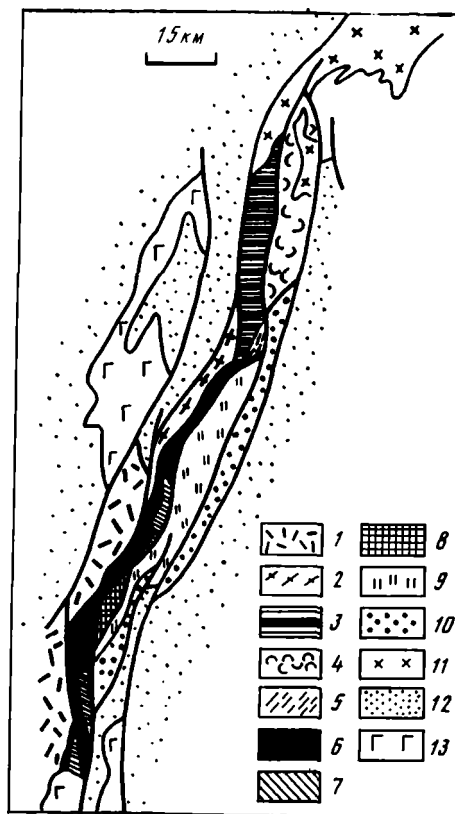


Р и с. 1. Положение комплексов меланократового фундамента хребта Печукульней в структурах обрамления северо-запада Тихого океана

1,2 - Внешняя зона Тихоокеанского пояса: 1 - переработанный позднемезозойскими движениями Чукотский блок дорифейской континентальной коры, 2 - Алазейско-Ойлойская система; 3 - Охотско-Чукотский вулканогенный пояс; 4-6 - Внутренняя зона Тихоокеанского пояса: 4 - Тайгонско-Западно-Корякская система, 5 - Корякская система, 6 - Олюторско-Камчатская система; 7,8 - выступы меланократового фундамента: 7 - печукульнейского типа, 8 - корякского (дунит-гарцбургит-лерцолит-габбрового) и олюторского (дунит-верлит-клинопироксенит-габбрового) типов; 9 - четвертичные отложения; 10 - разломы

В составе меланократовой серии хребта нами выделены два комплекса. Первый, метабазит-габбровый, входит в состав блоково-чешуйчатой структуры автохтона, второй, эклогит-шпинель-ультрабазит-метагаббровый, - в состав покровных элементов аллохтона (рис. 2).

Метабазит-габбровый комплекс составляет восточный из трех блоков-чешуй, образующих блоково-чешуйчатую структуру автохтона. Протяженность выходов пород метабазит-габбрового комплекса 50, ширина 5-7 км. Западным ограничением его служит разлом. По этому разлому породы метабазит-габбрового комплекса круто надвинуты на нижележащую структурную единицу, сложенную гранитоидами Яранайского комплекса и заключенными внутри них блоками и пластинами метабазитов условно позднего палеозоя - раннего мезозоя. Гранитоиды, в свою



Р и с. 2. Схема строения хребта Пекульней

Автохтон: 1 - нижняя структурная единица (терригенные породы, основные и кислые вулканы волжского яруса-готерива и рвущие их граниты); 2 - промежуточный структурный комплекс (габброиды и ассоциирующиеся с ними гранитоиды Яранайского комплекса с заключенными среди них блоками метабазитов позднего палеозоя-раннего мезозоя) (?); 3, 4 - верхняя структурная единица: 3 - породы метабазит-габбрового фундамента, 4 - глинистые сланцы, алевролиты, песчаники, туфы и кислые вулканы волжского яруса-валанжина; 5 - породы комплекса параллельных даек. Аллохтон: 6 - нижняя структурная единица (меланж с блоками пикритов, диабазов, базальтов, кремней волжского яруса (?)-готерива); 7-10 - верхняя структурная единица: 7 - блоки пород эклогит-шпинель-перидотит-метагаббрового комплекса, 8 - блоки диафторированных гранат-биотитовых гнейсов и гранатовых амфиболитов, 9 - вулканогенно-кремнистые породы волжского яруса-валанжина (пекульнейвеемская свита), 10 - флишоподобные породы готерива-альба; 11 - позднемезозойские гранитоиды Танюерского массива. Неоавтохтон: 12 - молассы позднего альба-сенона; 13 - вулканы и молассы

очередь, тектонически перекрывают развитые на самом западе хребта терригенные толщи, основные и кислые вулканы волжского яруса-готерива. На юго-востоке породы метабазит-габбрового комплекса под острым углом срезаются поясом параллельных даек. Последние заключают фрагменты метабазитов, углисто-кремнисто-карбонатно-терригенных пород, а также тоналитов и плагиогранитов. Гранитоиды сопоставляются нами с породами Яранайского комплекса. Возраст вулканогенно-осадочных пород и прорывавших их гранитоидов условно позднепалеозойский-раннемезозойский. В южном направлении пояс параллельных даек тектонически выклинивается, перекрываясь с востока покровными пластинами аллохтона.

В наших более ранних публикациях по геологии хребта Пекульней /6, 7/ в разрезе метабазит-габбрового комплекса автохтона были описаны амфибол-двупироксеновые сланцы, эндербитовые мигматиты и расслоенные габбро, на основании чего эта ассоциация была сопоставлена с гранулит-базитовым комплексом земной коры континентального типа. В 1981-1982 гг. И.Л.Жуланова и А.Н.Перцев /2, 9/ в контакте с расслоенными габбро на западном склоне хребта установили мигматизированные амфиболиты, биотит-амфиболовые сланцы и гиперстен-биотитовые гнейсы, а на восточном - гранат-гиперстен-биотитовые плагиогнейсы и гранат-графитовые сланцы. Эти метаморфические породы были отнесены ими к палеозойскому складчато-метаморфическому комплексу, а расслоенные габбро и выделенные нами в контакте с ними амфибол-двупироксеновые сланцы и эндербитовые мигматиты - к раннемеловому интрузивному комплексу. По мнению И.Л.Жулановой и А.Н.Перцева, ранние фазы этого интрузивного комплекса, названного Светлореченским, в форме расслоенного чашеобразного плутона интродировали в плоскость контакта палеозойских метаморфических и трансгрессивно перекрывающих их волжско-валанжинских пород, послуживших для них тепловым экраном. Поздние фазы Светлореченского интрузивного комплекса, представленные амфиболовыми габбро, тоналитами и плагиогранитами, считаются рвущими и сопоставляются с аналогичными породами Охотского комплекса.

Дополнительные исследования, проведенные нами в северной части хребта в 1983-1984 гг., показали, что обнаруженные И.Л.Жулановой и А.Н.Перцевым метаморфические породы, составляют с ранее описанными нами амфибол-двупироксеновыми сланцами, эндербитами и расслоенными габбро единый метабазит-габбровый комплекс. Комплекс включает две сформировавшиеся в течение одного метаморфического цикла группы пород.

Первая (рис. 3) объединяет метаморфические породы, вмещающие габброиды расслоенной серии: мигматизированные амфиболиты, амфибол-гиперстен-биотитовые, амфибол-гиперстен-куммингтонитовые и амфибол-двупироксеновые сланцы, гранат-гиперстен-биотитовые гнейсы и высокотемпературные амфибол-двупироксеновые и гранат-графитовые бластомилониты. Для них намечаются две зоны: внешняя и внутренняя.

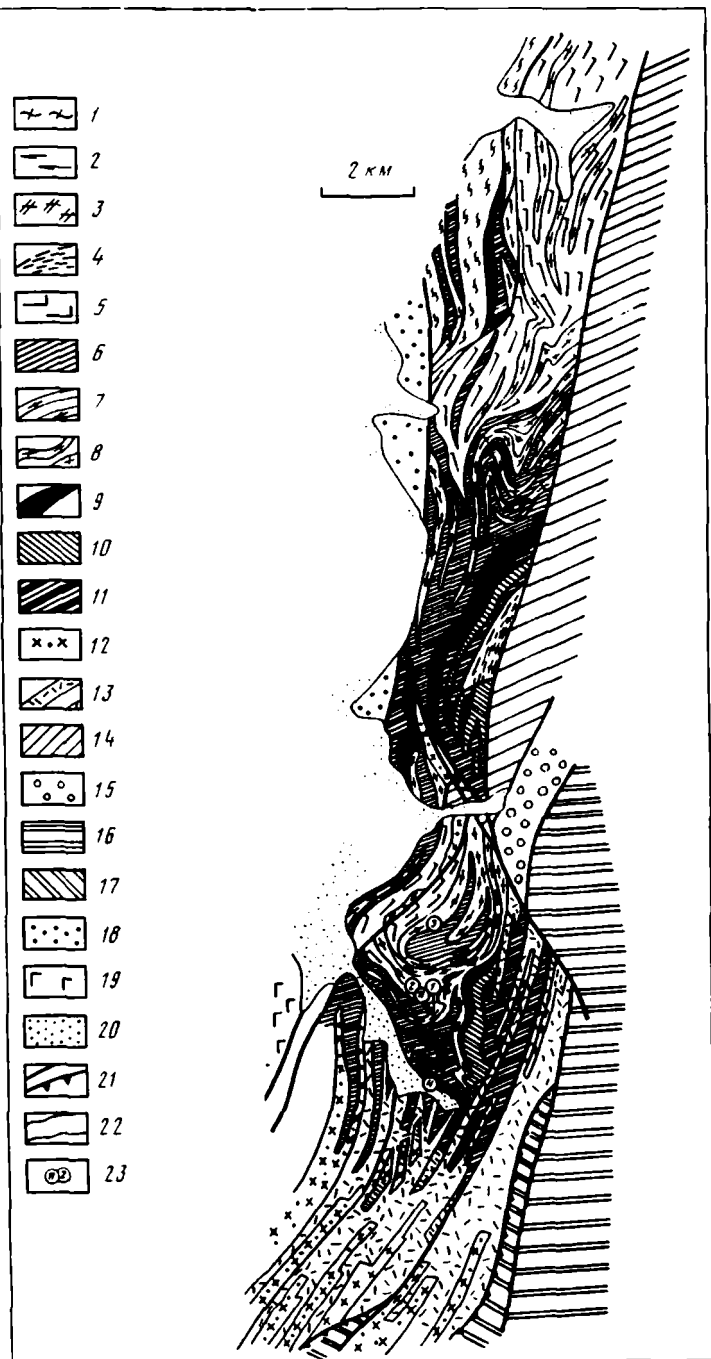
К внешней зоне относятся мигматизированные амфиболиты, амфибол-гиперстен-куммингтонитовые, амфибол-гиперстен-биотитовые сланцы и метагаббро-порфиры, образующие западный экзоконтакт габброидов расслоенной серии. Условия метаморфизма этой зоны характеризуются прогрессивным замещением в сланцах парагенезиса: роговая обманка₄₀ + андезит₃₅₋₄₀, парагенезисами: буровато-зеленая роговая обманка₄₀₋₄₅ + куммингтонит₄₀₋₄₅ + гиперстен₄₄₋₄₈ + лабрадор₆₀, буровато-зеленая роговая обманка₃₂₋₃₃ + биотит₃₃₋₃₄ + гиперстен₃₃₋₃₄ + андезит₄₀₋₄₅.

Внутренняя зона представлена амфибол-двупироксеновыми сланцами, двупироксеновыми, гиперстен-биотитовыми, гранат-гиперстен-биотитовыми гнейсами и высокотемпературными амфибол-двупироксеновыми и гранат-графитовыми бластомилонитами. Эти породы обнажаются в серии узких тектонических блоков вдоль западного контакта габброидов расслоенной серии и крупных блоках непосредственно внутри нее, а также в блоках среди пород комплекса параллельных даек (см. рис. 3).

Амфибол-двупироксеновые сланцы из западного контакта габброидов расслоенной серии сходны по химизму с амфиболитами внешней зоны. Парагенезис их следующий: титанистый гастингсит₃₃₋₃₆ + гиперстен₃₃₋₃₄ + клинопироксен₂₀₋₂₄ + лабрадор₆₀₋₆₄. Наряду с равновесными соотношениями амфибола и пироксенов в отдельных разновидностях сланцев отношение последних к амфиболу носит прогрессивный характер.

Амфибол-двупироксеновые сланцы из блоков внутри габброидов расслоенной серии, где они находятся в ассоциации с двупироксеновыми и гранат-гиперстен-биотитовыми гнейсами, аналогичны по составу сланцам из западного контакта габброидов расслоенной серии, но имеют гораздо более железистый парагенезис: титанистый гастингсит₄₀ + гиперстен₄₁ + клинопироксен₃₁ + лабрадор₅₈₋₆₀. Железистый характер парагенезисов в целом отличает также и гнейсы: гранат₈₉ + гиперстен₇₇ + биотит₇₆ + олигоклаз₂₅ + каликатровый полевой шпат.

Вторая ассоциация представлена габброидами расслоенной серии. В направлении с запада на восток в разрезе ее намечаются три зоны. Первая из них, западная краевая, характеризуется развитием мигматизированных амфиболовых, амфибол-клинопироксеновых габбро и габбро-норитов. Внешняя ее часть сложена амфиболовыми, амфибол-клинопироксеновыми габбро и габбро-амфиболитами. В них отмечаются выдержанные по мощности тела амфибол-тоналитовых и гиперстен-тоналитовых мигматитов и агматитов. Последние сопровождаются зональными ореолами амфибол-двупироксеновых сланцев. Более внутренняя часть зоны состоит из амфиболовых габбро-норитов и подчиненных им амфиболовых и амфибол-клинопироксеновых габбро, чередующихся с мощными горизонтами линзовидно-полосчатых амфибол-двупироксеновых сланцев и гиперстен-тоналитовых и амфибол-тоналитовых мигматитов. В редких случаях среди амфиболовых габбро-норитов и их мигматизированных разностей отмечаются линзовидные тела мигматизированных тонкорасслоенных оливиновых габбро и габбро-норитов.



Наиболее распространенными парагенезисами для этой зоны являются: буровато-зеленая роговая обманка₃₂₋₃₈, часто порфиробластического характера + гиперстен₃₇₋₄₃ + клинопироксен₂₈₋₃₁ + лабрадор-битованит₇₀, гиперстен₄₄ + андезит₄₈ + кварц. Сравнение этих парагенезисов с парагенезисами вмещающих амфибол-двупироксеновых сланцев показывает, что кристаллизация и тех, и других происходила при близких температурах, но с той лишь разницей, что парагенезисы вмещающих пород носят отчетливо выраженный прогрессивный характер, а парагенезисы габброидов и сформировавшихся за счет них сланцев и мигматитов – регрессивный. Об этом свидетельствуют различия в структурном положении и составе входящих в эти парагенезисы амфиболов.

Описанная зона постепенно через тонкорасслоенные оливинсодержащие габбро-нориты и оливиновые габбро сменяется породами собственно расслоенной серии. Последние характеризуются грубой расслоенностью, дифференциацией по составу от плагиоклазовых перидотитов и меланократовых оливиновых габбро до габбро-анортозитов и анортозитов и широким развитием даек и штоков. В восточной части полосы распространения пород расслоенной серии в ней снова появляются амфиболовые габбро-нориты и амфиболовые габбро. Однако в целом развитие их в восточной краевой зоне расслоенной серии не характерно и непосредственно с вмещающими

Р и с. 3. Геологическая карта северной части хребта Пекульней

I – мигматизированные амфиболиты, амфибол-гиперстен-биотитовые и амфибол-гиперстен-кумингтонитовые сланцы; 2 – амфибол-двупироксеновые сланцы; 3 – гранат-гиперстен-биотитовые плагиогнейсы; 4 – зоны бластомилонитов амфибол-двупироксенового, гранат-графитового состава; 5 – амфиболовые, амфибол-клинопироксеновые габбро и габбро-амфиболиты; 6 – амфиболовые габбро-нориты; 7, 8 – амфибол-двупироксеновые сланцы (7) и гиперстен-тоналитовые мигматиты (8), сформировавшиеся за счет амфиболовых габбро, габбро-амфиболитов и амфиболовых габбро-норитов; 9 – тонкорасслоенные оливинсодержащие габбро-нориты; 10 – меланократовые оливиновые габбро, троктолиты, плагиоклазовые перидотиты; 11 – мезократовые, лейкократовые габбро и габбро-анортозиты; 12 – биотит-амфиболовые тоналиты и плагиограниты с фрагментами карбонатно-углисто-терригенных, кремнистых, вулканогенных пород позднего палеозоя-раннего мезозоя (?); 13 – комплекс параллельных даек; 14 – терригенные породы, основные и кислые вулканиты волжского яруса-валанжина; 15 – полимиктовые брекчии с глыбами габбро, гранитов, метаморфических пород; 16 – флишеидные породы готерива; 17 – комплексы аллохтона; 18 – молассы позднего альба-сенона; 19 – базальты палеогена; 20 – четвертичные образования; 21 – разломы и надвиги; 22 – стратиграфические и интрузивные контакты; 23 – места отбора проб на циркон

ми породами здесь контактируют меланократовые оливиновые габбро и полевошпатовые перидотиты. Контакт их с вмещающими метаморфическими породами имеет тектонический характер и сопровождается как со стороны габброидов, так и со стороны вмещающих пород зонами тонкополосчатых высокотемпературных бластомилонитов амфибол-двупироксенового состава.

Отсюда изучено два парагенезиса: оливин₂₅ + ортопироксен₂₁ + клинопироксен₁₅ + лабрадор-битовнит + новообразованный титанистый магнезиальный гастингсит₂₃, ортопироксен₂₄ + клинопироксен₂₀ + лабрадор-битовнит + новообразованная зеленовато-бурая роговая обманка.

Приведенные соотношения показывают, что описанный комплекс изверженных и метаморфических пород сформировался в условиях прогрессивного метаморфизма верхов амфиболитовой-низов гранулитовой фации. Становление расслоенных габбро и прогрессивный метаморфизм вмещающих пород были одновременными и изофациальными. Внутри этого непрерывного процесса могут быть намечены следующие стадии: 1) прогрессивный метаморфизм вмещающих пород в условиях верхов амфиболитовой-низов гранулитовой фации, 2) внедрение на пике метаморфизма габброидов расслоенной серии и связанное с их внедрением широкое проявление процессов анатексиса и мигматизации амфиболовых габбро и габбро-норитов краевых зон расслоенной серии и вмещающих их пород с образованием в них зон гиперстен-тоналитовых и амфибол-тоналитовых мигматитов. 3) милонитизация и высокотемпературный бластез габброидов восточной краевой зоны расслоенной серии и вмещающих их пород с образованием внутри них высокотемпературных бластомилонитов амфибол-двупироксенового и гранат-графитового состава.

В целях изотопного датирования намеченных интервалов формирования пород нами был выделен и изучен циркон из линзовидно-полосчатых амфибол-двупироксеновых сланцев, гиперстен-тоналитовых мигматитов и амфиболовых габбро-норитов западной краевой зоны расслоенной серии и циркон из оливиновых габбро-норитов внутренней зоны расслоенной серии (табл. I; рис. 4).

Выделенные цирконы проанализированы Рb-Рb термодатированием методом /12/. Полученные результаты в форме гистограмм приведены на рис. 5. Отображенный на них характер распределения значений возраста, а также совпадение рубежей синхронных перестроек Рb-Рb отношений в цирконах разных генераций свидетельствует о закономерности приведенных цифр и дает возможность наметить три крупных временных интервала.

Первый, в 2900-2400 млн лет, соответствует возрасту фиолетово-розовых длиннопризматических магматогенных цирконов из линзовидно-полосчатых амфибол-двупироксеновых кристаллических сланцев западной краевой зоны расслоенной серии. Второй интервал в 2400-1900 млн лет отвечает времени кристаллизации фиолетовых короткопризматических магматогенных цирконов из оливиновых габбро-норитов внутренней зоны расслоенной серии и возрасту более поздних изменений изотопных отношений свинца в



Р и с. 4. Цирконы из пород метабазит-габбрового комплекса фундамента автохтона (пояснения в тексте)

Т а б л и ц а I . Характеристика цирконов из пород метабазит-габбрового комплекса фундамента автохтона

Породы	Линзовидно-полосчатые амфибол- двупироксеновые сланцы		Гиперстен-тоналитовые мигматиты		
Морфологические типы цирконов	I тип (см. рис. 4а)	II тип (см. рис. 4б)	I тип (см. рис. 4в)	II тип (см. рис. 4г)	III тип
Содержание	Десятки знаков - доля %	Десятки знаков - доли %	Десятки знаков - доли %	Десятки знаков - доли %	Редкие знаки
Формы выделения	Удлиненные призматические кристаллы с преобладающим развитием граней призмы, тупой и острой дипирамид	Округленные зерна, сглаженные призматические кристаллы	Хорошо образованные изометричные кристаллы	Хорошо образованные копьевидные кристаллы	Призматические кристаллы
Габитус	Цирконовый	Изометрический, цирконовый	Изометрический	Копьевидный	Цирконовый (?)
Длина	0,1-0,25	0,1	0,15-0,2	0,15-0,2	0,1
Коэффициент удлинения	3,5	1,5	-	1,5-2	2-2,5
Цвет	Фиолетово-розовый	Бледно-розовый до бесцветного	Бледный, розовато-желтый до бесцветного	Бледный, розовато-желтый до бесцветного	Бледный, розово-желтый до бесцветного
Прозрачность	Прозрачные	Прозрачные	Прозрачные	Прозрачные	Прозрачные
Прочие особенности	Сильная сглаженность вершин и ребер, кристаллические включения	Сильный алмазный блеск, указывающий на многочисленное грани	Наросты кристаллов копьевидного габбуса		Очень сильная сглаженность ребер и вершин

Породы	Амфиболовые габбро-нориты		Оливиновые габбро-нориты	
	I тип	II тип (см. рис. 4д)	I тип (см. рис. 4е)	II тип (см. рис. 4ж)
Морфологические типы цирконов				
Содержание	Редкие знаки	Десятки знаков - доли %	Десятки знаков - доли %	Десятки знаков - доли %
Формы выделения	Удлиненные призматические кристаллы	Хорошо образованные дипирамидальные кристаллы с преобладающим развитием граней острой и тупой дипирамид	Короткопризматические кристаллы с преобладающим развитием граней призмы, сростки кристаллов	Округлые зерна, сглаженные призматические кристаллы
Габитус	Цирконовый (?)	Дипирамидальный	Гмацитовый	Изометрический и гмацитовый (?)
Длина	0,2-0,25	0,15-0,25	0,2-0,25	0,1-0,15
Коэффициент удлинения	3-3,5	1,5-2	1,5-2	-
Цвет	Фиолетово-розовый	Сиренево-розовый	Фиолетовый	Фиолетовый
Прозрачность	Полупрозрачные	Полупрозрачные	Полупрозрачные	Полупрозрачные
Прочие особенности	Очень сильная сглаженность вершин и ребер вплоть до появления округлых форм	Наличие переполюсованного пылевидными включениями ядра более темной фиолетовой окраски и присутствие включений	Сильная сглаженность ребер и вершин вплоть до появления округлых и каплевидных форм	Сильная сглаженность ребер и вершин, наности бесцветного циркона



Р и с. 5. Гистограмма Рb-Рb термоизохронных возрастов цирконов мета-базит-габбрового комплекса фундамента автохтона

1 - по высокотемпературным фракциям свинца; 2 - по низкотемпературным фракциям свинца

длиннопризматических цирконах из амфибол-двупироксеновых сланцев. Третий интервал в 1450–1750 млн лет соответствует возрасту изометричных цирконов поздней генерации из оливиновых габбро-норитов и возрасту изометричных зерен циркона из амфибол-двупироксеновых кристаллических сланцев. Установление в последних реликтовых значений возраста в интервале 2100–2400 млн лет свидетельствует, что эти формы, возможно, образовались за счет частичного растворения и перекристаллизации длиннопризматических магматогенных цирконов первой генерации. Возрастные значения, полученные для идиоморфных дипирамидальных цирконов из амфиболовых габбро-норитов западной краевой зоны расслоенной серии (см. рис. 4, д) интерпретируются не однозначно. Одним из возможных является предположение, что эти цирконы возникли на рубеже 900–1000 млн лет за счет перекристаллизации фиолетово-розовых цирконов более ранних генераций. В пользу такого предположения говорит присутствие внутри них обогащенного включениями более густо окрашенного ядра. Согласно другому предположению, полученная для них цифра в 2100 ± 50 млн лет, отражает возраст кристаллизации амфиболовых габбро-норитов краевой зоны расслоенной серии, а второе значение возраста в 930 ± 50 млн лет связано с более поздними процессами.

Возраст бесцветных идиоморфных изометрических и копьевидных кристаллов цирконов из лейкосомы гиперстен-тоналитовых мигматитов (см. рис. 4, в, г) ввиду исключительно малых содержаний в них радиогенного свинца определить не удалось.

Приведенные датировки позволяют говорить в целом о раннепротерозойском возрасте metabasite-габбрового комплекса хребта Пекульней с выделением внутри этого интервала следующих событий: 1) формирование базитов, вмещающих габброиды расслоенной серии, около 2900–2400 млн лет,

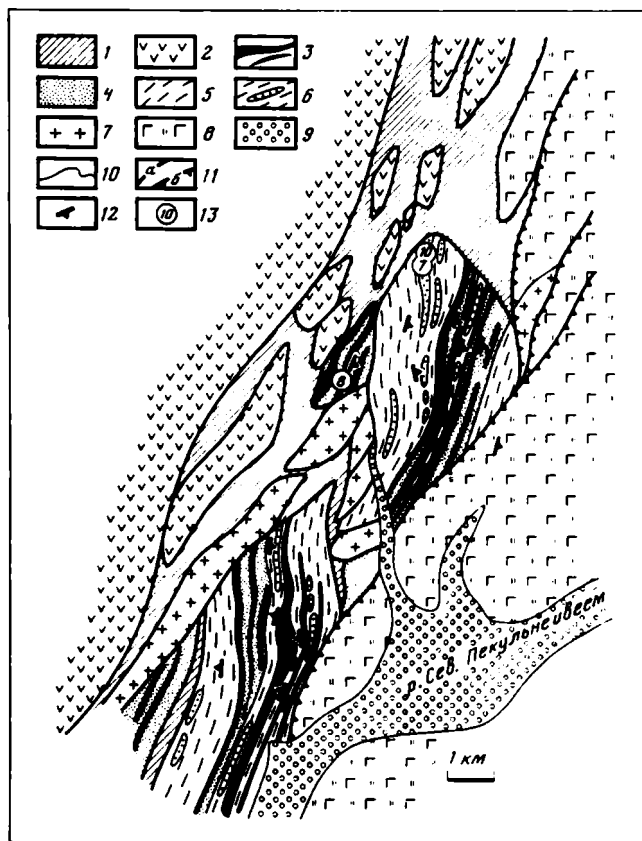
2) прогрессивный метаморфизм вмещающих расслоенную серию сазитов в условиях верхов амфиболитовой-низов гранулитовой фации, внедрение габброидов расслоенной серии, анатексис и мигматизация габброидов краевой зоны расслоенной серии и вмещающих пород в интервале 2400–1700 млн лет, с вероятным временем главных событий этого этапа в интервале 2100–1700 млн лет, 3) милонитизация и высокотемпературный бластез габброидов восточной краевой зоны расслоенных габбро и вмещающих их сланцев гранат-гиперстен-биотитовых гнейсов около 2100–1700 млн лет с образованием за счет них высокотемпературных бластомилонитов амфибол-двупироксенового и гранат-графитового состава.

Эклогит-шпинель-ультрабазит-метабазитовый комплекс фундамента аллохтона (рис. 6) сложен горизонтами (мощностью 50–500 м) ритмично-расслоенных дунитов, шпинелевых перидотитов, шпинелевых, гранат-шпинелевых клинопироксенитов и вебстеритов, чередующихся с зонами (мощностью до 500–750 м) тонко- либо грубополосчатых метаморфических пород цоизит-амфиболового и гранат-цоизит-амфиболового состава. В виде пластин, блоков (1,5х5 м) и более мелких (до 10х15 см) овальных и неправильных по форме включений в них отмечается присутствие крупнокристаллических амфибол-гранат-двупироксеновых пород и эклогитов. Текстурные и структурные особенности цоизит-амфиболовых и гранат-цоизит-амфиболовых пород позволяют предполагать, что большая часть их возникла за счет габброидов. Другая часть, возможно, образовалась за счет гранатовых амфиболитов и, возможно, эклогитовых сланцев. В ряде тектонических блоков в ассоциации с этими породами установлены диафторированные гранат-биотитовые гнейсы. Контакты их с гнейсами тектонические. Из пород этого комплекса циркон был выделен из эклогитов, шпинелевых верлитов и гранат-шпинелевых клинопироксенитов (табл. 2; рис. 7).

Pb-Pb термоизохронным методом возраст цирконов из эклогитов определен интервалом 2400–1900 млн лет, возраст цирконов из шпинелевых верлитов и гранат-шпинелевых клинопироксенитов интервалами 1800–1600 и 1700–1600 млн лет (рис. 8).

Полученные датировки свидетельствуют, что становление шпинелевых перидотитов и клинопироксенитов фундамента аллохтона и расслоенных габбро комплекса основания аллохтона было близко во времени. Это, а также данные об общем для них источнике магм, позволяет предполагать, что шпинель-ультрабазитовая составляющая фундамента аллохтона и расслоенные габбро автохтона относятся к различным уровням длительно формировавшегося пикритового диапира.

Возраст в 2400–1900 млн лет, определенный для цирконов из эклогитов, свидетельствует либо о принадлежности этих пород к глубиннымкумулятивным образованиям этого пикритового диапира, либо отражает время выноса включений эклогитов в верхние горизонты земной коры пикритовым расплавом. В этом случае возраст эклогитов и амфибол-гранат-двупи-



Р и с. 6. Геологическая карта правобережья верховий р.Северной Пекульнейе (южная часть хребта Пекульней)

1 - серпентинитовый меланж; 2 - дуниты; 3 - шпинелевые перидотиты и пироксениты; 4 - гранат-цоизит-амфиболовые сланцы; 5 - горизонты с включениями амфибол-гранат-двупироксеновых пород и эклогитов; 6 - волжско-валанжинские вулканогенно-кремнистые породы пекульнейеимской свиты; 7 - гранитоиды; 8 - зеленые сланцы; 9 - четвертичные отложения; 10 - стратиграфические границы; 11 - тектонические границы; а - недифференцированные разломы, б - надвиги; 12 - элементы залегания; 13 - места отбора проб

роксеновых пород будет древнее, и, по-видимому, будет близок возрасту комплекса пород, за счет которых образовались гранат-цоизит-амфиболовые сланцы и, вероятно, диафторированные гранат-биотитовые гнейсы. В пользу этого предположения свидетельствует сходство этой группы пород по валовому составу и составу породообразующих минералов с аналогичными породами фундамента Омолонского массива, а также характер рас-

Т а б л и ц а 2 . Характеристика цирконов из меланократовых пород фундамента аллохтона

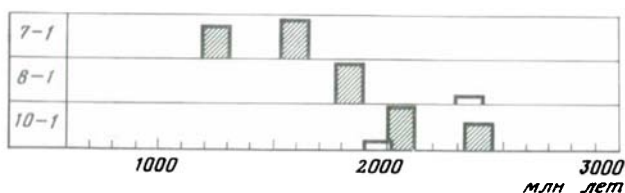
Породы	Эклогиты	Шпинелевые верлиты	Гранат-шпинелевые клино-пироксениты
Содержание	Редкие знаки	Редкие знаки	Редкие знаки
Форма выделения	Призматические кристаллы с гранями призмы, тупой и острой дипирамидами	Призматические кристаллы с гранями призмы, тупой и острой дипирамидами	Призматические кристаллы с гранями призмы, тупой и острой дипирамидами
Габитусный тип	Цирконовый	Цирконовый	Цирконовый
Длина	0,2-0,25	0,1-0,15	0,1-0,15
Коэффициент удлинения	2-2,5	2,5	2,5
Цвет	Фиолетово-коричневый	Бледный розово-желтый	Бледно-розовый
Прозрачность	Полупрозрачные и непрозрачные	Прозрачные	Прозрачные
Прочие особенности	Сильная сглаженность вершин, наличие тонкой зональности, корродированная поверхность граней	Умеренная сглаженность вершин и ребер, зональность	Умеренная сглаженность вершин и ребер



Р и с. 7. Цирконы из пород комплекса фундамента аллохтона (пояснения в тексте)

пределения редких земель, указывающий на возможную комплементарность этих пород развитым в пределах этого же массива и фундамента древних платформенных структур тоналито-гнейсовым комплексам.

Приведенные данные показывают, что наши представления о принадлежности меланократовых пород фундамента хребта Пекульной к зоне выклинивания комплексов океанической коры в кристаллических образованиях до-рифейской континентальной коры должны быть в определенной мере скорректированы. К образованиям, сопоставимым по возрасту и отчасти в формационном отношении с архейскими комплексами континентальных структур, могут быть отнесены гранат-поцзит-амфиболовые породы, амфибол-гранат-двупироксеновые сланцы, диафторированные гранат-биотитовые гнейсы и, вероятно, эклогиты. Меланократовые породы метабазит-габбрового комплекса и расслоенная шпинель-перидотит-пироксенитовая серия фундамента аллохтона должны быть противопоставлены не только комплексам океанической коры (что нами было сделано), но и комплексам собственно до-рифейской континентальной коры. Эти раннепротерозойские породы следует отнести к образованиям протоокеанического ряда. Совместно с замещающими их в более внутренних зонах Тихоокеанского складчатого обрамления комплексами ультрабазит-габбро-базальтового состава эта серия отображает стадийный процесс вертикальной и латеральной дифференциации вещества мантии и коры с обособлением на раннепротерозойской (про-



Р и с.8. Гистограмма $Rb-Rb$ термоизохронных возрастов цирконов из пород эклогит-шпинель-перидотит-метагаббрового комплекса
Условные обозначения см. на рис.5

тоокеанической) стадии малодифференцированных базитов, расслоенных габброидов и шпинелевых ультрабазитов, а на позднепротерозойско-раннепалеозойской (палеоокеанической) стадии - дифференцированных типично офиолитовых комплексов дунит-гарцбургит-габбрового состава.

Наследует ли этот латерально-вертикальный ряд формаций, изначально существующий на месте Тихого океана, океанический тип разреза земной коры /5, II, I3/ или он является в целом новообразованным и знаменует собой океанический этап в эволюции земной коры Тихоокеанского сегмента, в настоящее время определенно ответить трудно.

Л и т е р а т у р а

1. Александров А.А. Покровные и чешуйчатые структуры в Корякском нагорье. М.: Наука, 1978. 121 с.
2. Буланова И.Д., Перцев А.Н. Базиты, ультрабазиты и сопряженные с ними метаморфиты хребта Пекульной (Северо-Восток СССР) // Офиолиты восточной окраины Азии. Хабаровск: ИГиГ ДВНЦ АН СССР, 1986. С. 21-22.
3. Кайгородцев Г.Г. К тектонике территории бассейна р. Анадырь // Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР. Магадан, 1961. Вып. 15. С. 156-162.
4. Кайгородцев Г.Г. О находке эколгитоподобных пород в хребте Пекульной // Геология и геофизика. 1966. № 4. С. 140-143.
5. Лутц Б.Г. Геохимия океанического и континентального магматизма. М.: Недра, 1980. 247 с.
6. Марков М.С., Некрасов Г.Е. Офиолиты рифтовых зон древней континентальной коры (хребет Пекульной, Чукотка) // Тектоническое развитие земной коры и разломы. М.: Наука, 1979. С. 81-92.
7. Некрасов Г.Е. Новые данные о тектоническом строении хребта Пекульной (левобережье р. Анадырь) // Докл. АН СССР. 1978. Т. 238, № 6. С. 1433-1436.
8. Паланджян С.А., Чехов А.Д., Лаврова Л.Д. Тектоника и офиолиты хребта Пекульной (Чукотка) // Тихоокеан. геология. 1982. № 2. С. 31-39.
9. Перцев А.Н. Новые данные о метаморфических образованиях северной части хребта Пекульной. // Геолого-геофизические исследования Северо-Востока СССР. Магадан, 1982. С. 47-54.
10. Пинус Г.В., Великий В.В., Леснов Ф.П., Банныков О.Л., Агафонов Л.В. Альпинотипные гипербазиты Анадырско-Корякской складчатой системы. М.: Наука, 1973. 320 с. (Тр. ИГиГ СО АН СССР; Вып. 45).
11. Пушаровский Ю.М. Введение в тектонику Тихоокеанского сегмента Земли. М.: Наука, 1972. 222 с.
12. Сумин Л.В., Малышев В.И. Термозохронный метод определения возраста // Геохимия. 1983. № 5. С. 703-717.
13. Шульдинер В.И. Докембрийский фундамент Тихоокеанского пояса и обрамляющих платформ. М.: Недра, 1982. 226 с.

ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ЭВОЛЮЦИЯ ОКРАИННЫХ МОРЕЙ НА ПРИМЕРЕ
ЮГА КОРЯКСКОГО НАГОРЬЯ

А.Д.Казимиров, К.А.Крылов, П.И.Федоров

Проблема эволюции окраинных морей – одна из наиболее интересных и актуальных. Она неразрывно связана с проблемой происхождения и развития океанических бассейнов и складчатых поясов их обрамления. Изучение современных окраинных морей различных областей земного шара не позволяет создать полную картину их эволюции, так как эти объекты в своем развитии прошли только две первые стадии – заложения и расцвета. Приводимые обычно модели построены на сравнении различных структур, которые выстраиваются в эволюционный ряд (например, впадины Западно-Филиппинская–Переса–Велла–Марианская). Изучая современные окраинные моря, нельзя воссоздать третью, может быть последнюю, стадию – преобразования формационных комплексов, накопившихся в окраинном море, островной дуге и сопряженном с ней желобе, в складчатое обрамление периферии океанического бассейна. Этот вопрос можно решить лишь исследуя палеоаналоги окраинных морей, на которых можно проследить все развитие структуры.

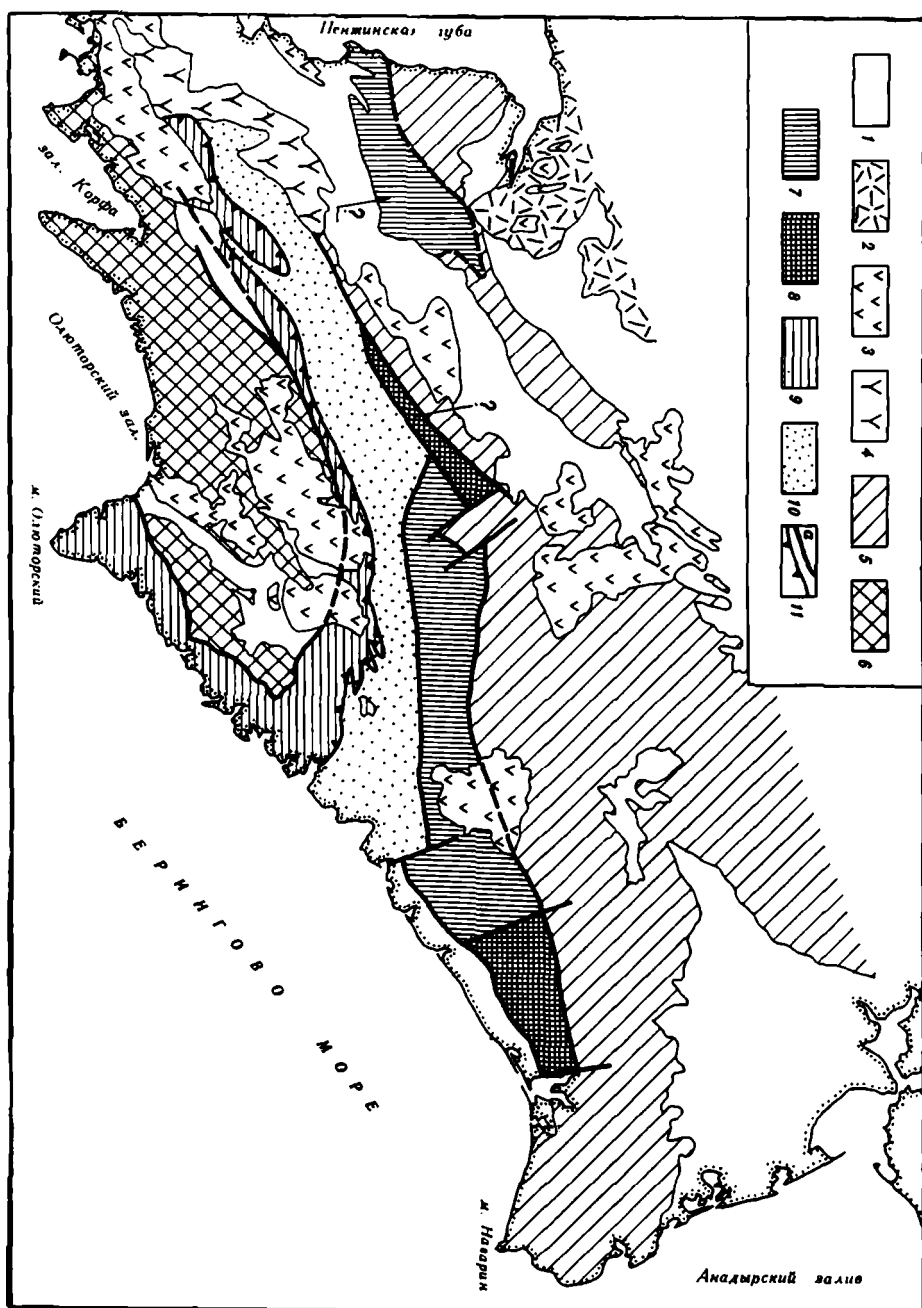
В существующих альтернативных моделях развития окраинных морей большое значение придается синхронизации между эпохами задугового спрединга и фазами максимального островодужного вулканизма /7,17,19,32,43,74,90,93,94,95,97,111,117/. Для Филиппинского моря разные авторы, используя сходный материал, приходят к диаметрально противоположным выводам /17,90,94,95,97,111/. Причины островодужного магматизма многим видятся в субдукции с плавлением разогретого астеносферного клина, который хорошо выделяется по сейсмическим данным над погружающейся плитой /32,49,63,75,81,82,84,85,91,113/. Полагают, что плавление идет с участием флюидов, главным из которых является морская вода. Это находит подтверждение в изотопных данных /49,59,73,74,75,81,82,86,110/. Роль пелагических осадков в магмогенерации незначительная и не превышает первых долей процентов, что следует из распределения некогерентных элементов и подтверждается в сдвигах в различных изотопных системах /59,75,81,82,88,103,104/. В то же время отсутствие мощных осадочных отложений в глубоководных желобах и особенности сейсмологии сейсмофокальных зон заставляют предположить тектоническое удаление осадков из желобов и, вероятно, вовлечение их в фундамент островных дуг /32,42,50,56,63,70,75,76,98/. Это допущение позволяет понять меньшую степень распространенности аккреционных комплексов и даже полное их отсутствие, что нельзя было сделать из более ранних общеизвестных моделей, где предполагалось широкое развитие аккреционных комплексов в результате своеобразного "бульдозерного эффекта" надвигающейся на желоб островной дуги /32,39,56/. Проверка модели, в которой аккреция океанических осадков предполагается в более глу-

боких частях, а не в приостровной стенке желоба, на нынешнем этапе возможна только в палеоаналогах, где в результате последующего поднятия и эрозии такие образования могут быть выведены на дневную поверхность.

В ряде работ допускается, что характер геодинамики островодужных систем и связанных с ними котловин окраинных морей определяется только кинематикой сходящихся плит /32,80,89,93,99,113,117/. В последнее время предложены более сложные модели, в которых показана большая роль возраста и состава пододвигающейся литосферы /77,100,114/. Например, поддвиг "молодой", не старше 70 млн лет, "горячей" литосферы вследствие ее плавучести будет затруднен, что приводит к выполаживанию сейсмофокальной зоны и к увеличению сцепления между островной дугой и пододвигающейся плитой. Это в свою очередь должно привести либо к развитию процессов аккреции, либо к тектонической эрозии /96,99,101,102,114/. При поддвиге древней "холодной", обладающей избыточной плотностью литосферы сцепление между ней и дугой гораздо слабее, более того, такая литосферная пластина должна тонуть в мантии. При этом происходит последовательное смещение желоба в сторону океана, и в тылу дуги формируются растягивающие напряжения /63,100,113/.

Все вышесказанное подтверждает важность изучения палеоаналогов окраинных морей. Особенно интересным представляется анализ мезозойских структур, при котором большинство исследователей считает правомочным применение метода актуализма. Для этой цели территория Корякского нагорья с почти 100%-ной обнаженностью и с отсутствием мощного гранитоидного магматизма представляет собой идеальный полигон. Отдавая себе отчет в важности решаемой задачи и необходимости привлечения максимально широкого фактического материала как по современным окраинным морям, так и по их палеоаналогам, авторы сочли возможным остановиться на разборе всего трех, связанных между собой районов - восточной (Хатырское поднятие или Эконайская зона) и южной (Укэлятская и Олиторская зоны) частей Корякского нагорья и Камчатского перешейка. Позднемеловые образования, развитые в отмеченных районах, сложены разнообразными породами и их ассоциациями, кроме того, есть данные, что в позднем сеноне на юге в пределах Олиторской зоны произошло заложение островной дуги, которая отделила от Тихого океана Укэлятскую зону и Хатырское поднятие и сформировала структуру типа окраинного моря /37,58/. Одним из главных является вопрос о характере комплексов оснований окраинных морей и отшнуровывавших их от океана островных дуг. Поэтому ниже рассмотрены в первую очередь формационные комплексы, относящиеся к фундаменту этих структур и сложенные преимущественно вулканогенно-кремнистыми толщами верхнего мела и палеоцена (рис.1).

В последнее время в связи с появлением новых данных по стратиграфии и вещественному составу верхнемеловых-палеоценовых отложений в указанных районах наметился определенный прогресс в понимании их при-



роды /8, 11, 12, 13, 14, 15, 21, 23, 24, 25, 26, 30, 38, 44, 45, 46, 53, 57, 58, 64/. Для решения всех поставленных задач авторы использовали сравнительно-геологический метод, который в последнее время вновь приобрел важное значение. Ранее подобный подход уже был продемонстрирован, но с тех пор накопилось большое количество новых данных как по окраинным морям, так и по палеоаналогам, что позволяет провести более корректный анализ и во многом уточнить сделанные выводы /36, 48, 52, 54, 55, 57, 61, 62, 69/.

Восточная часть Корякского нагорья. Хатырское поднятие

Хатырское поднятие – крупная региональная структура, имеющая субширотное простирание и ограничивающая с севера распространение меловых вулканогенно-кремнистых толщ /22, 23, 57/. Формирование этой структуры было длительным и многоэтапным. Поднятие возникло в средней юре, когда произошло тектоническое совмещение различных типов триас-раннеюрских образований и позднепалеозойских карбонатно-кремнисто-вулканогенных отложений, содержащих тетическую фауну /23, 24, 57, 61/. Этот этап характеризовался знедрением тел плагиогранитов, следовавших сразу же за скучиванием, что является признаком формирования коры переходного типа /57/. Хатырское поднятие хорошо фиксируется в фациях верхнеюрско-палеогеновых отложений /16, 22, 23, 27, 57/. Нас в его пределах прежде всего интересуют позднемеловые образования, слагающие как неосавтохтонный, так и частично субавтохтонный комплексы /12, 22, 23, 26, 38, 53/. Образования субавтохтонов будут рассмотрены на примере наиболее хорошо изученной структуры Янранайского купола, в пределах которого вскрываются меловые вулканогенно-кремнисто-терригенные образования (Пригорьев и др. в этом сборнике). Этот комплекс является наиболее глубинным элементом для всей системы покровов, слагающей Хатырское поднятие /23, 38, 53/.

С севера янранайский субавтохтонный комплекс по хорошо прослеживаемому разрыву, наклоненному под углами 20–50° на север и северо-вос-

Р и с. 1. Схема расположения меловых аккреционных комплексов в Корякском нагорье

1 – молодые наложенные впадины P_2-Q возраста; 2 – вулканогенные образования ОЧВП; 3 – $N-Q$ покровы базальтов и андезитов; 4 – $N-Q$ вулканиды кислого состава; 5 – мезозойские образования Корякской складчатой системы; 6 – $P-N$ нарасчленные отложения южной части Корякии; 7 – аккреционный комплекс Хатырского поднятия средне-мелового возраста; 8 – аккреционный комплекс Хатырского поднятия средне-мелового и позднемелового возрастов; 9 – аккреционный комплекс южной части Корякии позднемелового возраста; 10 – позднемеловые-палеоценовые отложения Укэлаятского прогиба; 11 – крутопадающие разрывные нарушения (а), фронтальная часть Ватынского тектонического покрова (б)

ток, перекрывается вулканогенно-кремнистыми, туфогенными и туфогенно-терригенными отложениями, входящими в состав Эконайской системы покровов. Возрастной диапазон этих отложений располагается от позднего палеозоя-триаса до позднего мела включительно. Внутренняя структура Янранайского субавстохтона, как показали исследования последних лет, весьма сложна. Она представляет собой систему, состоящую из трех тектонических пластин, кулисно перекрывающих друг друга. Этот пакет пластин интенсивно дислоцирован, осложнен разнообразными складчатыми деформациями и более поздними разрывными нарушениями преимущественно северо-западного и северного падения.

Наиболее нижний структурный элемент сложен в низах разреза трехсотметровой толщей базальтов. Базальты по своему составу относятся к низкокалиевым толеитам с содержанием TiO_2 от 1,4 до 1,8%. Выше залегает 15-метровая пачка кремнистых пород (красные яшмы, радиоляриты). Из этой пачки были выделены и определены радиолярии альб-туронского возраста. Венчает разрез нижней тектонической пластины мощная, почти километровая, толща песчаного флиша, в средней и верхней частях которой были собраны остатки иноцерамов из группы Schmidti кампанского возраста /34,53/.

Средняя тектоническая пластина представлена внизу толщей базальтов и спилитов, переслаивающихся с красными радиоляритами и кремнями, содержащими радиолярии альб-сеноманского возраста. Базальты из нижней части этой пластины по своим петро- и геохимическим параметрам близки к базальтам нижней пластины. Выше по разрезу располагаются потоки базальтов с более высоким содержанием K_2O и TiO_2 , чем в нижележащих. Кроме того, в верхней части разреза появляются дифференцированные плагиофировые базальты с высоким содержанием Al. Появление таких разностей может быть объяснено флотацией плагиоклаза. При изучении радиоляриевых комплексов из пачки яшм в средней части разреза выделился пласт, содержащий переотложенные радиолярии неокского возраста. Среди радиоляритов встречаются прослои кремнистых пород, резко обогащенных до 42% FeO и до 10% MnO . Верх разреза этой пластины сложен гиадокластитами, слоистыми яшмами и детритным известняком, содержащими обильную фауну кампанских иноцерамов.

Верхняя пластина сложена почти полутораклометровой толщей базальтоидов и спилитов, в которой содержатся несколько горизонтов кремнистых пород, преимущественно яшм, общей мощностью не более 100 м. Из разных пачек кремнистых пород вверх по разрезу собраны комплексы радиолярий, характерные для берриаса, валанжина, готерив-баррема и баррема-апта. Венчается разрез неок-аптской пластины пачкой кремнистых алевролитов, аргиллитов и полимиктовых песчаников, возраст которых датируется как послеаптский на основании их стратиграфического положения. В верхней пластине выделяются два типа базальтов: низкокалиевые толеиты с содержанием TiO_2 до 1,2-1,6% и разности повышен-

ной щелочности (K_2O менее 1,5%) с содержанием TiO_2 до 3%, вероятно, образовавшиеся за счет другого, более глубинного, источника.

Самостоятельным структурным элементом янранайского субавтохтонного комплекса является олистостромовая толща, которая представляет собой глыбово-песчаный микстит. Обломочная часть олистостромы – палеозойские и триасовые известковистые, вулканогенные, кремнистые породы и фрагменты толщ, входящих в состав Янранайского субавтохтонного комплекса.

Возраст олистостромовой толщи, основываясь на находках в крупных олистолитах радиально-ребристых иноцерамов кампанского возраста, принимается как послекампанский, возможно, маастрихтский. В ряде мест олистостромовая толща пространственно связана с песчаным флишем нижней тектонической пластины либо, имея с ней тектонический контакт, выступает в роли самостоятельной пластины, располагаясь между нижним элементом субавтохтона и двумя верхними.

Об океанической природе вулканогенно-кремнистых отложений Янранайского субавтохтона свидетельствует, во-первых, состав вулканитов (низкокальциевые и низкотитанистые сходны с толеитами абиссальных котловин, а обогащенные Ti и K близки к базальтам океанических поднятий и островов /31,103,104/), во-вторых, малые мощности и низкие скорости осадконакопления кремнистых пород, лишенных терригенной примеси, в-третьих, присутствие палеоаналогов металлоносных осадков. В то же время, верхние части разреза нижней (1000-метровая толща нижнего флиша) и средней пластин формировались в условиях окраинного моря, его северной прибрежной части. Об этом свидетельствуют высокие скорости флишевого осадконакопления и присутствие детритовых известняков. Эти толщи можно интерпретировать как отложения турбидитного клина в желобах /42,43,70,72/. Таким образом, янранайский аккреционный комплекс содержит в себе реликты существовавшего в позднемеловое время окраинного моря. Первым этапом аккреции было приращение к Хатырскому поднятию неокон-аптских образований верхней пластины, которую можно рассматривать как фрагмент либо плиты Кула /33,38,79/, либо более древней плиты Исиаги. От последней 100 млн лет назад, в связи с заложением новой рифтовой зоны, отделилась плита Кула /83,115/. На современном этапе этот вопрос решить нельзя, поскольку плита Исиаги появилась в реконструкциях недавно /83/ и о ее кинематике слишком мало данных. В следующий этап аккреции, продолжавшийся практически весь сенон (это утверждение основано на различии в возрастах неавтохтонного чехла на востоке и западе Хатырского поднятия), были присоединены средняя и нижняя пластины /38, Григорьев и др. в этом сборнике /.

Как следует из изучения Олторской зоны, южнее Хатырского поднятия в сеноне, формировалось поднятие островодужного типа, которое отшнуровало участок океанской коры от Палеопацифики /37,58/. Смена в описанном разрезе кремнистых отложений флишем характеризует этап при-

ближения позднемиловых океанических комплексов к континентальной окраине и возникновение здесь структуры типа палеожелоба или депрессионной части окраинного моря. Заложение новообразованного окраинного моря произошло на океанической коре (периферическая часть плиты Кула и, возможно, частично плиты Исинаги) при приближении ее к континенту. Олистостромовая толща возникла на этапе окончательного формирования аккреционного комплекса.

Южная часть Корякского нагорья. Укэлайтская и Олоторская зоны

Материалы, полученные авторами данной статьи в последние годы, а также анализ уже имеющихся данных по этому региону позволяют многое уточнить в схеме взаимоотношений Укэлайтского прогиба с ограничивающими его с севера Корякскими структурами и расположенной к югу Олоторской зоной.

Укэлайтский флишевый прогиб, наиболее детально описанный Б.В.Ермаковым /27,28,29/, протягивается непрерывной полосой от бухт Анастасии и Дежнева на востоке, через Камчатский перешеек, на западное побережье п-ова Камчатка, составляя единое целое с выделяемым там Лесновским прогибом. С юга Укэлайтский прогиб ограничен Ватынским надвигом, по которому на слагающие его комплексы шарьированы отложения Олоторской зоны /1,2,3,8,35,44,45,46/. Необходимо отметить, что в подошве надвига прерывистой цепочкой прослеживаются олистостромовые отложения. Северное ограничение Укэлайтского-Лесновского прогиба построено несколько сложнее. Во многих местах контакт укэлайтских и корякских комплексов проходит по системе молодых сбросо-сдвиговых нарушений, которые затушевывают первоначальные, раннекайнозойские взаимоотношения. Лишь местами удастся установить, что Корякские структуры надвинуты на флишевые отложения Укэлайтского прогиба. Наиболее отчетливо это видно в верховьях р.Апука, на северных склонах хребта Пикась, по левым притокам р.Укэлайт. Непосредственно на флиш ложится тектоническая пластина, сложенная мощной толщей песчаников, гравелитов, алевролитов, аргиллитов, содержащей иноцерамы раннемаастрихтского возраста (данные В.П.Похиялайнена).

Стратиграфия Укэлайтского прогиба разработана чрезвычайно слабо, что обусловлено большими мощностями развитых здесь терригенных толщ, бедностью их макрофаунистическими остатками и почти полным отсутствием микрофауны, выделение которой практически невозможно из-за чрезвычайно интенсивного кливажа.

Наиболее древние (альб-туронские) отложения группируются вдоль северного борта прогиба, осевая часть которого сложена преимущественно терригенными образованиями кампан-палеоценового возраста. Наиболее интересными для палеогеографического анализа нам представляются кампанские толщи, так как этот уровень относительно хорошо охарактеризован фаунистически. В кампанское время на склонах Хатырского под-

нения в зоне действия волн формировались относительно мелководные морские отложения, сложенные конгломератами, полимиктовыми песчаниками и алевролитами /II/. Для них характерна обильная бентосная фауна, представленная преимущественно толстостенными иноцерамами.

Еще более широко развиты мощные толщи, состоящие из пачек ритмичного и неритмичного чередования песчаников, алевролитов и алевропелитов. Для этих толщ характерны пачки (до 100 м) песчано-глинистых микститов подводно-оползневой генезиса. Среди песчаников встречаются отложения дебризных зерновых потоков и хорошо отмытые контрастностроистые контуриты (большая часть "двухкомпонентного флиша" /29/). Изучение минерального состава разных типов песчаников показало, что контуриты относятся к субаркозам и наиболее близки субаркозам лесновской серии, развитой на западной части Камчатки. Песчаники, образовавшиеся за счет автокинетических потоков, подразделяются по составу на три группы. Среди них встречаются, в порядке убывания: полимиктовые, вулканомиктовые и граувакковые разности. Все они образовались за счет разрушения пород, слагающих Хатырское поднятие.

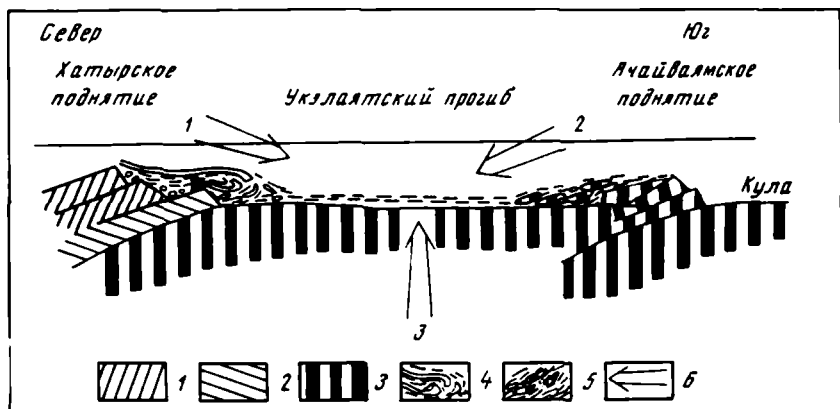
Еще южнее, на левобережье р.Укэляят, кампанский уровень представлен мощной 600-метровой толщей алевролитов, аргиллитов, содержащей мощные пачки песчано-глинистых микститов подводно-оползневой происхождения. Наиболее интересной и характерной чертой этого интервала является присутствие в нем хорошо прослеживающихся по простиранию пластов кремнистых пород (сургучно-красные яшмы, зеленоватые кремни), а также наличие значительной туфовой составляющей в терригенных породах. Кроме кремнистых разностей, здесь встречены два потока базальтов, которые по своим петрохимическим особенностям близки как к высокотитанистым толеитам Янранайского субавтохтонного комплекса, так и к некоторым разновидностям меловых базальтов Олюторской зоны, а также к базальтоидам, распространенным в терригенных толщах западной части Камчатки. Кроме макрофауны (иноцерамы группы Schmidt) в этой части разреза из кремнистых пород выделены радиолярии кампанского возраста. Кремнистые породы содержат многочисленный детрит призматических слоев толстостенных иноцерамов и, вероятно, являются своеобразными кремнистыми турбидитами, близкими по составу и генезису к кампанским кремнистым турбидитам, развитым в пределах Олюторской зоны в составе ватынской серии.

Анализ литологических особенностей пород Укэляятского прогиба и комплекса, шарьированного на него с севера, позволяет сделать вывод о том, что мы имеем дело с отложениями некогда единого бассейна, в котором можно установить и реконструировать отложения террасированного склона, где в пределах террас накапливались хорошо стратифицированные отложения мутьевых и зерновых потоков, а на эскарпах, соединяющих террасы, и близ подножия склона формировались подводно-оползневые образования. Следует отметить, что подводно-оползневые образования характер-

ны для кампанского уровня, но особенно широкое развитие они получили в маастрихте. Это, вероятно, обусловлено глобальной регрессией в маастрихтское время, приведшей к переходу со второго уровня лавинной седиментации на третий, более низкий /42/. В маастрихтское время подводно-оползневые отложения распространялись гораздо дальше на юг в центральную часть прогиба, где формировались преимущественно отложения контурных течений, которые обеспечивали вдольструктурный перенос аллохтонного (для прогиба) субаркозового материала, источник которого находился юго-западнее. При переносе субаркозового материала в север-северо-восточном направлении шло постепенное разбавление его материалом, поступающим с местных источников. Это следует из последовательного изменения составов песчаников в сторону уменьшения аркозовости при движении на север. Сходные комплексы обнаружены в нижней пластине янранайского комплекса /Григорьев и др. в этом сборнике/. Следовательно, эти комплексы накапливались в едином бассейне (окраинном море) седиментации, ограниченном с севера Хатырским поднятием (палеозойские, триасовые и верхнеюрско-нижнемеловые отложения). Этот бассейн, особенно в поздние стадии своего развития, был осложнен внутренними поднятиями (рис.2).

О л ю т р с к а я з о н а Корякского нагорья имеет сложное покровно-складчатое строение /1,3,4,35/. Сводный разрез верхнемеловых отложений зоны сложен в нижней части вулканогенно-кремнистой толщей ватынской серии, в верхней части - вулканогенно-осадочной ачайваймской свитой.

Общей закономерностью строения ватынской серии является постепенная смена снизу вверх по разрезу вулканогенных образований кремнистыми. Почти повсеместно разрез ватынских отложений венчается пачкой серых или зеленовато-серых кремней. Возраст этих кремней, на основании определения радиолярий, а также по присутствию в непосредственной близости от контакта с перекрывающими их отложениями ачайваймской свиты обломков иноцерамов, принимается за кампанский. Контакт ватынских и ачайваймских пород производит впечатление согласного - на кремнях залегают грубые туфы и туфоконгломераты, лишь в хребте Майно-Какыйны описано угловое несогласие в основании ачайваймской свиты /30/, но оно проявлено локально. В то же время, прослеживая контакты по простираанию, устанавливается, что ачайваймская свита ложится на ватынскую серию разными своими горизонтами. Кроме того, при рассмотрении олистостромовых образований, располагающихся в подошве Ватынского покрова, установлено, что хотя состав их обломочной части разновозрастный (яшмы и кремни раннемезозойского и мелового возраста), в них полностью отсутствуют обломки ачайваймской серии пород, а блоки ватынских пород попадали в олистострому в уже деформированном виде (видны реликты складок) /4,45,46/. Возраст матрикса олистостромы, согласно находкам микрофауны и макрофауны, является маастрихтским /47/.



Р и с. 2. Схема седиментации в Укэляйтском терригенном прогибе в раннемасстрихтское время (масштабы вертикальный и горизонтальный искажены)

1 – раннемезозойские океанические образования в структуре Хатырского поднятия; 2 – позднелюрско-раннемеловые океанические образования в структуре Хатырского поднятия; 3 – позднемеловая океаническая кора; 4 – подводно-оползневые отложения северного борта прогиба; 5 – олистостромовые отложения южного борта прогиба; 6 – основные источники терригенного материала. Стрелки указывают направление перемещения; номера на стрелках: 1 – снос с Хатырского поднятия в виде оползней, турбидитов и зерновых потоков, 2 – снос с Ачайваймского поднятия в виде оползней, 3 – вдольструктурный перенос подводными течениями, преимущественно аллохтонного субарктового материала

Эти факты приводят к выводу, что на рубеже позднего кампана-раннего маастрихта комплексы Олюторской зоны претерпели локальную складчатость, и, что весьма вероятно, область максимального ее проявления погребена ныне под Ватынским покровом. "Океанические олистостромы", развитые на побережье Олюторского полуострова /9/, являются, по нашему мнению, терригенным меланжем и поэтому не рассматриваются.

Ачайваймская свита имеет двучленное строение. Ее нижняя часть – мощная толща разнообразных по размерам туфов (вплоть до туфоконгломератов), лав и вулканомиктовых песчаников. Мощность ее в ряде разрезов превышает 2 км (район бухт Натальи и Северной Глубокой). Верхняя часть свиты согласно залегает на нижней. Контакт прослежен нами во многих местах. На туфогенно-осадочной толще без следов перемыва залегают кремни, часто яшмовидные, черные, красноватые или фиолетовые. Вверх по разрезу они постепенно сменяются туфогенно-кремнистым флишем, а затем толщей алевролитов, аргиллитов и песчаников. Количество песчаников вверх по разрезу увеличивается, в них появляются угли и остатки углефицированной флоры. Общая мощность свиты достигает 2500 м.

Для палинспастического разворота покровных структур Олюторской зо-

ны и восстановления первичного латерального расположения верхнемеловых комплексов наиболее информативными оказались отложения кампанского уровня ватынской серии /Астраханцев и др. в этом сборнике/. Обычно эти отложения легко выделяются, так как в них во множестве присутствуют остатки макрофауны (иноцерамы). В нижней пластине (разрез р.Снеговой) кампанская часть ватынской серии представлена мощной толщей базальтов от афировых до плагиопорфировых с крупными выделениями плагиоклаза и миндалекаменных. Мощность этого разреза достигает 1200 м. Среди лав прослеживаются на нескольких уровнях пачки красных яшм и зеленоватых кремней и туфо-силицитов.

В вышележащей пластине (разрез озера Эпильчик) характер кампанских отложений иной. Мощность разреза падает до 600 м. Вулканыты, среди которых плагиопорфировые толеиты практически отсутствуют, располагаются преимущественно в нижней части разреза. Они представлены спилитизированными базальтами, близкими по содержанию Ti и K к базальтам СОХ /66,103,104/. Верхнюю часть разреза составляют туфогенные, кремнисто-туфогенные и кремнистые породы с редкими потоками базальтов и, что является характерным для этого разреза, линзами кремнистых, видимо доломитизированных, розовых известняков. Пластина, занимающая более высокое положение в системе покровов, имеет в Олюторской зоне максимальное распространение. По обилию красных яшм и силицитов она получила название "красной ватыны" или "матыскенский разрез". Кампанский уровень в этой пластине сложен мощной толщей ярко-красных сургучных яшм, серых и темно-серых кремней, туфосилицитов и кремнистых турбидитов. Пачки подушечных базальтов располагаются только в нижней части разреза и в целом не характерны для этой пластины. Верхняя часть разреза почти повсеместно сложена толщей серых слоистых, часто комковатых, кремней. Мощность "матыскенской пластины" в наиболее полных разрезах достигает 500-600 м, причем большая часть мощности приходится на кремнистые турбидиты.

Отложения ватынской серии, входящие в состав четвертой, самой верхней из выделяемых нами пластин, вскрываются в береговых обрывах в районе бухты Северная Глубокая. Разрез интенсивно нарушен. Суммируя данные по разным участкам, мы считаем, что кампанские или сантон-кампанские отложения в этом районе, представленные толщей преимущественно аргиллит-алевролитового состава с кремнистыми разностями пород (окремненные алевролиты, аргиллиты), черными и серыми кремнями, а также прослоями неярких яшм. Кроме этого, нами отнесены к кампанским отложениям пачки шаровых, часто миндалекаменных базальтов. Вследствие интенсивной тектоники и резко различной компетенции пород, контакты между алевролитами и базальтами в большей части отложений являются сорванными.

Как уже отмечалось выше, все охарактеризованные разрезы ватынских отложений субогласно перекрываются мощной вулканогенно-осадочной толщей нижней части ачайвалмской свиты. Формирование этой толщи про-

исходило в условиях, близких к островодужным. Петро- и геохимические характеристики базальтоидов указывают на возможность их формирования в примитивных, незрелых островных дугах /67/. Степень изученности региона, к сожалению, не позволяет в настоящее время восстановить закономерности фациальных изменений нижнеачайвямской подсвиты по латерали. Можно констатировать, что для толщи в целом характерны быстрые латеральные переходы от лавовых фаций в туфогенные и туфогенно-осадочные. Установлено, что распределение типов разреза ватынских отложений (от пластины к пластине) не связано с определенными типами островодужного комплекса. Это приводит нас к выводу, что заложение ачайвямской островной дуги произошло косо по отношению к латеральной зональности ватынского седиментационного бассейна.

Начавшись практически одновременно на огромной территории (ниже показано, что аналогичные комплексы и соотношения устанавливаются и на Камчатке), островодужный вулканизм также повсеместно закончился в позднем маастрихте. На только что сформировавшихся туфах без видимых следов перемыча и углового несогласия продолжилось кремненакопление, прерванное в конце кампана. Условия осадконакопления в некоторых областях позднеачайвямского бассейна настолько повторяли условия, существовавшие в позднем кампане, что это привело к формированию ряда разрезов, внешне чрезвычайно похожих на разрезы ватынских отложений. Кремнистое осадконакопление в конце палеоцена сменилось туфогенно-терригенным, субфлишеидным.

После формирования верхнеачайвямской подсвиты область седиментации претерпела как минимум два этапа деформаций. В результате первого этапа сформировались откартированные нами в северной части Олоторского полуострова четыре тектонические пластины (аккреционный комплекс). При последующей деформации (в конце палеоцена?) этот аккреционный комплекс был шарьирован на флишевые комплексы Узкаяйтского прогиба и дислоцирован в запрокинутые к северу и лежащие складки, осложненные субвертикальными разрывами. В ряде случаев фиксируются локальные системы разрывов, падающих к югу и формирующих мелкочешуйчатую структуру. Примером такой структуры может являться район междуречья Ильпи-Итчайвям. Образование этих разрывов, по-видимому, связано с эффектом ретрошарьирования, широко распространенным в линейных складчатых зонах. На западе, на правом берегу р.Вывенка были сформированы крупные покровные пластины, сложенные габбро-гипербазитовыми массивами и сорванные по отношению к подстилающим их отложениям ватынской серии, которые смяты в систему лежащих складок /4,35/. Позднее сформированная структура была вторично изогнута. Подтверждением этого является разворот структуры из субширотных в субмеридиональные, который фиксируется в районе среднего-нижнего течения р.Ватын и на восточном побережье Олоторского полуострова.

К югу от Олюторской структурно-формационной зоны, в Срединном хребте Камчатского полуострова известны аналогичные вышеописанным отложения вулканогенно-осадочные комплексы ирунейской серии, которые по Лесновскому надвику шарьированы на терригенные отложения лесновской серии, образующие относительный автохтон /25,71/. В строении аляхотона выделяются два основных типа разреза, включающие три отличающиеся по составу комплекса: нижний - яшмово-базальтовый, средний - кремнисто-диабазовый и верхний - эффузивно-туфовый. Яшмово-базальтовый комплекс развит на западном склоне хребта, эффузивно-туфовый - только на восточном, кремнисто-диабазовый встречается как на западном, так и на восточном склонах. Взаимоотношения между разрезами западного и восточного склонов неопределимы из-за перекрытия кайнозойскими образованиями неоавтохтона.

Яшмово-базальтовый комплекс сложен высокотитанистыми толеитами с подушечной отдельностью с прослоями и линзами красно-бурых кремнистых аргиллитов, сургучно-красных яшм, редко пелитоморфных розовых известняков, а также с горизонтами туффитов, тефроидов и гравийных туфов. Мощность комплекса крайне изменчива и колеблется от нескольких до 400 м.

Вверх по разрезу с постепенным переходом залегает толща переслаивающихся буро-зеленых тефроидов, туфов и серых полосчатых кремней кремнисто-диабазового комплекса. В нижних частях разреза комплекса (верховья р. Вай-Геченаны) встречаются редкие линзы и маломощные прослои сургучно-красных яшм с прослоями красно-бурых кремнистых аргиллитов, чередующиеся с пелитовыми и псаммитовыми туфами и туфопесчаниками. Выше по разрезу определяющую роль играют зеленовато-серые и серые кремни. Для комплекса характерно присутствие многочисленных, согласных напластованию вмещающих толщ пластовых тел диабазов, помимо потоков, часть которых определенно носит субинтрузивный характер. Мощность комплекса достигает 800-1000 м.

На восточном склоне Срединного хребта образования кремнисто-диабазового комплекса перекрываются мощной, сложно построенной эффузивно-туфовой толщей, определяющую роль в строении которой играют псефтитовые туфы, туффиты и эффузивы основного-кислого состава, по химизму относимые к известково-щелочной серии. Характерны многочисленные субинтрузивные тела, секущие вмещающие толщи. Среди них выделяются две магматические серии: известково-щелочная, состав пород которой меняется от габбро-диоритов до кварцевых диоритов, и шопонитовая. Мощность комплекса составляет 750-800 м.

Возраст яшмово-базальтового и кремнисто-диабазового комплекса на основании отдельных находок иноцерамов из группы Schmidt1 определяется как сантон-кампанский.

Отсутствие органических остатков и крайне сильная степень дисло-

пированности пород лесновской серии при современной степени изученности позволяют отметить лишь некоторые характерные особенности строения толщ. Основная по мощности часть разреза представлена чередованием песчаников, алевролитов и аргиллитов. Показателен однообразный субаркозовый состав песчаников, главными компонентами которых служат обломки кварца и пелитизированных кислых плагиоклазов /21/. Наряду с ними присутствуют обломки сиалических пород – гнейсов, кварцитов, серицит-кварцевых сланцев. В верхних частях разрезов локально встречаются маломощные прослои кремнистых алевролитов и кремней.

Особый интерес представляет наличие экзотических глыб, хаотически располагающихся в терригенной толще на 100–200 м ниже подошвы надвига. По составу глыбы отличны от аналогичных пород вулканогенно-осадочной ирунейской серии и представляют собой туфогенные гравелиты, переходящие в туфопесчаники, черные и серые кремни, базальты с подушечной отдельностью. Присутствие пластов аналогичных пород на юге Лесновского надвига среди терригенных отложений хозгонской свиты, позволяет сделать вывод, что экзотические глыбы в лесновской серии представляют собой тектонический меланж /72/.

Геохимическое изучение вулканогенных комплексов Камчатского перешейка /64/ показало гетерогенность магмогенерирующих условий формирования вулканических серий. По характеру поведения петрогенных и малых, в том числе и редкоземельных элементов, высокотитанистые толенты и ферробазальты яшмово-базальтового и терригенного комплексов близки к базальтам, возникающим в рифтогенных структурах окраинных морей /87, 88/.

Приведенные в статье данные позволяют обсудить целый ряд поставленных вопросов и предложить схему развития региона. Поскольку начало собственно островодужного этапа в Олюторской зоне относится к маастрихтскому веку, то к этому же времени следует относить и окончательное становление системы окраинное море–островная дуга. Начало структурной перестройки приходится, в таком случае, на поздний кампан. В докампанское время мы предполагаем подвиг океанической коры позднеюрско-раннемелового возраста под Хатырское поднятие. Часть этой коры осталась не уничтоженной и составляет Алеутскую котловину Берингова моря /79, 109/. Другая часть вошла в структуру аккреционного комплекса в виде самостоятельной пластины (верхняя пластина в яранайском комплексе) /38, 57/. В это же время (альб–кампан) на южном приокеаническом склоне Хатырского поднятия формировались туфо-терригенные толщи, аналоги которых мы можем найти по другую сторону Берингова моря в террейне Чугач на Аляске /28, 78, 92, 105, 106, 112/. Частично эти толщи также вошли в состав аккреционного комплекса. Первый этап скупивания на юге рассмотренного региона можно фиксировать по появлению деформированных олистолитов ватынской серии в олистостроме позднемаястрихтского возраста (правобережье р. Вывенки, верховья р. Апуки). Отсутствие в составе олистолитов обломков габбро-гипербазитового комплекса свиде-

тельствует о его оторванности от пород ватынской серии и о более позднем выведении в верхний горизонт коры. Отсутствие среди олистолитов обломков пород ачайвалянской серии подтверждает маастрихтский возраст олистостромы и говорит о том, что наиболее ранние деформации океанических комплексов Олоторской зоны происходили до формирования собственно островодужной формации. В связи со скучиванием коры, в океаническом бассейне возникло поднятие, которое отчленило задуговой бассейн с терригенной седиментацией. Отсутствие строгой приуроченности определенного типа разреза ачайвалянской свиты к определенному типу разреза ватынской серии может рассматриваться как косое наложение структуры островной дуги на более раннюю океаническую зональность. Исследуя олоторский аккреционный комплекс, мы приходим к выводу, что в него собраны различные фрагменты океанической коры северо-западной Пацифики, которую многие рассматривают как плиту Кула. Эти фрагменты можно идентифицировать с океаническими поднятиями и с депрессионными котловинами. При проведении палинспастических реконструкций возникают определенные трудности из-за наложения нескольких этапов деформации. По этой причине нельзя воспользоваться стандартной методикой их проведения /Ю,51/. При геологическом картировании нами была установлена следующая последовательность пластин сверху вниз: Матыскенская, Эпильчикская, Снеговая /Астраханцев и др. в этом сборнике/. Деформации слагающих их комплексов настолько значительны, что однозначно интерпретировать вергентность структур невозможно. С одинаковой степенью вероятности можно разворачивать покровный пакет в обе стороны. Более однозначный материал для решения этой задачи дает формационный анализ отложений указанных пластин и разновозрастных толщ соседних зон. В результате такого анализа становится ясно, что аналогов снегового типа разреза в более северных зонах не известно. Наоборот, матыскенский тип разреза наиболее близок по своему строению и стилю кремненакопления к кремнистым толщам Укэлятского прогиба. Таким образом, развертка покровов приобретает следующую с севера на юг последовательность пластин: Матыскенская, Эпильчинская, Снеговая. Для обеспечения наблюдаемых структурных взаимоотношений между ними следует предполагать поддвиг более южных пластин под более северные.

Современным аналогом мощного вулканогенного разреза Снеговой пластины могут быть океанические вулканические поднятия или подводные горы /20/. О существовании среди вулканогенных пород ватынской серии комплексов, сопоставимых с океаническими поднятиями уже указывалось на основании геохимических данных /65,66/. Вероятно, именно поддвиг океанического поднятия привел к сильнейшим деформациям и тектоническому расслоению пододвигающейся плиты. Уровень срыва был локализован внутри базальтового слоя океанской коры. Об этом можно судить по отсутствию нижних членов офиолитовой ассоциации. Следует заметить, что, поскольку верхняя часть океанской литосферы была отщеплена от ее субдуцирующей части и вовлечена в аккреционный комплекс, то роль пела-

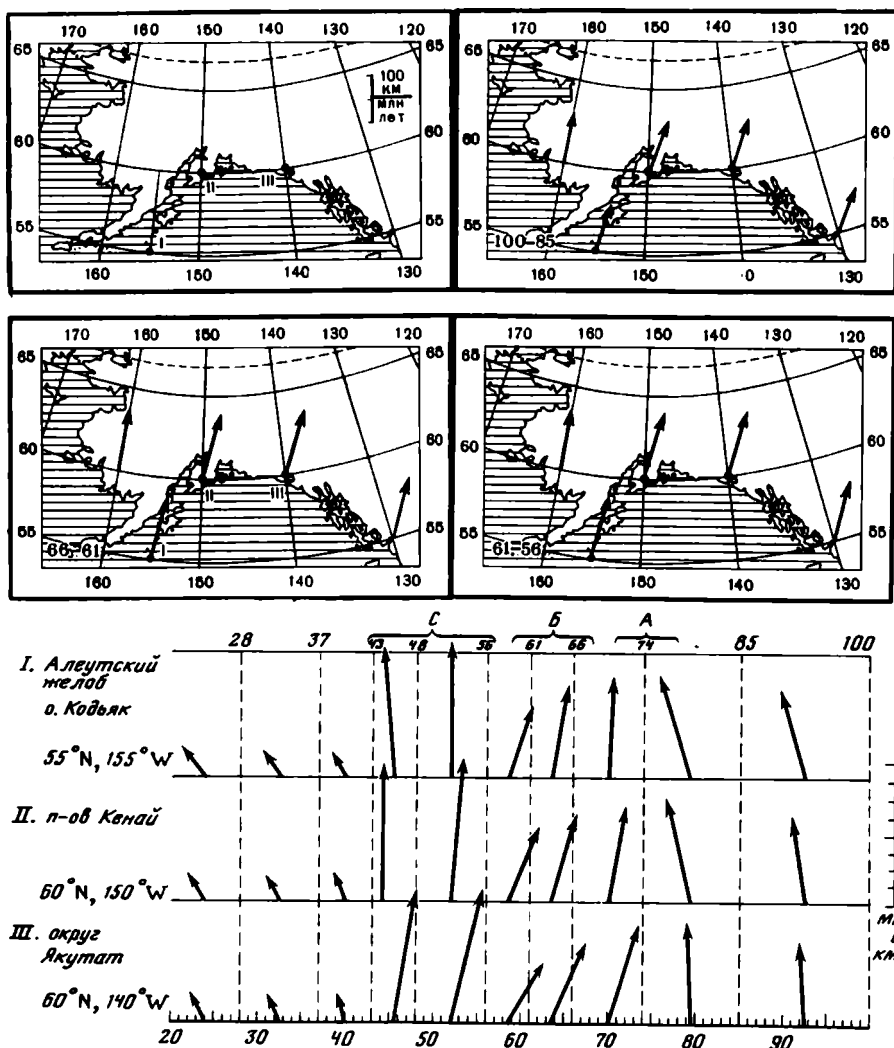
гических осадков в магмогенерации маастрихт-палеоценового островодужного цикла предполагается исчезающе малой. Их влияние, возможно, чувствуется в некотором обогащении толеитов островодужной серии крупноионными литофилами, а также легкими редкими землями. Содержание этих элементов при относительно высокой степени плавления, установленной для пород указанной серии, позволяет предположить изначальное обогащение ими плавящегося субстрата. Наличие андезитов среди пород островодужных серий предполагает и участие флюида. Таким флюидом могла быть океаническая вода, захваченная пододвигающейся плитой /49,85,86/. Это находит подтверждение в изотопных характеристиках "первичномагматической воды" андезитов современных вулканов Камчатки /59/.

Регионально проявленный метаморфизм пренит-пумпелиит-цоизитовой фации, отсутствие метаморфизма глаукофанового и зеленосланцевого типов позволяет предположить формирование аккреционного комплекса в условиях низкотемпературного градиента на глубинах 6–12 км, учитывая, что на этой ступени метаморфизма избыточное давление за счет стресса может достигать 1/3 от литостатического. Вероятно, тектоническое расслоение и аккреция описанных комплексов происходила в интервале глубин 4–9 км. Известно, что явление тектонической расслоенности может проявляться на любых уровнях земной коры /17,60/.

В нашем случае не наблюдается синхронности задугового спрединга с максимумом островодужного вулканизма. Единственный кратковременный этап задугового спрединга приходится на кампанское время, максимум островодужного вулканизма на позднемаастрихт-датское время. Нельзя однозначно решить, с чем это связано, но можно предполагать, что большинство особенностей объясняется гетерогенным составом и молодым возрастом океанической коры плиты Кула, ее высокой плавучестью и сложностью ее уничтожения в зоне субдукции.

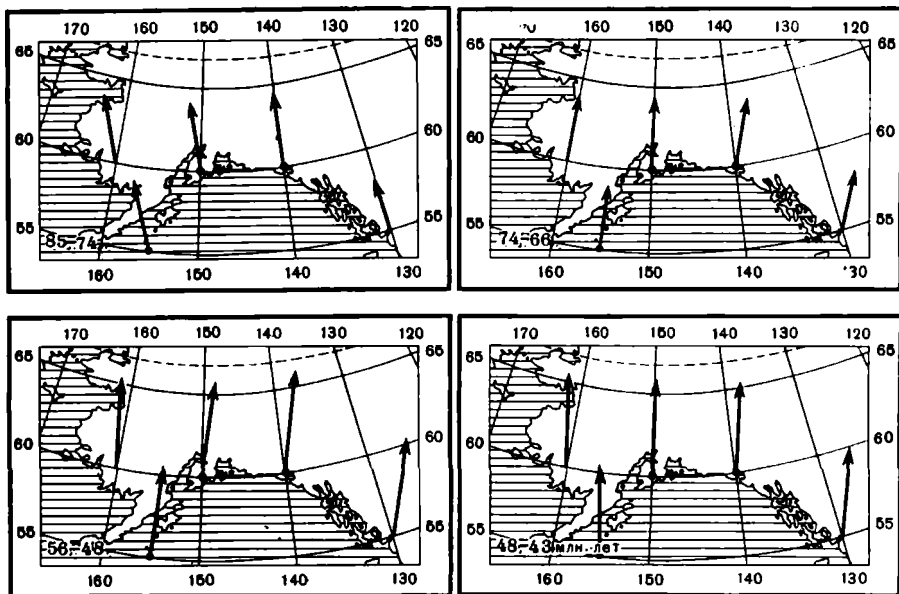
Два хорошо морфологически оформленных поднятия – Хатырское на севере и Ачайвайское на юге – служили эффективными препятствиями для распространения терригенного материала, и его распространение свелось к вдольструктурному переносу подводными течениями преимущественно с юга на север. Такое заключение можно сделать, исходя из чрезвычайно однотипного субаркозового состава песчаников, учитывая, что на севере мы не находим возможного источника такого материала, а на юге им могли быть метаморфические комплексы центральной части Камчатки. Кроме того, доля аркозового материала последовательно уменьшается с юга на север.

По литературным данным можно сказать, что сходные комплексы и те же этапы развития устанавливаются и в Южной Аляске. Это говорит о высокой степени синхронности тектонических процессов в Беринговоморском регионе /78,92,105,107,112,115,116/. Палеомагнитные данные свидетельствуют о значительных (до 3000 км) перемещениях в северном направлении позднемиоценовых-палеоценовых образований Южной Аляски (террейны Чугач, Принс-Вильямс) /83,106,107,115/. Сходство развития Корякско-Камчатс-



Р и с.3. Движение океанических плит относительно п-ова Аляска /83/

На картах показано изменение вектора движения океанических плит относительно Аляски. Контуры Аляски даны по современной береговой линии, хотя континентальная окраина формировалась в течение всего рассматриваемого интервала. Вектора относятся: I - к Алеутскому жёлобу, II - к п-ову Кенай, III - к округу Якутат. На диаграмме векторы соответствуют средней скорости движения океанической плиты за временной интервал. От 100 до 43 млн лет движение плиты Кула, после 43 млн лет - Тихоокеанской; А - время отчленения Укэлаятского окраинного моря; Б - максимум ачайвайянского вулканизма; С - становление Ватынского тектонического покрова



кого региона и Южной Аляски делает применение кинематики плиты Кула, рассчитанной относительно Аляски, вполне обоснованной и для Южной Кореи /83, II5/. На рис.3 хорошо видно, что окончательное становление Ватинского покрова в эоцене хорошо коррелируется с изменением вектора движения плиты Кула и с резким (почти в 2 раза) увеличением скорости движения. Подобное событие в кампанское время привело к перестройке структурного плана и началу формирования системы островная дуга-океанное море.

Подводя итоги, можно сказать следующее.

1. Изучение разновозрастных структурно-формационных комплексов показало, что имеется возможность восстановить на основе палинспастических реконструкций и изучения вещественного состава пород латеральный ряд - край континента-океанное море-островодужное поднятие-океан.
2. Эпохи активного задугового спрединга не совпадают с эпохами максимального островодужного вулканизма.
3. Развитие мощных аккреционных процессов может быть связано с трудностью субдукции океанических поднятий и малым возрастом океанической коры (40 млн лет), что обеспечивало ее хорошую "плаучесть".
4. Аккреция происходила за счет подвига океанических комплексов при активном тектоническом расслоении верхней части литосферы и дифференцированном смещении литопластин.

5. Уровень тектонических срывов приходится на базальтовый слой.

6. В краевом бассейне центр спрединга действовал очень кратковременно и лишь на начальном этапе развития активной континентальной окраины.

7. Отмечается высокая степень синхронности этапов развития Южной Корякии с Южной Аляской. Это позволяет предполагать общий стиль тектонического развития за последние 85 млн лет (время возникновения плиты Кула).

8. Изложенный материал показывает применимость наиболее разработанных мобилистических реконструкций на основе тектоники плит.

Л и т е р а т у р а

- I. Александров А.А., Богданов Н.А., Паланджан С.А., Чехович В.Д. О тектонике северной части Олюторской зоны Корякского нагорья// Геотектоника. 1980. № 3. С. III-122.
2. Алексеев Э.С. Основные черты развития и структуры южной части Корякского нагорья// Там же. 1979. № I. С. 85-95.
3. Алексеев Э.С. Офиолитовые комплексы южной части Корякского нагорья// Там же. 1982. № 4. С. 87-98.
4. Астраханцев О.В., Казимиров А.Д., Крылов К.А., Федоров П.И. Положение гипербазит-габбровых комплексов в структуре Олюторской зоны (Корякское нагорье)// Офиолиты восточной окраины Азии: Тез. докл. Хабаровск, ИГиГ ДВНЦ АН СССР 1986. С. 50-52.
5. Баранов В.В., Зоненшайн Л.П. Геодинамика и позднекайнозойская эволюция переходной зоны от Тихого океана к Азиатскому континенту: 27-й МК: Докл. Т.7. М.: Наука, 1984.
6. Бергер В. Глубоководное осадконакопление// Геология континентальных окраин. М.: Мир, 1979, Т. I. С. 239-271.
7. Богданов Н.А., Хаин В.Е. Основные этапы эволюции земной коры Филиппинского региона// Геология дна Филиппинского моря. М.: Наука, 1980. С. 243-250.
8. Богданов Н.А., Чехович В.Д., Сухов А.Н. и др. Тектоника Олюторской зоны// Очерки тектоники Корякского нагорья. М.: Наука, 1982. С. 189-217.
9. Богданов Н.А., Вишневская В.С., Сухов А.Н. и др. Океанические олистостромы западного побережья Алеутской впадины (Берингово море)// Геотектоника. 1982. № 5. С. 74-81.
10. Борукаев Н.Б. О палинспастических построениях// Там же. 1970. № 6. с. 85-97.
11. Бялобжеский С.Г., Григорьев В.Н., Казимиров А.Д. и др. Сравнительная петрохимическая характеристика базальтоидов Корякского хребта в связи с тектоническим развитием района// Там же. 1981. № 3. С. 94-104.
12. Бялобжеский С.Г., Руженцев С.В., Соколов С.Д. Верхнемеловые отло-

- жения хребта Расчлененного// Докл. АН СССР. 1982. Т.266, № 1. С.199-201.
13. Вишневская В.С., Сухов А.Н., Чехович В.Д. Возраст ватынской серии (Олюторская зона Корякского нагорья)// Изв. АН СССР. Сер. геол. 1981. № 12. С.71-78.
 14. Вишневская В.С. Корреляция позднемеловых вулканогенно-кремнистых разрезов Берингоморского региона по радиоляриям// Экология и биогеография микроорганизмов (фораминиферы, остракоды, радиолярии, наннопланктон) в связи с совершенствованием детальных стратиграфических схем: Тез. докл. Москва, ГИН АН СССР. С.35-36.
 15. 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.
 16. Геология Корякского нагорья. М.: Госгортехиздат. 1963. 183 с.
 17. Геология дна Филиппинского моря. М.: Наука, 1980. 261 с.
 18. Гизе П. Горизонтальная неоднородность Западной Камчатки в зонах коллизии// Исследование литосферы и астеносферы на длинных профилях ГСЗ. М.: Наука, 1980. С.59-78.
 19. Гнибиденко Г.С. Тектоника дна окраинных морей Дальнего Востока. М.: Наука, 1974. 211 с.
 20. Городницкий А.М. Строение океанской литосферы и формирование подводных гор. М.: Наука, 1985. 166 с.
 21. Гречин В.И. Верхнемеловые вулканогенно-осадочные формации различных структурно-формационных зон Камчатки// Осадкообразование и вулканизм в геосинклинальных бассейнах. М.: Наука, 1979. С.130-149.
 22. Григорьев В.Н., Крылов К.А., Соколов С.Д. Верхнемеловые отложения центральной части Корякского нагорья// Очерки по геологии Востока СССР. М.: Наука, 1986. С.58-80.
 23. Григорьев В.Н., Крылов К.А., Соколов С.Д. Основные формационные типы мезозойских отложений Корякского нагорья и их тектоническое значение// Раннегеосинклинальные формации и структуры. М.: Наука, 1987. С.125-173.
 24. Григорьев В.Н., Крылов К.А., Соколов С.Д. Офиолиты Корякского нагорья// Офиолиты восточной окраины Азии. Хабаровск, ИГиГ ДВНЦ АН СССР, 1986. С.12-14.
 25. Григорьев В.Н., Шапиро М.Н. Верхнемеловые вулканы перешейки Камчатки// Тихоокеан. геология. 1986. № 4. С.58-66.
 26. Григорьев В.Н., Казмиров А.Д., Крылов К.А., Соколов С.Д. Структурное положение и петрохимия датско-палеоценовых базальтоидов Алякватваамской зоны Корякского нагорья// Геотектоника. 1984. № 3. С.58-49.
 27. Егизаров Б.Х., Дундо О.П., Верещагин В.Н. и др. Геология и полезные ископаемые Корякского нагорья. Л.: Недра, 1965. 343 с.

28. Ермаков Б.В. Укэлайтско-Шумагинской прогиб Корякии и Южной Аляски// Геология и геофизика. 1975. № 6. С.42-46.
29. Ермаков Б.В., Супруненко О.И. Строение и условия формирования позднемеловых и миоценовых образований Корякско-Камчатской области.// Сов. геология. 1975. № 12. С.53-65.
30. Жамойда А.И. Биостратиграфия мезозойских кремнистых толщ Востока СССР. Л.: Недра, 1972. 243 с.
31. Золотарев Б.П. Петрология базальтов современного океана в связи с их тектонической позицией// Геотектоника. 1979. № 1. С.3-15.
32. Зоненшайн Л.П., Савостин Л.А. Введение в геодинамику. М.: Недра, 1979. 164 с.
33. Зоненшайн Л.П., Савостин Л.А., Седов А.П. Глобальные палеогеодинамические реконструкции для последних 160 млн лет// Геотектоника. 1984. № 3. С.3-17.
34. Игуменцев С.П., Мигович И.М., Терехова Г.П., Эпштейн О.Г. О двух этапах кремненакопления в восточной части Корякского нагорья// Докл. АН СССР. 1976. Т.230, № 2. С.406-409.
35. Казимиров А.Д.; Крылов К.А., Федоров П.И., Астраханцев О.В. Тектоническая структура фронтальной части Ватынского покрова (Корякское нагорье)// Проблемы эволюции литосферы. М.: Наука, 1985. С.20-21.
36. Коноваленко А.А., Салин Д.С., Соловьев В.А., Храмов Н.А. Структурно-формационные зоны Олюторского прогиба и его тектоническая природа// Принципы тектонического районирования. Владивосток, ИГиГ ДВНЦ АН СССР, 1975. С.236-242.
37. Колтыпин А.В., Кононов М.В. История формирования Южно-Корякских позднемеловых-палеогеновых островных дуг// Бюл. МОИП. Отд. геол. 1986. Т.61, № 4. С.25-38.
38. Крылов К.А. Янранайский структурно-формационный комплекс - вопросы интерпретации (Корякский хребет)// У конф. молодых научных сотрудников ГИН АН СССР: Тез. докл. М., 1986. С.3.
39. Кульм Л.Д., Фаулер Дж. Структура и стратиграфия орегонской континентальной окраины: Проверка модели чешуйчатых надвигов// Геология континентальных окраин. М.: Мир, 1979. Т.1. С.291-316.
40. Лисицын А.П. Процессы океанской седиментации// Литология и геохимия. М.: Наука, 1978. 392 с.
41. Лисицын А.П. Общие закономерности строения осадочной толщи океанов// Геологическая история океана. М.: Наука, 1980. С.36-103.
42. Лисицын А.П. Лавинная седиментация, изменения уровня океана, перерывы и пелагическое осадконакопление// Глобальные закономерности: 27-й МГК: Тез. докл. М.: Наука, 1984. С.220-221.
43. Марков М.С. Краткий очерк геологии островных дуг Филиппинского региона// Геология дна Филиппинского моря. М.: Наука, 1980. С.237-242.

44. Митрофанов Н.П. О положении позднемелового офиолитового комплекса на юге Центрально-Корякской складчатой зоны// Изв. вузов. Геология и разведка. 1982. № II. С.34-40.
45. Митрофанов Н.П. Геология, магматизм и оловосность юго-западной части Центрально-Корякской складчатой зоны: Автореф. дисс. ... канд. геол.-минерал. наук. М., 1977. 24 с.
46. Митрофанов Н.П. Ватынский тектонический покров в Центрально-Корякской складчатой зоне// Геология и геофизика. 1977. № 4. С.144-149.
47. Митрофанов Н.П., Шелудченко С.Д. О возрасте терригенных отложений на юго-западе Центрально-Камчатской складчатой зоны// Геология и геофизика. 1981. № 4. С.128-131.
48. Пушаровский Д.М., Руженцев С.В. Геологические особенности современных и древних океанов// Докл. АН СССР. 1983. Т.270. № 2. С.404-406.
49. Рингвуд А.Е. Состав и петрология мантии Земли. М.: Недра, 1981. 584 с.
50. Ронов А.Б., Хаин В.Е., Балуховский А.Н. Количественные закономерности распространения осадков в океанах// Литология и полез. ископаемые. 1986. № 2. С.3-16.
51. Руженцев С.В., Белов А.А. К проблеме палеотектонических и палеогеографических реконструкций в областях складчато-покровного строения// Геотектоника. 1973. № 4. С.18-33.
52. Руженцев С.В., Марков М.С., Некрасов Г.Е., Бялобжеский С.Г. Краевые моря древних геосинклинальных областей// Там же. 1977. № 5. С.95-113.
53. Руженцев С.В., Бялобжеский С.Г., Григорьев В.Н. и др. Тектоника Корякского хребта// Очерки тектоники Корякского нагорья. М.: Наука, 1982. С.136-180.
54. Руженцев С.В. Океаны и палеоокеаны// Осадочный чехол дна Мирового океана и суши по данным сейсморазведки. М.: Наука, 1984. С.10-27.
55. Руженцев С.В. Юрско-меловые кремнистые отложения складчатых поясов и океанов// Докл. АН СССР. 1984. Т.274, № 6. С.1444-1447.
56. Сили Д.Р., Вейль П.Р., Уилтон Дж.Дж. Модель внутреннего склона глубоководного желоба// Геология континентальных окраин. М.: Мир, 1979. Т.1. С.276-290.
57. Соколов С.Д., Григорьев В.Н., Зинкевич В.П. и др. Аккреция и тектоническая расслоенность в структурах Корякского нагорья и Камчатки// Актуальные проблемы тектоники СССР и закономерности размещения полезных ископаемых: Тез. докл. М., ГИН АН СССР, 1987. С.61-63.
58. Сухов А.Н. Вулканогенный комплекс Олюторского хребта (Корякское нагорье)// Изв. АН СССР. Сер. геол. 1983. № 10. С.12-27.

59. Таран Д.А., Покровский Б.Г., Дубик Д.М. Изотопный состав и происхождение воды в андезитовых магмах// XI Всесоюз. симпоз. по геохимии изотопов: Тез. докл. М., ГЕОХИ АН СССР, 1986. С.337.
60. Тектоническая расслоенность литосферы новейших подвижных поясов. М.: Наука, 1982. II5 с.
61. Тильман С.М., Парфенов Л.М., Натанов Л.М. Аккреционная тектоника и черты металлогении Северо-Востока СССР// Актуальные проблемы тектоники СССР и закономерности размещения полезных ископаемых: Тез. докл. ГИН АН СССР. М., 1987. С.63-64.
62. Тильман С.М., Бялобжеский С.Г., Чехов А.Д. Тектоника и история развития Корякской геосинклинальной системы// Очерки тектоники Корякского нагорья. М.: Наука, 1982. С.5-30.
63. Уеда С. Тектоника пограничных зон между океаном и континентом в западной части Тихого океана// Строение и динамика зон перехода от континента к океану. М.: Наука, 1986. С.23-30.
64. Федоров П.И. Геохимическая специализация позднемеловых вулканитов Камчатского перешейка// Геохимия магматических пород: Тез. докл. XII Всесоюз. семинара. М.: ГЕОХИ, 1986. С.105.
65. Федорчук А.В. Океанические базальты Олюторского хребта Корякского нагорья// Тихоокеан. геология. 1984. № 1. С.37-46.
66. Федорчук А.В. Эволюция базальтового вулканизма офиолитовых ассоциаций (на примере востока Олюторской зоны)// Офиолиты восточной окраины Азии: Тез. докл. Хабаровск: ИГи7 ДВНЦ АН СССР, 1986. С.47-50.
67. Федорчук А.В. Геология кремнисто-вулканогенных образований Олюторского хребта: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. М., 1985. 24 с.
68. Хатертон Т. Активные континентальные окраины и островные дуги// Геология континентальных окраин. М.: Мир, 1979. Т.1. С.108-119.
69. Хворова И.В., Руженцев С.В. Сравнение отложений палеозойских геосинклиналей, современных краевых морей и океанов. Сообщение I. Отложения краевых морей и смежных участков океана// Литология и полез. ископаемые. 1985. № 5. С.3-15.
70. Фон Хуне Р. Осадки современных глубоководных желобов// Геология континентальных окраин. М.: Мир, 1979. Т.1. С.232-238.
71. Шандер А.Е., Шапиро М.Н., Колосков А.В. и др. Эволюция структуры Лесновского поднятия и его обрамления в кайнозой (Северная Камчатка)// Тихоокеан. геология. 1985. № 4. С.66-74.
72. Шапиро М.Н., Федоров Л.И. Базальты в меловых терригенных толщах Срединного хребта Камчатки// Изв. вузов. Геология и разведка. 1985. № 8. С.22-29.
73. Шараськин А.Я., Закариадзе Г.С., Дмитриев Д.И. и др. Петрология вулканогенных пород// Геология дна Филиппинского моря. М.: Наука, 1980. С.106-148.

74. Шараськин А.Я., Закариадзе Г.С. Особенности развития магматизма при формировании котловин и островных дуг Филиппинского моря// Магматизм и метаморфизм как индикаторы геодинамического режима островных дуг. М.: Наука, 1982. С.210-221.
75. Шараськин А.Я., Дмитриев Л.В. Проблема вещественной эволюции коры активных окраин// Строение и динамика зон перехода от континента к океану. М.: Наука, 1986. С.79-85.
76. Шоля Д. Осадочные толщи в глубоководных желобах северной части Тихого океана// Геология континентальных окраин. М.: Мир, 1978. Т.2. С.192-206.
77. Coleman P.J., Kroenke L.W. Subduction without volcanism in the Solomon Islands arc // Geo-Mar. Lett. 1981. Vol. 1. P. 129-134.
78. Connelly W. Uyak Complex Kodiak Island: A Cretaceous subduction complex // Bull. Geol. Soc. Amer. 1978. Vol. 89. N 5. P. 755-769.
79. Cooper A.K., Scholl D.W., Marlow M.S. Plate tectonic model for the evolution of the eastern Bering Sea Basin // Ibid. 1976. Vol. 87. N 8. P. 1119-1126.
80. Cox A., Engebretson D.C. Change in motion of Pacific plate at 5 Ma // Amer. Geophys. Union Trans. 1984. Vol. 65. P. 1099.
81. De Paolo D.P., Wasserburg G.J. Inferences about magma sources and mantle structure from variations of $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ // Geophys. Res. Lett. 1976. Vol. 3. N 12. P. 743-746.
82. De Paolo D.P., Wasserburg G.J. The sources of island arc as indicated by Nd and Sr isotopic studies // Ibid. 1977. Vol. 4. P. 465-468.
83. Engebretson D.C. Relative motions between oceanic and continental plates in the Pacific Basin: Ph.D. diss. Palo Alto (Cal.). 1982. 211 p.
84. Furlong K.P., Chapman D.S., Alfeld P.W. Thermal modeling of the geometry of subduction with implications for the tectonics of the overriding plate // J. Geophys. Res. 1982. Vol. 87. P. 1786-1802.
85. Green D.H., Ringwood A.E. Genesis of Calc-alkaline rock suite // Contrib. Mineral and Petrol. 1968. Vol. 18. P. 105-162.
86. Green D.H. Contrasted melting relations in a pyrolite upper mantle under mid-oceanic ridge, stable crust and island arc environments // Tectonophysics. 1973. Vol. 17. P. 56-75.
87. Hart S.R., Glassley W.E., Karig D.E. Basalts and sea floor spreading behind the Mariana island arc // Earth and Planet. Sci. Lett. 1972. Vol. 15.
88. Hawkesworth C.J., O'Nions R.K., Pankhurst R.J., Hamilton P.J., Evensen N.M. Geochemical study of island-arc and back-arc tho-

- lelites from Scotia Sea // *Ibid.* 1977. Vol. 36. P. 253-262.
89. Hilde T.W.C., Uyeda S., Kroenke L. Evolution of the western Pacific and its margin // *Tectonophysics*. 1977. Vol. 38. P. 145-165.
 90. Hynes A., Mott J. On the causes of back-arc spreading // *Geology*. 1985. Vol. 13. N 6. P. 387-389.
 91. Isacks B.L., Barazangi M. Geometry of Benioff zones: lateral segmentmentation and downwards bending of the subducted lithosphere // In: *Island Arcs, Deep Sea Trenches and Back-Arc Basins* (eds. Talwani, M. & Pitman, W.) Amer. Geophys. Union. Wash. 1977. P. 99-114.
 92. Jones D.L., Clark S.H.B. Upper Cretaceous (Maestrichtian) fossils from the Kenai - Chugach Mountains, Kodiak and Shumagin Islands, southern Alaska // *US Geol. Surv. J. Res.* 1973. Vol. 1. P. 125-136.
 93. Jurdy D.M. Relative plate motions and the formation of marginal basins // *J. Geophys. Res.* 1979. Vol. 84. P. 6796-6802.
 94. Karig D.E. Structural history of the Mariana island arc system // *Bull. Geol. Soc. Amer.* 1971. Vol. 82. P. 323-344.
 95. Karig D.E. Basin genesis in the Philippine Sea // *Init. Rep. DSDP*. 1975. Vol. 31. P. 857-879.
 96. Karig D.E., Sharman G. Accretion and subduction in Pacific trenches // *Bull. Geol. Soc. Amer.* 1975. Vol. 86. P. 377-389.
 97. Karig D.E. Temporal relationships between back-arc basin formation and arc volcanism with special reference to the Philippine Sea // *Tectonic and geologic evolution of southeast Asian Seas and Islands*. Washington. Geophys. Monograph 27. Pt. 2. 1983. P. 318-325.
 98. Langaeth M. et al. Ocean crustal dynamics // *Science*. 1981. Vol. 213. N 4503. P. 22-31.
 99. Minister J.B., Jordan T.H. Present-day platemotions // *J. Geophys. Res.* 1978. Vol. 83. P. 5331-5354.
 100. Molnar P., Atwater T. Interarc spreading and Cordilleran tectonics as alternates related to the age subducted oceanic lithosphere // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 1978. Vol. 41. P. 330-340.
 101. Murauchi S., Asanuma T., Kinoshita H. et al. Sediments and structure of subduction zone off Northeast Japan // *EOS*. 1979. Vol. 60. P. 315.
 102. Murauchi S., Ludwig W. The role of porosity water in subduction erosion // *Init. Rep. DSDP*. 1980. Vol. 56/57. P. 463-469.
 103. Pearce J.A., Cann J.R. Tectonic setting of basic volcanic rocks

- determined using trace element analysis // Earth and Planet. Sci. Lett. 1973. Vol. 19. P. 290-300.
104. Pearce J.A., Norrby M.J. Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y and Nb variations in volcanic rocks // Contrib. Mineral. and Petrol. 1979. Vol. 69. P. 33-47.
 105. Plafker G., Jones D.C., Passagno E.A. (Jr.). A Cretaceous accretionary flysch and melange terrane along the Gulf of Alaska margin // US Geol. Surv. Circ. B. 1977. Vol. 751. P. 41-43.
 106. Plumley P.W., Coe R.S., Byrne T. et al. Paleomagnetism of volcanic rocks of the Kodiak Islands indicates northward latitudinal displacement // Nature. 1982. Vol. 300. P. 50-52.
 107. Plumley P.W., Coe R.S., Byrne T. Paleomagnetism of the Paleocene Ghost Rocks formation, Prince William terrane, Alaska // Tectonics. 1983. Vol. 2. P. 295-314.
 108. Rutland B.W.B. Subduction erosion // Nature. 1971. Vol. 233. P. 252.
 109. Scholl D.W., Buffington E., Marlow M.S. Plate tectonics and the structural evolution of the Aleutian - Bering Sea region // Geol. Soc. Amer. Spec. Pap. 1975. N 151. P. 1-32.
 110. Stefansson N. Influence of the Surtsey eruption on the nutrient content of the surrounding seawater // J. Mar. Res. 1966. Vol. 24. N 2. P. 241-268.
 111. Taylor B., Karner G.D. On the evolution of marginal basins // Rev. Geophys. and Space Phys. 1983. Vol. 8. P. 1727-1741.
 112. Tysdal R.G., Case J.E., Winkler G.R., Clark S.H.B. Sheeted dykes, gabbro, and pillow basalts in flysch of coastal southern Alaska // Geology. 1977. Vol. 5. N 6. P. 377-383.
 113. Uyeda S., Kanamari H. Back-arc opening and the mode of subduction // J. Geophys. Res. 1979. Vol. 84. P. 1049-1061.
 114. Vogt P.R., Lowrie A., Braccy D.R., Hey R.N. Subduction of aseismic oceanic ridges: effects on shape, seismicity and other characteristics of consuming plate boundaries // Geol. Soc. Amer. Spec. Pap. 1976. N 172. P. 59.
 115. Wallace W.K., Engebretson D.C. Relationships between plate motions and late Cretaceous to Paleogene magmatism in southwestern Alaska // Tectonics. 1984. Vol. 3. N 2. P. 295-315.
 116. Winkler G.R., Plafker G. Sedimentary and volcanic features of the Orea Group // US Geol. Surv. Circ. 1974. Vol. 700. P. 52-53.
 117. Wu F.T. Benioff zones absolute motion and interarc basins // Adv. Earth and Planet. Sci. 1978. Vol. 6. P. 39-54.

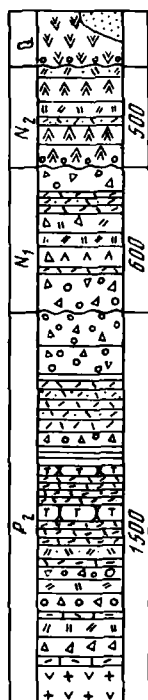
О.А.Шмидт

Изучение геологического строения острова Кунашир и его тектонической эволюции наталкивается на стратиграфические трудности. Вулканогенные толщи, составляющие более 90% разреза, слабо обнажены, фациально изменчивы и сильно нарушены разрывами. Большинство пород испытало интенсивные гидротермальные воздействия, а находящаяся в них фауна и флора, как правило, имеет очень плохую сохранность.

Это приводит к выделению большого количества свит, толщ и структурно-формационных комплексов, которые не удается увязать даже в пределах одного острова. Отсутствие единого взгляда на геологическое строение острова затрудняет выявление эволюции магматизма. В связи с этим автор делает попытку расчленить вулканогенный разрез о-ва Кунашир на толщи, связанные с определенными этапами вулканизма, как это было сделано на Командорских островах /12/.

Стратиграфия

Самыми древними обычно считаются породы комплекса "зеленых туфов" миоценового, а, возможно, и палеогенового возраста, которые прослеживаются в Японии и на других островах Большой Курильской гряды /2/. Мы полагаем, что под этим названием объединяются разновозрастные эффузивные и интрузивные образования, которые в результате интенсивной гидротермальной деятельности приобрели зеленокаменный облик, и, следовательно, не могут выделяться в самостоятельное стратиграфическое подразделение. Стратиграфический разрез о-ва Кунашир состоит, по нашему мнению, из четырех вулканогенных толщ, разделенных перерывами (рис.1). Нижняя - палеогеновая - толща аналогична по составу и строению командорской серии, вторая - миоценовая - является аналогом никольской свиты, третья - плиоценовая - сходна с разрезом водопадской свиты Командорских островов /12/. Верхняя толща острова включает вулканы четвертичных вулканов и не имеет аналогов в командорском разрезе. Большое сходство пород, особенно тонких пирокластов, отсутствие маркирующих горизонтов существенно затрудняет распознавание в разрозненных обнажениях различных толщ, поэтому для расчленения привлекался ряд косвенных признаков. Вторая и третья толщи содержат в значительном количестве переотложенный материал нижележащей толщи. Более древние толщи сильнее передроблены, литифицированы и изменены вторичными процессами. Нижняя толща за счет литификации и вторичных изменений является водоупором, поэтому вдоль ее верхней границы обычно развиты родники и водопады. На представленной карте (рис.2) к палеогену отнесены кунаширская и ловцовская свиты и их метаморфические аналоги (комплекс "зеленых туфов"), которые обнажаются на севере о-ва Кунашир, а также слагают его центральную и западную зоны.



- 1
- 2
- 3
- 4
- 5
- 6
- 7
- 8
- 9
- 10
- 11
- 12

Р и с. I.

Схема предлагаемого стратиграфического расчленения вулканогенных пород о-ва Кунашир

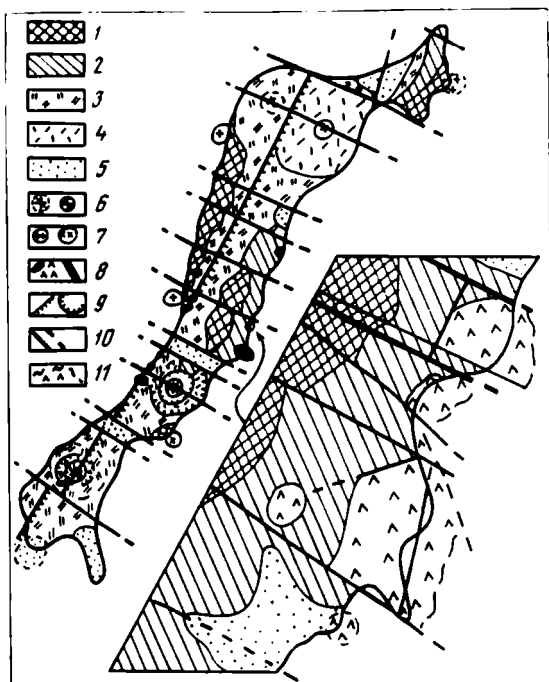
I – контрастные эффузивы и потоки базальтовых лав; 2 – туфодиазомиты; 3 – конкреции и прослои туфокарбонатов; 4 – туфобрекчии; 5 – туфопесчаники; 6 – конглобрекчии; 7 – туффиты и туфы с псевдосферовой отдельностью; 8 – экструзивы андезито-базальтов; 9 – пудинговые туфобрекчии с диазомитами; 10 – потоки и экструзивы андезито-дацитов и пемзы; II – туфоаргиллиты и туфоалевролиты с диазомитами; 12 – четвертичные вулканические и терригенные отложения

Палеогеновые отложения представлены вулканогенно-терригенными образованиями, в различной степени вторично измененными. Они характеризуются отчетливой фациальной изменчивостью и обнажаются исключительно в пределах островов Большой Курильской гряды, а один из наиболее полных разрезов находится на п-ове Ловцова, на севере о-ва Кунашир.

В разрезе снизу вверх выявляются три различных по составу, характеру стратификации и степени вторичных изменений пачки.

В основании разреза залегает пачка грубо переслаивающихся светло-зеленых кислых вулканомиктовых брекчий и туфов с темно-бурыми автокlastическими брекчиями и туфами базальтового состава. В подчиненном количестве отмечены тонкие туфы, аргиллиты и туфодиазомиты. В целом пачка имеет грубо ритмичное строение. В прослоях наблюдается некоторая градационная сортировка материала. Мощность – около 300 м.

Пачка тонкообломочных вулканогенно-биогенных отложений. В этой пачке вверх по разрезу грубообломочные породы сменяются более тонкими разностями, уменьшается мощность отдельных прослоев, появляется косая слоистость, усиливается ритмичность строения слоев и пачки в целом. Существенную роль в разрезе начинают играть туфодиазомиты, появляются прослои и конкреции туфокарбонатов. В целом вся пачка имеет вид туфодиазомитовых флишoidов с отдельными прослоями более гру-



Р и с. 2. Схематическая геологическая карта о-ва Кунашир

I - палеогеновые отложения; 2 - миоценовые породы; 3 - отложения плиоценовой толщи; 4 - четвертичные вулканиты; 5 - четвертичные вулканотерригенные отложения; 6 - центры вулканов; 7 - гранитоиды; 8 - экструзивы и дайки андезито-базальтов; 9 - сбросы; 10 - сбросо-сдвиги; II - обнажения в приливной полосе

бообломочной вулканокластике. В отдельных местах в разрезе резко преобладают туфодиатомиты, образуя белесые прослои. Мощность пачки около 1000 м.

Пачка вулканомиктовых конгломератов, чередующихся с прослоями туфопесчаников и туфодиатомитов. Конгломераты пудингового характера с туфовым цементом. Окатанность вулканогенного материала различна. Состав обломков соответствует нижележащим базальтам и, реже, кислым породам основания разреза. Размерность обломков от глыбовых до гравийных. Мощность конгломератов около 300 м. Вверх по разрезу размерность обломочного материала уменьшается, и увеличивается степень окатанности и сортировки материала. Полная мощность пачки превышает 500 м.

Общая мощность толщи составляет более 1600 м.

Среди эффузивов в нижних частях палеогеновой толщи широко развиты базальты и андезитобазальты. Они образуют лавовые потоки в основном на севере о-ва Кунашир.

В отложениях палеогеновой толщи встречены крупные глыбы габброидов, сходных с габброидами меловых комплексов о-ва Шикотан, обломки пестрых яшм, гранитоидов и метаморфических пород, аналогичных обнаруживаемым на Японских островах. Кроме того, в районе озера Валентины в лавах найдены ксенолиты красных яшмовидных пород, из которых методом травления в плавиковой кислоте были выделены неопределимые формы ридиоларий и диатомей. Наличие последних свидетельствует о том, что возраст этих яшмовидных пород не древнее меловых.

Породы этой толщи слагают цоколь о-ва Кунашир. Аналогичные комплексы по структурному положению, составу и строению разреза, характеру дислокаций и по вторичным изменениям пород развиты на всех крупных островах Большой Курильской гряды. Проблема их возраста является ключевой для геологической истории Большой Курильской дуги. До сих пор в них не было найдено никаких палеонтологических остатков и возраст их определялся по аналогии с формацией "зеленых туфов" Японии, которые сейчас считаются нижнемиоценовыми. Некоторые исследователи на основании сходства рассматриваемых образований с вулканогенными отложениями Малой Курильской гряды, лежащих стратиграфически ниже фаунистически охарактеризованных толщ, считают возраст описанной толщи олигоцен-нижнемиоценовым /1,9,10/. По мнению автора, возраст этой толщи, исходя из положения в разрезе и корреляции с палеогеновыми породами Командорских островов, эоценовый /12/. В пользу такой точки зрения свидетельствует также представление об одновозрастности этапов развития переходной зоны северо-запада Тихого океана /6,7/.

В последние годы удалось охарактеризовать отдельные части описываемой толщи радиоляриями, диатомовыми и даже редкими кокколитофорами. Из заключенных в ней туфокарбонатных слоев в лаборатории микрофауны ВНИГРИ Н.П.Руневой (ВНИГРИ) обнаружены радиолярии *Amphicaridiscus ovoides* Lipman, *A. fusoides* Lipman, отмеченные ею ранее в среднеэоценовых отложениях Приаралья и килакирунского горизонта мыса Ильпинского (Камчатка), а также нижней части кубовской свиты п-ова Кроноцкого (Камчатка, средний эоцен). Кроме того, в этом образце встречены хиазмолиты палеогенового возраста (определения О.Д.Дмитриенко). Приведенные формы в настоящее время являются единственными находками палеогеновых остатков микроорганизмов из отложений островов Большой Курильской гряды. К палеогену, по нашему мнению, должны быть отнесены породы кунаширской и нижней части ловцовой свит. Верхняя часть последней имеет, вероятно, более молодой возраст и будет описана ниже в составе других толщ. Судя по структурному положению и сходству магматических образований, на Малой Курильской гряде аналогом палеогеновой толщи о-ва Кунашир может быть только существенно магматическая толща наторотомаринского комплекса о-ва Шикотан, залегающая с резким несогласием на меловых породах.

М и о ц е н с в а я т о л щ а в нашем понимании, включает породы, относимые одними исследователями к ловцовой, другими - к але-

хинской свитам /9,10/. Они обнажаются на западном побережье о-ва Кунашир от широты поселка Южно-Курильск до п-ова Ловцова, где несогласно залегают на отложениях палеогеновой толщи. В средней части острова, в районе вулкана Менделеева, они формируют выступ горы Отдельной, где обнажаются в придорожной выемке и в виде глыб встречены в перекрывающих эруптивных брекчиях, относимых к свите Горячего пляжа. Здесь, очевидно, и найдены остатки фауны пелеципод, на основании которых датировался возраст этой свиты как нижний-средний миоцен /5/.

Разрез отложений миоценовой толщи может быть восстановлен только по серии разрозненных обнажений и по кернам гидрогеологических скважин. Нижние его части обнажаются вдоль берега на п-ове Ловцова в бухте Спокойной к западу от мыса Песчаного. На этом участке видно ее резко дискордантное залегание на пачку конгломератов описанной выше палеогеновой толщи. Обращает на себя внимание значительно меньшая степень вторичных изменений пород и резкая смена полимиктового обломочного материала вулканогенной кластикой.

В основании толщи залегает пачка массивных конгломерато-брекчий серого цвета, имеющих псевдошаровую отдельность при выветривании. Выше идет чередование массивных и тонкослоистых светло-желтых туфодиазомитов с рассеянными обломками андезито-базальтов, андезитов и пород нижележащей палеогеновой толщи. Преобладают обломки андезитов. Ориентировочная мощность миоценовых отложений составляет около 1000 м. Толща коррелируется с никольской свитой Командорских островов и датируется миоценом по находкам пелеципод в свите Горячего пляжа /5/.

В образцах с п-ова Ловцова (мыс Развальный и бухта Спокойная) Т.Н. Орешкиной (ГИН АН СССР) найдены и определены некоторые формы диатомей. Здесь встречены *Coccinodiscus marginatus*, *C. sp.* (или овальный *Denticofyris*), а также обломки представителей рода *Denticulopsis*, что позволяет определить возраст вмещающих отложений как верхнеолигоцен-нижнемиоценовый.

Вторичные изменения пород толщи наиболее значительны в местах проявления гидротермальной деятельности. Здесь видна сильная пропилитизация и встречены минеральные ассоциации, характерные для описанных выше палеогеновых пород. Тонкослоистые пачки в результате сильной пропилитизации приобретают мергелистый облик, а при последующей цементации становятся фарфоровидными.

П л и о ц е н о в а я т о л щ а объединяет вулканы большей части о-ва Кунашир и несогласно залегает на всех нижележащих отложениях. Это пемзы и брекчи п-ова Ловцова, несогласно залегающие на описанных выше миоценовых отложениях, лавы, лавобрекчи и туфобрекчи вулкана Роруй в северной части острова и более мелкие вулканические постройки, слагающие центральную зону острова и вулкан мыса Столбчатого. Сюда же отнесены эруптивные брекчи свиты Горячего пляжа,

слагающие основание четвертичного вулкана Менделеева. Наиболее полный и разнофациальный разрез отложений плиоценовой толщи виден в южной части острова. Здесь к ним отнесены отложения алахинской и головнинской свит, которые слагают крупный щитовой вулкан Головнина. В центральной части его развиты лавы, лавобрекчии и эруптивные автокластические брекчии андезито-базальтового состава. Периферические части вулкана сложены более тонкими морскими пирокластическими отложениями.

На юге и юго-востоке острова в составе плиоценовой толщи преобладают морские отложения с диатомовым и растительным детритом. Здесь развиты переслаивающиеся туфогравелиты, туфопесчаники, туфоалевролиты и туфоваргиллиты, образующие нередко ритмично построенные пачки. Видимая мощность плиоценовых пород вдоль восточного побережья о-ва Кунашир около 500 м. Для этих отложений характерна резкая фациальная изменчивость. Вблизи центра вулкана это грубые вулканокластические породы, на западном побережье преобладают морские отложения вулканокластиков, которые к югу переходят в хорошо сортированные и перемытые тонкие тефроиды; в трехсотметровой скважине на юге острова это в основном алевропелитовые туфы, чередующиеся с редкими прослоями песчанников, пемз и гравелитов. Тонкообломочные разности содержат значительное количество глинистого материала и являются хорошим водупором.

Характерной особенностью плиоценовых вулканитов является существенная примесь светло-желтого пемзового материала, который выше и ниже по разрезу практически отсутствуют. Т.В.Орешкиной /13/ из диатомитов разреза п-ова Ловцова определен следующий комплекс диатомей с многочисленными *Denticulopsis kamtschatica* и более редкими формами: *Thalassiosira oestrupii*, *Coscinodiscus insignis*, *Rhizosolenia barboi*, *R. stiliformis*, *Thalassiosira gracilis*, *T. gravida*, *T. tertiaria*, *T. zabelinae*, *T. punctata*, *T. nidulus*. Этот комплекс характерен для первой половины плиоцена (подзона В,С зоны *Denticulopsis kamtschatica* северотихоокеанской зональной шкалы) /13/. Отсюда же Н.П.Руневой выделены радиолярии: *Cenosphaera jenkinsi* Campbell et Clark, *Spongodiscus gigas* Campbell et Clark, *Prunopyle titan* Campbell et Clark, широко распространенные в миоцене Тихоокеанского региона (Камчатка, Сахалин, Япония, Калифорния, Курильские острова). Однако наличие *Lichnosanius nipponicus* Nakaseko определяет возраст этой толщи как верхняя часть среднего-верхний миоцен. Аналогичные результаты по определению возраста этих вулканитов по радиоляриям получен Н.П.Руневой по материалам К.А.Ушко /8/. Таким образом, наиболее вероятен верхнемиоценовый-нижнеплиоценовый возраст отложений.

Ч е т в е р т и ч н ы е п о р о д ы о-ва Кунашир представлены образованиями современных стратовулканов Тяти, Менделеева и паразитического конуса в кальдере вулкана Головнина. Они сложены потоками свежих и палеотипных лав, эруптивными брекчиями, пемзами и тонкими

тефроидами, а также экструзивными породами. Состав их варьирует от кислых до основных со всеми промежуточными разностями. Эти образования характеризуют новейший этап магматической эволюции острова /3/. Кроме того, широко развиты вулканогенно-осадочные породы четвертичного возраста – морские, лагунные и аллювиальные. В частности, в скважине (5К) в пос.Джно-Курильск из пробуренных 500 м, по крайней мере верхние 300 м сложены четвертичными озерно-лагунными отложениями. На юге острова известны морские отложения, перекрывающие субаэральные вулканы плиоценового вулкана Головнина, а на севере (район р.Камышовки и п-ова Ловцова) к четвертичным отложениям относятся как морские, так и субаэральные песчаники.

Наиболее полно изучен разрез на п-ове Ловцова вдоль северного берега бухты Спокойной. Здесь обнажены три нижние из описанных толщ. На п-ове Ловцова удается проследить направленность фациальных изменений четвертичных отложений, их структурные особенности и степень метаморфизма. В бухте Спокойной развиты прослои карбонатизированных туф-фитов, содержащих микропалеонтологические остатки. Все это позволяет считать разрез п-ова Ловцова стратотипическим, по крайней мере для южной части Большой Курильской гряды.

Суммарная мощность палеоген-четвертичных вулканогенных толщ о-ва Кунашир достигает 3000 м. Определяющую роль в их строении играют морские пирокластические образования, которые формируют фациально изменчивые слоистые толщи.

Наши исследования на других островах южной части Большой Курильской гряды показывают, что подобное расчленение применимо также для разрезов островов Итуруп, Уруп и Симушир. Однако там более существенную роль в строении разрезов играют магматические породы.

Формационная аналогия нижних трех толщ Курильской дуги с породами Командорских островов достаточно полная. Идентичны также внутрiformационные структурные и текстурные особенности каждой из сопоставляемых толщ, парагенезисы эффузивных и интрузивных образований и однотипная направленность эволюции магматизма /II/. Это обстоятельство определяет правомочность предложенного сравнительного подхода к изучению и датированию описанных выше толщ.

Интрузивные породы

Каждая из выделенных вулканогенных толщ сопровождается интрузивными и экструзивными образованиями, петрохимически и геохимически коматматичными эффузивным породам.

С п а л е о г е н о в о й толщей тесно связаны плагииграниты, которые образуют мелкие и крупные штокообразные тела, а иногда заполняют трещины. Наиболее крупным (28 км²) и сложно построенным является Прасоловский массив. Он обнажается в береговых обрывах между мысом Прасолова и р.Золотая. Преобладающими типами пород являются гра-

нодиориты, плагиограниты и кварцевые диориты, образующие постепенные взаимопереходы. Кроме того, встречаются небольшие участки, сложенные диоритами, габбро-диоритами, амфиболовыми габбро. Кроме плагиогранитов породы палеогеновой толщи прорваны дайками и силлами габброидов.

Плагиограниты аналогичны командорским и имеют такой же минеральный состав, как и у кислых разностей контрастных эффузивов (сложно-зональный плагиоклаз, прозрачный дипирамидальный кварц и сдвойникованный моноклинный пироксен). Крупные массивы находятся на севере острова на мысах Ловцова и Докучаева, а также на северо-западном побережье, севернее озера Лагунного. Вдоль северного побережья обнажаются еще несколько более мелких интрузивных тел такого же состава. Описываемые интрузивы видны только во взаимоотношениях с наиболее древними породами, совместно с ними дислоцированы и в такой же степени изменены вторичными процессами. Обломки этих пород в изобилии встречаются в вышележащей миоценовой толще. Следовательно, как и на Командорских островах, где их возраст, определенный радиологическим методом, составляет $35 \pm 1,4$ млн лет, время становления этих массивов является позднепалеогеновым.

С миоценовой толщей связаны редкие дайки и силлы габброидов, диоритов и гранодиоритов. С низами разреза отложений этой толщи связаны достаточно крупные экстррузивные тела андезито-базальтов. Это светло-серые слабопористые, полнокристаллические породы с отчетливо выраженной столбчатой отдельностью. В районе с.Отрадного вскрываются несколько подобных тел, хорошо обнаженных в прибрежной полосе (рис.2). В приливной полосе видно основание одной из экструзий, подоса которой сложена стекловатыми лавами, цементирующими базальные конгломераты, галька которых представлена исключительно породами палеогеновой толщи. Экстррузивным куполам обычно соответствуют положительные формы рельефа и мысы, на верху которых расположены поверхности высоких морских абразионных террас.

С плиоценовыми породами связаны в основном дайки и силлы пестрого состава (от габброидов до гранитоидов) и экстррузивные тела в основном андезитов и реже андезито-дацитов, темных перлитов. Исключением является экстружия мыса Столчатого, сложенная порфириовидными риодацитами с отчетливо выраженной столбчатой отдельностью. В районе вулкана Головина обнажаются экстррузивные андезиты, связанные с кольцевыми разломами проседания этого вулкана.

Структуры

Дислоцированность пород о-ва Кунашир ступенчато нарастает вниз по разрезу от толщи к толще. Эта закономерность, отмеченная М.И.Стрельцовым /10/, также использована нами при стратиграфическом расчленении разреза. Дислокации, как и на Командорах, в основном обусловлены подвижками вдоль разломов, внедрением интрузий, подводными оползнями.

Оползневые дислокации представлены мелкими изоклинальными складками наиболее тонких слоев вулканогенно-осадочных пород. Эти дислокации развиты локально, и обычно смятые в складки слои подстилаются и перекрываются параллельно-слоистыми пачками. В грубо-слоистых породах эти нарушения выражены в виде субсогласных, параллельных слоям срывов структур закатаивания инородного материала, желваковых текстур и флексуорообразных изгибов.

Дислокации, связанные с внедрением интрузий, проявляются в виде увеличения наклона слоев вблизи интрузий. Это воздействие пропорционально величине интрузивного тела, и вблизи крупных штоков и батолитов углы наклона слоев нередко достигают 60° .

Основным типом дислокаций являются разрывные нарушения, формирующие блоковую структуру о-ва Кунашир. Здесь выявлены линейные, извилистые дугообразные и кольцевые разломные зоны. Последние преимущественно связаны с кальдерами проседания вулканических построек и наиболее отчетливо проявляются в районе вулканов Менделеева и Головнина в виде концентрических нарушений, обрамляющих центральный конус современного стратовулкана. Самая крупная система кольцевых разломов имеет диаметр около 10 км. В районе Горячего пляжа вдоль нее развиты термальные сероводородные источники и заложена дугообразная долина р. Кислой. Вдоль ее русла и по притокам также имеются многочисленные горячие источники. Эта разломная зона оконтуривает крупную депрессию, в которой находится современный вулканический конус вулкана Менделеева. Склон вулкана имеет ступенчатую форму за счет телескопированного проседания центральной части. На тектонических уступах также имеются выходы термальных вод и проявления фумарольной деятельности. Помимо кольцевых разломов вулкан разбит также серией радиальных трещин. Наши наблюдения показывают, что гора Отдельная представляет собой блок, сложенный миоценовыми породами, взброшенный вдоль системы радиальных и кольцевых разломов.

Кольцевые разломы вулкана Головнина формируют эллипсовидную центральную кальдеру диаметром 8 км с двумя термальными озерами, разделенными современным паразитическим конусом. Судя по наличию серии уступов на склоне вулкана, кальдера окружена несколькими концентрическими разломами проседания. В районе мыса Алехина вдоль такой разломной зоны развиты интенсивные гидротермальные проявления.

Дугообразные разломы чаще всего являются частями кольцевых структур. Одним из подобных примеров является структура мыса Геммерлинга, где по наклонам слоев и распределению фаций вулканогенных пород, а также по расположению речных долин намечается полукольцевая структура, обрамлявшая центр извержения миоценовых вулканитов. Здесь также видны следы новейшей интенсивной гидротермальной деятельности. Другим примером может служить вулканическая постройка мыса Столбчатого, наполовину эродированная морской абразией. Экструзив мыса Столб-

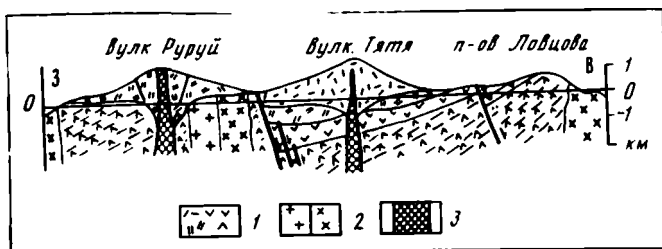
чатого сформирован вдоль плиоценового кольцевого разлома. С этим разломом связан горячий источник в долине одноименной реки и второй экстрезив, расположенный в километре севернее. Между двумя экстрезиями на берегу моря располагается наек, сложенный андезитами со столбчатой отдельностью в виде горизонтального многослойного веера диаметром около 80 км.

Линейные разломы преобладают и могут быть разделены на поперечные и продольные по отношению к простираию острова и всей Большой Курильской гряды. Поперечные зоны разломов проявлены более отчетливо и представлены в береговых обнажениях мощными зонами интенсивного дробления пород. С этими разломами связаны дайки, термальные источники и зоны пропилитизации, иногда с сульфидной минерализацией; к ним приурочены речные долины или промоины. По геологической ситуации и зеркалам скольжения нередко устанавливаются сбросо-сдвиговые смещения. Смещатели слабонаклоненные или крутые. Системы последних иногда формируют грабены. Плиоценовый вулкан Руруй, четвертичный вулкан Тятя, а также паразитический кратер Отважный, очевидно, располагаются на одной субпоперечной зоне разломов.

Главной зоной проницаемости, очевидно, является крупная субпродольная зона разломов, расположенная в центральной части острова. Она проявлена в районе мыса Докучаева в виде мощной прокварцованной зоны дробления с сульфидной минерализацией. Здесь происходит ступенчатое смещение всех толщ разреза с суммарной амплитудой не менее 2 км, так как на одном гипсометрическом уровне располагаются плиоценовые и гидротермально измененные палеогеновые отложения (рис.3). Этот уступ отчетливо выражен в геофизических полях /4/. В районе озера Лагунного эта разломная зона также проявлена в виде сбросовой ступени со смещением юго-восточного блока и сопровождается интенсивной зоной кварцевой и рудной минерализации. В северной половине острова от мыса Докучаева до озера Лагунного прослеживается уступ рельефа, снивелированный плиоценовыми вулканитами. Вдоль него располагается серия мелких плиоценовых вулканов и экстрезивных куполов, выраженных в виде конических сопков в рельефе центральной зоны острова. Далее зона продольных разломов, вероятно, протягивается со смещением к основанию вулканов Столбчатого и Голозвина. В плиоцене зона продольных разломов, возможно, являлась основной магмоподводящей структурой, вдоль которой длительное время сохранялась магматическая и гидротермальная активность. Сама зона нарушений сформирована гораздо раньше.

Помимо описанных крупных зон разломов повсеместно видны более мелкие нарушения, вдоль которых происходили незначительные смещения. Они также в большинстве случаев сохраняют генеральные ориентировки описанных выше крупных зон разломов (рис.2, врезка).

Дизъюнктивные дислокации затрудняют расшифровку тектонической структуры о-ва Кунашир. В районе пос.Алехино в основании плиоцено-



Р и с. 3. Схематический геологический разрез через о-в Кунашир
1 - дайки габброидов; 2 - гранодиориты; 3 - плагиограниты. Остальные условные обозначения см. на рис.2

вой толщии залегают морские песчаники и конгломераты, обломочный материал которых представлен исключительно породами палеогеновой толщии. Здесь плиоценовые вулканиды налегают непосредственно на отложения палеогена. Поскольку на западном берегу острова на морские отложения плиоцена налегают субаэральные брекчии и туфы, а на восточном берегу, наоборот, на субаэральные эруптивных брекчиих залегают морские отложения, можно предположить, что вулкан Головинина формировался на фоне вертикальных движений противоположного знака восточного и западного побережий.

История формирования структур

История становления структур о-ва Кунашир складывается из четырех этапов вулканизма, блоковых движений по разломам, интрузивной и гидротермальной деятельности.

Палеогеновый этап вулканизма начался с мощных эруптивных выбросов контрастных эффузивов, происходивших вдоль серии крупных трещин. Они, вероятно, обновились после длительного перерыва, последовавшего за позднемеловым этапом вулканизма, когда была сформирована Малая Курильская гряда. Наличие в основании разреза палеогеновой толщии крупных обломков грубозернистых габброидов, лейкократовых гранитоидов, яшм и терригенных пород свидетельствует о наличии под палеогеновыми породами гетерогенного основания. Далее следуют излияния основных лав и происходит образование мощной толщии вулканокластии. Этот процесс продолжается длительно и пульсационно с постепенным наращиванием индекса эксплозивности. В результате были сформирована толща основных и средних градационнo-слоистых вулканидов, в которых отмечаются лишь отдельные грубые прослои, сложенные несортированной пирокластией, ожелезненной, часто с псевдошаровой отдельностью. Судя по утонению прослоев и более отчетливо выраженной градационнoй слоистости в верхних частях разреза, происходило уменьшение количества выброшенного материала. Менялись также условия глубинности морского бассейна. Нижние слои слабо сортированы, параллельно-слоисты, содержат диатомовые остатки и практически не содержат окатанного материала, а вверх по разрезу при-

знаки мелководности постепенно нарастают. Здесь появляется растительный детрит, увеличивается сортированность и окатанность материала, а в кровле появляется пачка туфоконгломератов явно мелководного происхождения. Наличие подводно-оползневых дислокаций, структур типа "конского хвоста", отдельных хорошо окатанных галек и фациальная изменчивость свидетельствуют о том, что это склоновые отложения, образовавшиеся в условиях расчлененного подводного рельефа.

Появление контрастных эффузивов, наличие андезитов и отдельных прослоев более кислых туфов говорит о том, что извержения происходили после длительного перерыва из дифференцированных очагов расплава.

В самом конце палеогенового этапа происходило внедрение первых интрузий плагиогранитов, затем кварцевых порфиров и гранодиоритов, которые значительно дислоцировали палеогеновую толщу вулканитов. Смена эффузивной деятельности интрузивной, возможно, означает смену тектонических режимов - растяжения на сжатие.

Миоценовый этап вулканизма начался с появления серии крупных трещин, по которым происходили обрушения отдельных блоков и образование серии крупных экструзий андезито-базальтов. Судя по наличию мощных пачек несортированной пирокластики, этот этап вулканизма характеризуется высоким индексом эксплозивности. Наличие растительного детрита, значительного количества окатанных обломков пород нижележащих толщ свидетельствует о мелководных условиях осадконакопления и достаточно сильной расчлененности рельефа. Серия мощных даек андезито-базальтов свидетельствует об условиях растяжения и блоковых подвижках вдоль разломов.

Плиоценовый этап вулканизма начался после длительного периода затишья, так как породы плиоценовых вулканов залегают несогласно на всех нижележащих толщах. Он характеризуется высоким индексом эксплозивности и закончился серией мощных взрывов, сформировавших огромные кальдеры проседания и взрывные кратеры. Судя по фациям вулканитов, излияния носили мелководный или субазральный характер. Наличие экструзивных тел и широкое развитие даек также свидетельствует об условиях растяжения и интенсивных подвижках вдоль разломов. Эти движения в основном и сформировали современный структурный облик о-ва Кунашир.

Четвертичный этап вулканизма проявился унаследованно вдоль тех же каналов или разломов. Он начался после незначительного перерыва, в течение которого плиоценовые кальдеры были частично разрушены. Высокая эксплозивность четвертичного этапа вулканизма находит свое отражение и в новейшее время, и в исторический период.

В четвертичное время произошел значительный подъем территории острова, что отражено в наличии ступенчатой системы террас. Это поднятие проявилось по-разному в разных частях острова и, очевидно, носило поэтапный характер. Слабо поднимались или вообще не поднимались участки развивающихся современных вулканов. Судя по наклонам высоких тер-

расовых уступов, северо-западная зона острова поднималась интенсивнее. Здесь отчетливее выражены 200-метровые уровни, а более высокие уровни существенно наклонены в сторону океана. Это, очевидно, крупная региональная закономерность, так как п-ов Сиретоко также сильно поднят, а п-ов Немуро и острова Малой Курильской гряды испытывают отчетливо выраженное новейшее погружение.

Таким образом, в процессе формирования структуры о-ва Кунашир условия образования вулканогенных толщ менялись от глубоководных к мелко-водным и субаэральным, как и на Командорских островах. В такой же последовательности менялись режимы сжатия и растяжения, охарактеризованные аналогичными интрузивными и эффузивными сериями.

Дислокации и формирование современной структуры острова происходили главным образом за счет процессов вулканизма и блоковых перемещений по разломам. Дислокации происходили на фоне более крупномасштабных тектонических движений, сопровождавшихся региональными воздыманиями со стороны Охотского моря и прогибаниями со стороны глубоководного желоба.

Приведенные данные интерпретации геологического материала являются результатом пятилетних полевых работ и камеральной обработки материала. Разработка новых методик обработки микропалеонтологических препаратов и привлечение квалифицированных специалистов-палеонтологов позволили впервые палеонтологически охарактеризовать и стратиграфически расчленить формацию "зеленых туфов" на ряд самостоятельных разновозрастных толщ и показать их распространение в пределах о-ва Кунашир. Термин "зеленые туфы" не применим как стратиграфическое подразделение, но является показателем степени изменения вулканогенных пород под действием в основном гидротермальных процессов.

Таким образом, предлагается новая стратиграфическая схема расчленения вулканогенных и вулканогенно-осадочных пород о-ва Кунашир в виде четырех толщ: палеогеновой, миоценовой, плиоценовой и четвертичной, разделенных перерывами. Это позволит избежать путаницы, создаваемой выделением большого количества свит регионального значения, и построить более обоснованную концепцию тектонического развития и эволюции магматизма. По мере развития структуры острова магматизм эволюционирует от контрастно дифференцированных пород основного и кислого состава к последовательно дифференцированным сериям, где основную роль в строении разреза начинают играть средние и кислые эффузивы.

Стратиграфическая схема построена на основе палеонтологических определений и сопоставления вулканических толщ о-ва Кунашир с хорошо фаунистически охарактеризованными вулканитами Командорских островов. Предлагаемая схема согласуется с представлениями об определенной тектонической последовательности и этапности в развитии северо-западного обрамления Тихого океана /6,7/.

Уточнение структуры острова и его истории развития позволяют расширить возможности теоретических и прикладных изысканий.

Л и т е р а т у р а

1. Васильев Б.И., Жильцов Э.Г., Суворов А.А. Геологическое строение юго-западной части Курильской системы дуга-желоб. М.: Наука, 1979.
2. Геология СССР. Т.31. Камчатка, Курильские и Командорские острова. М.: Наука, 1964. 733 с.
3. Гудин А.В. Петрология базальтов вулкана Тятя (остров Кунашир, Курильская островная дуга)// Петрологические исследования базитов островных дуг. М.: ИФЗ АН СССР, 1978. С.15-24.
4. Злобин Т.К., Попов А.А., Федорченко В.И. Строение земной коры острова Кунашир по данным МОБЗ// Геотектоника. 1981. №2. С.107-116.
5. Прялукшина А.Ф. Материалы по стратиграфии Южных Курильских островов. Новосибирск: Полтехиздат, 1961. 125 с. (Тр. СахЖНИИ; Вып.10).
6. Пуцаровский Ю.М. Введение в тектонику Тихоокеанского сегмента Земли. М.: Наука, 1972. 230 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып.234).
7. Пуцаровский Ю.М., Руженцев С.В. Основные направления исследований геологических формаций и структур ранних этапов развития подвижных поясов// Сов. геология. 1982. № 2. С.58-63.
8. Рунева Н.П., Ушко К.А. Неогеновые радиолиты Большой Курильской гряды и их стратиграфическое значение// Микрофауна нефтегазоносных районов СССР. Л.: Недра, 1984. С.94-101.
9. Сергеев К.Ф. Тектоника Курильской островной системы. М.: Наука, 1976. 239 с.
10. Стрельцов М.И. Дислокации Курильской островной дуги. М.: Наука, 1978. 117 с.
11. Фролова Т.И., Бурикова И.А., Гудин А.В. Происхождение вулканических серий островных дуг. М.: Недра, 1985. 275 с.
12. Шмидт О.А. Тектоника Командорских островов и структура Алеутской гряды. М.: Наука, 1978. 110 с.
13. Шмидт О.А., Орешкина Т.В. Структурное положение плиоценовых вулканитов на острове Кунашир (Южные Курилы)// Очерки по геологии Востока СССР. М.: Наука, 1986.

УДК 551.242.11(265)

К ИСТОРИИ ФОРМИРОВАНИЯ СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ ТИХОГО ОКЕАНА
И ТИХООКЕАНСКОГО ПОДВИЖНОГО ПОЯСА (СОПОСТАВЛЕНИЕ ПАЛЕОМАГНИТНЫХ
И ПАЛЕОБИОГЕОГРАФИЧЕСКИХ ДАННЫХ ПО ПРИЛЕГАЮЩЕЙ СУШЕ)

В.И.Устрицкий, А.Н.Храмов

Строению и истории формирования северной части Тихого океана посвящены сотни работ, которые четко распадаются на две группы.

Первая из них, фиксистская, объясняет формирование океана в основном вертикальными движениями, мезозойско-кайнозойским опусканием /20,12,33,8,11,44/. Вторая группа работ, мобилистская, исходит из то-

го, что океаны существовали на протяжении всего фанерозоя, постепенно меняя свои очертания и глубину вследствие постоянного перемещения как континентальных плит, так и участков океанической литосферы, зарождающейся в срединно-океанических хребтах и погружающейся в астеносферу в зонах Бенъофа у островных дуг и активных окраин континентов. Таким образом, при любых мобилистских построениях ведущая роль принадлежит горизонтальным движениям, опускание дна океанов объясняется остыванием молодой океанической литосферы.

Мобилистская точка зрения в последние годы стала господствующей и принимается практически во всех сводных работах /34, 41, 31, 19, 40/. Причиной этого, как отмечалось Э.Хеллемом /42/, является лавина новых геофизических, геологических, палеоклиматических и других данных, подтверждающих мобилистские построения и не находящих объяснения с фиксистских позиций. Особенно большое значение приобрели палеомагнитные данные по океаническому дну, позволяющие детально восстановить историю формирования структуры дна океанов с поздней юры (более древние океанические осадки в современных океанах не известны) /15/.

В то же время палеобиогеографические и палеомагнитные данные по прилегающим к океану континентам для реконструкций по океанам прошлых геологических эпох используются явно недостаточно. В связи с этим, задачей настоящей работы является систематизация палеомагнитных и палеобиогеографических данных по регионам, прилегающим к северной части Тихого океана, сопоставление тех и других между собой и выяснение возможности их совместного использования для определения направления и амплитуды перемещения конкретных геоблоков. Следует иметь в виду, что как палеомагнитный, так и палеобиогеографический методы позволяют довольно надежно определять изменение их широты, а палеомагнитный — еще и угол поворота, но оказываются бессильными для определения смещения геоблока по долготе. Этим они принципиально отличаются от палеомагнитных данных по океану, при анализе которых ориентировка линейных магнитных аномалий принципиального значения не имеет.

В то же время серьезным преимуществом палеомагнитных данных по суше является то, что они, как и палеобиогеографические, не ограничены нижним возрастным пределом и могут использоваться для всего фанерозоя. Однако для Тихоокеанского подвижного пояса совершенно надежными можно считать лишь данные с поздней перми (начиная с этого времени и рассматривается история региона). Основное внимание уделено доверхнеюрским отложениям, по которым данных по собственно океану нет. Для начала рассматриваемого интервала (поздняя пермь—ранний триас) и конца его (средняя—поздняя юра) построены две схемы, на которые нанесены палеомагнитные и палеобиогеографические данные. Для позднего мела приводятся лишь палеомагнитные данные, так как биогеография разработана недостаточно, а может быть и просто недостаточно известна авторам.

Палеобиогеография в последнее время привлекает все больше внимания не только палеонтологов, но и широкого круга геологов вообще и тектонистов в особенности. Это обусловлено широким развитием мобилистских идей, одной из причин возрождения которых явились успехи палеобиогеографии.

В основе использования этого метода для мобилистских построений лежит то обстоятельство, что на протяжении всего фанерозоя, как и в настоящее время, основным фактором, контролирующим распределение органического мира на Земле, была климатическая зональность. Органический мир тропиков несравненно разнообразнее, чем в высоких широтах (иногда это положение носит название закона или правила Уоллеса).

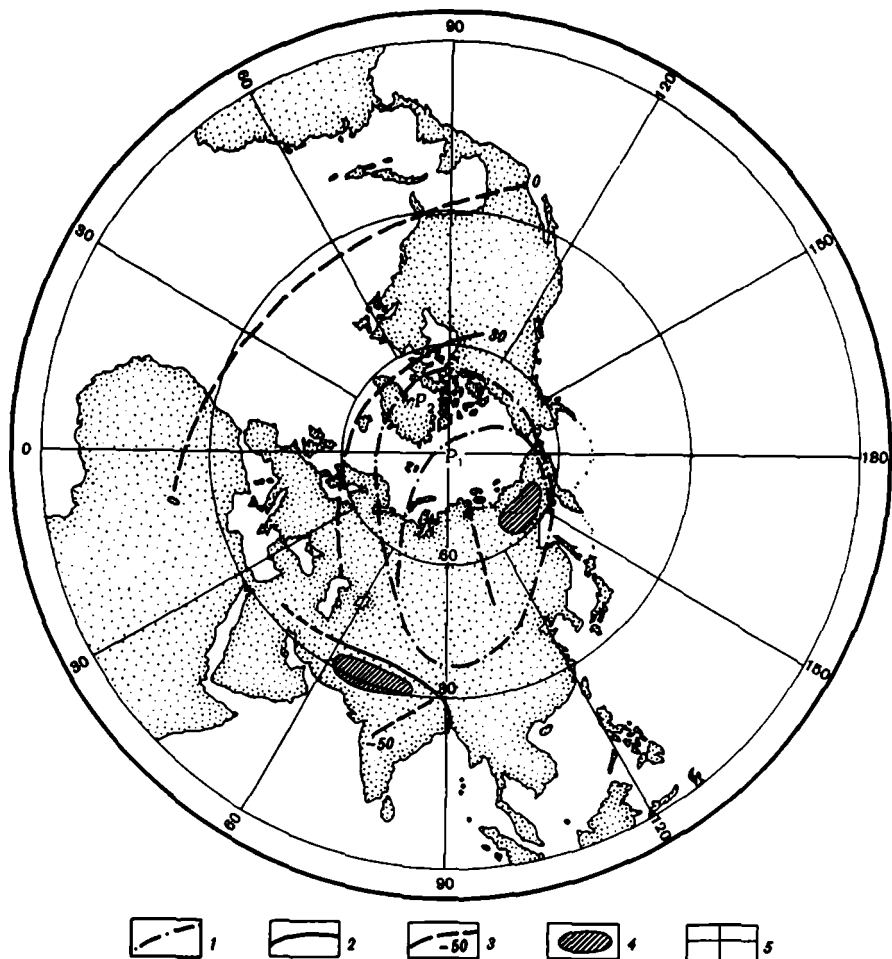
Ряд крупных групп фауны на протяжении всего фанерозоя существовал лишь в пределах тропиков. К ним относятся колониальные кораллы всех периодов, археоциаты кембрия, фузулиниды позднего палеозоя, рудисты юры и мела и др. В пределах приполярных областей кембрия-девона отсутствовала даже такая, обычно считающаяся космополитной, группа фауны как граптолиты.

Многие действительно космополитные группы фауны были несравненно более разнообразными в тропиках. Например, брахиоподы с момента появления и до настоящего времени были и являются космополитной группой. В позднем палеозое более половины всех известных семейств наиболее изученной группы — продуктид — обитало только в пределах тропической области, а бореальным эндемичным семейством являлось лишь одно — хоридонииды.

Сходную картину дает и считавшаяся космополитной группа аммонойдей.

Обусловленность основных биогеографических областей климатом не вызывает сомнений, однако из этого не следует делать вывод о строгом соответствии границ областей палеоширотам. Конкретные особенности палеогеографии, рельеф, течения в прошлые геологические эпохи, как и в настоящее время, оказывали определенное влияние на размеры и очертания областей. Однако, как показывает опыт современной биогеографии, отклонение границ биогеографических областей от широт может достигать лишь $10-15^{\circ}$.

Как видно на рис. I, раннепермская бореальная область, граница которой проведена по отсутствию характернейшей тропической группы фауны — фузулинид — настолько смещена по отношению к современной, что Северный полюс попадает не в центр ее, а почти на границу. В среднем карбоне он оказывается вообще за ее пределами /35/. В поздней перми в Западном полушарии граница бореальной области существенно смещается к югу, и в ее состав входят Шпицберген, Гренландия, Канадский арктический архипелаг и северная часть Аляски до хребта Брукса. В Тихоокеанском секторе граница остается постоянной. Надежность опре-



Р и с. 1. Соотношение зоогеографических подразделений перми и палеоширот при современном расположении материков

1 - граница Бореальной области: P_1 - в ранней перми, P_2 - в поздней перми; 2 - граница Нотальной области; 3 - пермские палеошироты (знак "-" означает южную палеошироту); 4 - области развития ледово-морских осадков и тиллитов; 5 - современный Северный полюс

деление границ подчеркивается совпадением Бореальной палеозоогеографической области и Ангарской палеофлористической области, в пределах которой росла внетропическая флора северного полушария /5/.

В пределы Бореальной области попадает и ареал развития ледово-морских осадков - наиболее надежного индикатора холодного климата с сезонно замерзающими морем. Положение его не в центре, около полюса, а вблизи границы с тропической областью, остается не вполне понятным.

Как видно на рисунке, граница Бореальной области на большей части



Р и с. 2. Соотношение зоогеографических подразделений перми и палеоширот на реконструкции расположения материков

Обозначения см. на рис. I

Северной Америки и на западе Евразии параллельна пермским широтам, устанавливаемым по палеомагнитным данным. Здесь происходит постепенное исчезновение тропических элементов и смена их бореальными в широкой, до 3000 км, переходной зоне. В этой зоне, в ранней перми, охватывавшей весь Урал и Канадский арктический архипелаг, существовали смешанные фауны, в которых наряду с характерными для Тропической области фузулинидами обитали и типично бореальные хорридонииды. Такой же смешанный характер имела и флора.

В Восточной Азии, вблизи Тихого океана, как и на западе Северной Америки, такой переходной зоны нет, и типично бореальная фауна Северо-Востока СССР резко сменяется тропической фауной Корякии. Выпадение переходной зоны уже давно позволяло предполагать по чисто биогеографическим данным, что в мезозое-кайнозое Корякия была смещена на несколько тысяч километров к северу и приключена к остальному Северо-Востоку /38/.

Наиболее противоестественным является положение в северном полушарии Индостана – типичной части Гондваны с характерной для внетропической области южного полушария глоссоптерисовой флорой и тиллитами (западнее северная граница Гондваны проводится различными исследователями по-разному, поэтому на рисунке она не показана). Палеомагнитные данные свидетельствуют, что Индостан в перми располагался на 50° ю.ш. /24/, в этом случае присутствие здесь южной внетропической флоры и тиллитов вполне естественно.

Из сказанного видно, что биогеография перми не может быть удовлетворительно объяснена с фиксистских позиций. Для того, чтобы проверить соответствие ее мобилистским построениям, граница Бореальной и Тропической областей была перенесена на реконструкцию северного полушария Земли, выполненную А.Н.Храмовым /24/ по палеомагнитным данным (рис.2). На схеме сплошной линией показаны контуры древних платформ,

пунктиром - более молодых складчатых областей, возникших позднее рассматриваемого времени.

Как видно из рисунка, граница Бореальной и Тропической областей в основном проходит в широтном направлении, совпадая с палеоширотой 40-45°. Становится вполне естественной и локализация ледово-морских осадков, приуроченных к участкам морей, располагавшихся не южнее 70° с.ш. Район полюса был занят океаном, что и обусловило отсутствие в северном полушарии позднепалеозойского оледенения, аналогичного гондванскому.

Резкие расхождения получаются, однако, в регионах, примыкающих к Тихому океану. Сахалин, Корякия, Япония, Южная Аляска и северная часть западного побережья Северной Америки с их типично тропической фауной, включающей фузулиниды и рифовые постройки, оказываются расположенными на 50-70° с.ш., а граница Бореальной и Тропической областей в районах, примыкающих к северу Тихого океана, отклоняется от обычного, широтного, положения и становится почти меридиональной.

Биогеография северной части Тихоокеанского подвижного пояса в поздней перми-вре

Биогеография региона рассматривается для поздней перми, триаса и юры, т.е. для периодов, линейные магнитные аномалии которых в океанах отсутствуют (кроме верхней юры). Основное внимание уделено обоснованию положения границ Бореальной и Тропической биогеографической областей.

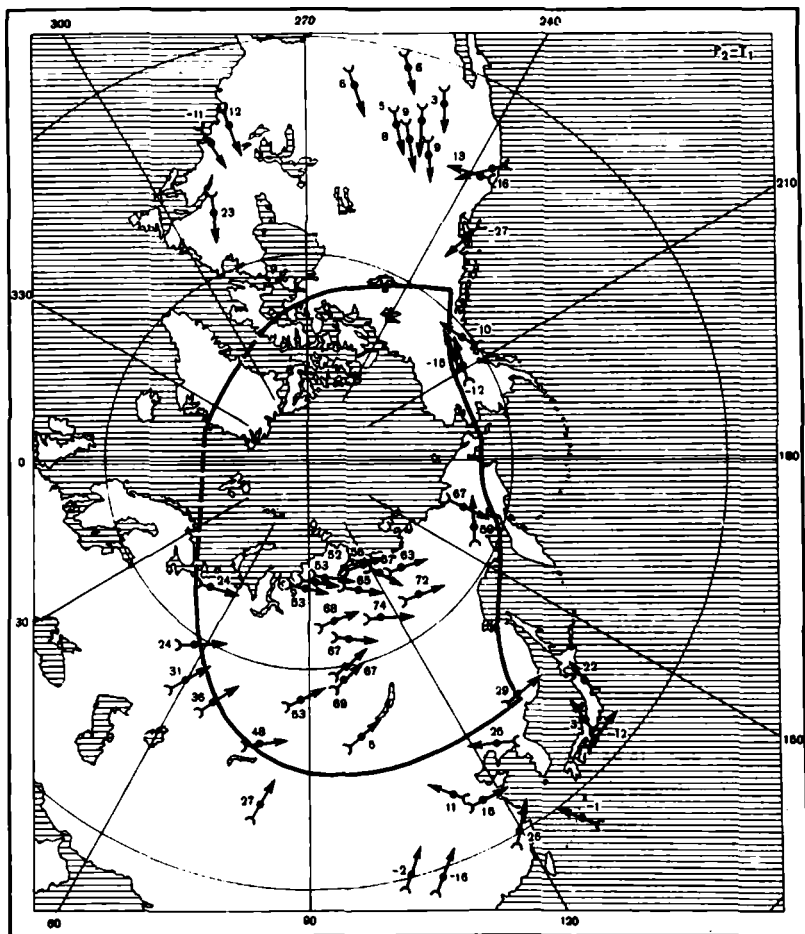
П о з д н я я п е р м ь . Положение Бореальной зоогеографической области в поздней перми-раннем триасе показано на рис.3.

В поздней перми вся Япония относилась к Тропической области, о чем свидетельствуют многочисленные фузулиниды *Neoschwagerina*, *Yabeina* и др. В Приморье ситуация более сложная. В последнее время здесь выделяются три зоны с различными типами осадков и фауны /21/.

В Восточно-Сихотэ-Алинской зоне кремнистые и терригенные породы включают мощные рифовые массивы типа широко известной горы Зарод, в которых по фузулинидам могут быть установлены все ярусы позднего палеозоя.

В Западно-Сихотэ-Алинской зоне стратиграфия наименее разработана. Это связано с различной трактовкой генезиса карбонатных блоков, встречающихся в кремнисто-терригенных породах. В последнее время преобладает мнение, что эти блоки представляют собой в основном глыбы пермских известняков, включенные в мезозойские кремнисто-терригенные толщи. Фауна существенно не отличается от встреченной в предыдущей зоне и является типично тропической.

В самой западной, Буреинско-Ханкайской зоне значительное распространение имеют терригенные континентальные отложения. Содержащаяся в них флора имеет очень много общего с ангарской и существенно отличается от катазиатской, характерной для тропической области. Брахиоподы



Р и с. 3. Сопоставление палеомагнитных и палеобиогеографических данных по регионам, примыкающим к северной части Тихого океана для поздней перми-начала триаса

Жирной линией показана граница Бореальной зоогеографической области, стрелками - палеомагнитные векторы

имеют смешанный характер. В низах поздней перми - владивостокском горизонте - они типично бореальные, в более высоком - чандаазском - горизонте появляются тропические элементы (*Leptodus* и др.). Здесь же присутствуют и фузулиниды, однако типичных для тропической фауны Китая неосвагерин и ябеин здесь нет. Вместо них появляются различные *Monodioxodina*, *Metadolliolina* и высокоорганизованные парафузулины. Облик фауны и флоры свидетельствует о принадлежности Приморья к Тропической биогеографической области и положению на ее северной окраине, вблизи границы с Бореальной областью.

На Сахалине давно известны находки верхнепермских фузулинид /6/,

однако положение их в разрезе неясно. Не вполне понятно, находятся ли они "in situ" или заключены в глыбах пермских известняков, переотложенных в триасовых толщах. Во всяком случае они достаточны для определения принадлежности Сахалина к Тропической биогеографической области. Поскольку западнее, в районе нижнего течения Амура, никаких тропических элементов нет, положение границы областей в этом регионе устанавливается достаточно надежно.

На Камчатке морские пермские отложения неизвестны, однако пермский спорово-пыльцевой комплекс, обнаруженный И.А.Сиверцевой /29/, резко отличается от ангарского и сходен с катазиатским, китайским. В то же время все верхнепалеозойские отложения на западном побережье Охотского моря имеют четко бореальный характер и не содержат каких-либо тропических элементов. На восточном склоне Омолонского массива и в пределах Гижиганского прогиба развит сплошной чехол мощных ледово-морских отложений, подтверждающий принадлежность этого региона к центральной, наиболее холодной части Бореальной области. Присутствующие на Омолонском массиве известняки почти нацело состоят из обломков иноцерамоподобных пелеципод - характернейшей группы фауны этой области. Этим они принципиально отличаются от известняков, обычных для Тропической области, где иноцерамоподобных пелеципод вообще не обнаружено.

В Корякии пермские отложения установлены давно, однако представления об их стратиграфии в последние годы изменились радикально. Если раньше на основании работ И.М.Русакова и других геологов НИИГА считалось, что палеозойские отложения в Корякии слагают ядра антиклинальных структур, то теперь эту точку зрения разделяет, по-видимому, лишь О.П.Дундо /8/. Работами С.В.Руженцева /26,27/, В.Н.Зинкевича /14/, А.Д.Казимирова /16/ и других было доказано, что Корякия имеет сложное покровное строение, а палеозойские отложения частично представлены глыбами, залегающими в триасовых толщах /30/. В.А.Аристов и Д.П.Брагин /1,2/ впервые в кремнисто-вулканогенных толщах обнаружили верхнепермские конодонты и тем самым доказали присутствие в Корякском регионе палеозойских кремнистых толщ.

Верхнепермская фауна Корякии, значительную часть оборотов которой определял В.И.Устрицкий, является типично тропической, характерной в основном для рифовых фаций (*Prorichthofenia* и др.). Фузулинидовые известняки, состоящие из гигантских (до 1 см) неопсвагерин и вербекин, практически тождественны аналогичным известнякам Маокоу Южного Китая, которые автору приходилось видеть во время полевых работ. При биогеографическом районировании пермские фауны Корякии следовало бы объединить с китайскими в единую Китайско-Корякскую провинцию, выделение же Уссурийско-Корякской провинции, сделанное в /22/, едва ли можно считать обоснованным.

В то же время непосредственно западнее Корякии, на левобережье Пенжины все верхнепалеозойские отложения, включая верхнепермские,

содержат типичную бореальную фауну, лишенную каких-либо тропических элементов. Расстояние между близкими точками с тропической и бореальной фаунами не превышает 150 км.

Аляска в биогеографическом отношении не представляет единого целого. Все верхнепермские отложения, расположенные севернее хребта Брукса, содержат типично бореальную фауну с *Sancrinelloidea* и другими характерными формами. Верхнепермские тропические элементы отсутствуют, хотя раннепермские фузулиниды известны /47/. В то же время многочисленные выходы пермских отложений, известные южнее хребта Брукса, представлены в основном органогенными, иногда коралловыми известняками. Они упоминаются в целом ряде работ, однако списков фауны обычно не приводится. Исключение составляет старая работа Б.Хансона /59/, который отмечает присутствие в Алеутском хребте вербекин и неосвагерин, типичных для Тропической области.

Западная Канада представляет наиболее изученную в палеобιοгеографическом отношении часть Тихоокеанского кольца, благодаря работам Д.Монгера и А.Росса /82,89/ и Т.Джансея /103/. В вордских (=уфимских) отложениях выделяются два разновозрастных комплекса фузулинид. Наиболее бедный назван А.Россом "нететическим". Комплекс характеризует эпиконтинентальные моря Североамериканского крата. Для него характерно отсутствие родов *Verbeekina*, *Yabeina*, обычных в синхронных отложениях Китая, Японии, Кореи. Вместо них присутствуют только *Codonofusiella* и высокоорганизованные *Parafusulina*.

Западнее в узкой (100-200 км) приморской полосе, протягивающейся от острова Ванкувер на юг до о-ва Принца Уэльского на Южной Аляске, развиты пермские отложения, содержащие "тетический", т.е. тропический комплекс фораминифер, характеризующийся широким развитием *Verbeekina*, *Neoschwagerina*, *Kahlerina* и некоторых других форм. Эта полоса распадается на ряд блоков ("terrane") различного размера, ограниченных тектоническими нарушениями и не имеющих структурной связи между собой. Обычными методами фациального анализа не удается установить единую систему фациальных зон, характерную для окраин континентов.

Рифовые фации здесь почти не известны, но присутствуют толщи слоистых известняков, формировавшиеся непрерывно от верхов раннего карбона до поздней перми. Такие известняки в Стикинии образуют гигантские линзы, имеющие длину до 160, ширину до 30 и мощность до 1,8 км /82/. Предполагается, что они формировались на огромных внутриконтинентских отмелях, типа современной Багамской банки или поднятия Шатского. В.Нокленберг и соавторы /83/ рассматривают Врангеллию как пермскую островную дугу.

Приведенный обзор биогеографии северной части Тихоокеанского подвижного пояса показывает, что верхнепермские отложения в его пределах охарактеризованы двумя существенно различными комплексами фауны. Вся внутренняя зона, включающая Японию, большую часть Сихотэ-Алиня, Камчатку, Корею, Южную Аляску и западную часть Канадских

Кордильер, охарактеризована типичной тропической фауной с рифовыми массивами, разнообразными крупными фузулинидами, тропическими брахиоподами (*Leptodus*, *Prorichthofenia*) и др.

Внешняя зона Тихоокеанского подвижного пояса лишена всех перечисленных форм. Она содержит типичные для Бореальной области *Sanctinelloides*, *Spitzbergenia* и другие роды брахиопод, иноцерамоподобные пелециподы и др. В наиболее южных регионах внешней зоны - Буреинско-Ханкайской зоне Дальнего Востока и западной окраине Северо-Американского кратона появляются смешанные комплексы, состоящие из представителей бореальных брахиопод и "нетатических" (субтропических?) по К.Россу /89/ фузулинид (*Codonofusiella*, *Parafusulina*). В северной части Тихоокеанского кольца (Корякия, Аляска) переходные фауны неизвестны. Точки с типично бореальной и типично тропической фауной отстоят друг от друга на расстоянии первых сотен километров, что уже давно позволяло предполагать их сближение в мезозое-кайнозое /38/.

Т р и а с. Биogeография триаса Северо-Восточной части Тихоокеанского кольца детально изучена Е.Т.Тозером /100/, выделившим сообщества фауны, характерные для высоких, средних и низких широт. Материал по Северо-Западной части кольца обобщен недавно Л.М.Бычковым и А.С.Дагисом /3,4/. Наличие названных работ позволяет изложить материал более кратко, чем по перми.

Наиболее надежны биogeографические данные по верхнему триасу. Это обусловлено как его наиболее широким распространением, так и тем, что различия тропических и бореальных фаун в это время проявляются наиболее четко. Типичными для тропиков, как и в перми, являются все рифообразующие организмы, колониальные кораллы, склерактинии, известковые губки, крупные толстостенные двустворки *Megalodontidae* и ряд групп среди аммоноидей и брахиопод. А.С.Дагис отмечает отсутствие в верхнетриасовых отложениях Бореальной области конодонтов - одной из архистратиграфических групп, по которой производится зональное деление триаса в Тропической области.

В Приморье, по А.С.Дагису, сохраняется резкая граница, разделяющая западную часть (Даубихинская зона) с бореальной фауной и восточную, прибрежную, где тетюхинская свита содержит рифогенные известняки с мегалодонитами и другой типично тропической фауной. Севернее почти вся территория Северо-Востока охарактеризована бореальной фауной, но в триасовых, как и в пермских, отложениях Корякии преобладают тропические элементы /4/. Смешанных фаун почти нет. Единственным исключением является район верховьев р.Большой Анхой, где А.С.Дагис отмечает совместные находки тропических и бореальных элементов.

В Северной Америке тропические фауны присутствуют, согласно Г.Д.Стенли /94/, в Южной Аляске, в районах озера Илиamna и горах Врангеля. В последнем пункте они представлены органогенными известняками мощностью до 1400 м. Карбонаты, разделенные на три формации, залегают

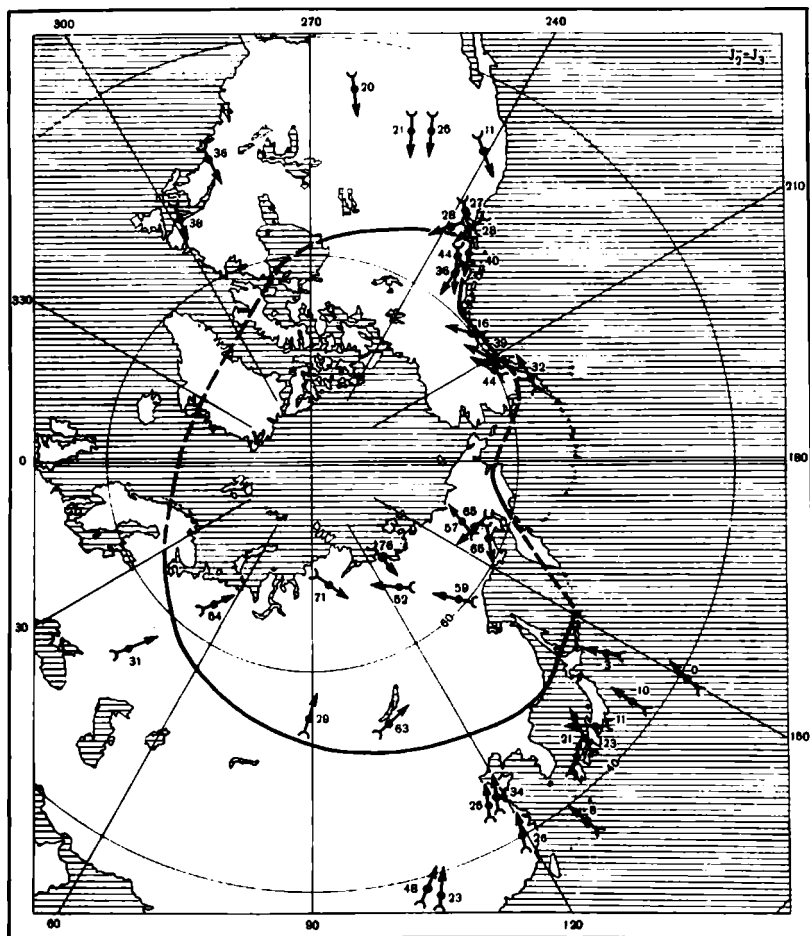
непосредственно на шаровых лавах океанического фундамента. Их детальное изучение позволило Г.Д.Стенли установить, что снизу вверх происходит смена мелководных известняков формации Читистон глубоководными из формации Низина, и разрез завершается еще более глубоководной кремнистой формацией Маккарти, верхи которой относятся уже к нижней юре. Согласно Г.Д.Стенли, разрез типичен для постепенно погружающейся вследствие остывания молодой триасовой океанической литосферы карбонатной платформы. Сходные отложения мощностью до 2000 м есть и в районе Вайтхаус, в юго-западной части Юкона, т.е. в Канаде. Терригенно-карбонатные отложения триаса с тропической фауной есть и в архипелаге Александра на о-ве Грекина (формации Нехента и Чапайн Пик). Ряд разрезов верхнетриасовых отложений известен на о-ве Ванкувер, где они выделены в одноименную группу, состоящую в основном из толентов базальтов и их туфов, но содержащую пачки известняков с кораллами и многочисленными тропическими амmonoидеями.

Фауна всех перечисленных местонахождений является типично тропической, наиболее сходной с известной в эпиконтинентальных морях штатов Орегон и Невада, расположенных значительно южнее. Все остальные морские бассейны западной части Северной Америки были населены либо бореальной ("фауна высоких широт" по Е.Т.Тозеру), либо смешанной фауной, причем последняя развита локально между 50 и 60° с.ш. в наиболее восточных морских разрезах.

Из приведенного краткого обзора видно, что положение границы, разделяющей населенные бореальной или тропической фауной моря, практически осталось тем же, что и в поздней перми. Наиболее теплолюбивая, тропическая фауна развита исключительно в регионах, примыкающих к Тихому океану, в полосе, шириной не более 300–400 км. Триасовые отложения на остальной территории Северо-Восточной Азии и северо-западной части Северной Америки были охарактеризованы типично бореальной, резко обедненной фауной. Смешанные фауны присутствуют лишь кое-где в Северной Америке и в бассейне р.Большой Аляски, в других регионах они неизвестны, и точки с тропической и бореальной фаунами отделены друг от друга немногими сотнями километров.

Р а б. На рис.4 показано положение Бореальной области в байосе по работе А.А.Шевырева /43/ с небольшими изменениями по Д.Г.Тейлору с соавторами /98/. Палеомагнитные данные нанесены в основном для средней юры по суше и дополнены некоторыми сведениями по собственно океану для поздней юры.

Палеобиогеография юры наиболее изучена на западе Северной Америки. Для этого региона группой американских и канадских исследователей /98/ составлена серия палеобиогеографических схем, в основу которых легло распространение наиболее изученной группы фауны – амmonoидей. Кроме Бореальной и Тропической (в рассматриваемой работе она названа Тетической), в различные периоды выделяются Восточно-Тихоокеанская и Тихоокеанская области.



Р и с. 4. Сопоставление палеомагнитных и палеобиогеографических данных по регионам, примыкающим к северной части Тихого океана для средней-поздней вры

Условные обозначения см. на рис.3

При анализе этих карт видно, что в конце ранней (плинсбах) и в начале средней вры, до байоса включительно, на Южной Аляске и на западном побережье Канады постоянно присутствуют представители тропической фауны. В то же время восточнее и юго-восточнее в эпиконтинентальных бассейнах юго-западной Канады доминируют бореальные фауны (поздний плинсбах) или фауны космополитные, лишенные тропических форм. Таким образом, ситуация в это время совершенно аналогична существовавшей в поздней перми и триасе. Начиная с середины келловей, фауна всей северо-западной части Северной Америки становится довольно однообразной. В ее составе начинают преобладать бореальные элементы, среди

которых лишь в раннем оксфорде на Южной Аляске иногда присутствуют тропические роды аммоноидей.

В Северо-Западном секторе Тихоокеанского подвижного пояса почти все морские бассейны были заселены бореальной фауной /6/. Исключение составляют лишь Южное Приморье, где есть банки мегалодонов и доминируют тропические формы аммоноидей (*Perisphinctes* и др.). Представители последнего рода недавно описаны и из келловейских отложений Кореи /28/, что делает вероятным отнесение ее к Тропической области.

Таким образом, и здесь распределение бореальных и тропических фаун остается примерно таким же, каким оно было в поздней перми и триасе.

Рассмотрение палеобиогеографии мела и кайнозоя для окраины Тихого океана не входит в задачу настоящей работы. Отметим лишь, что большинство специалистов выделяет самостоятельную меловую Тихоокеанскую область, содержащую как бореальные, так и тропические элементы. Характеристика ее представляется, однако, настолько неотчетливой и противоречивой у различных авторов, что едва ли может служить опорой для тектонических построений.

Палеомагнетизм

Потенциальные возможности палеомагнитных исследований в изучении явлений аккреционной тектоники стимулировали резкий рост объема этих работ, который наблюдается в последнее десятилетие, в особенности по всей Внешней зоне Североамериканских Кордильер от Аляски до Калифорнии, а также в Японии. Много новых палеомагнитных данных получено на Дальнем Востоке и Северо-Востоке СССР и в некоторых других регионах востока Азии.

Эти данные позволили начать разработку моделей тектонической эволюции обрамления северной части Тихого океана. Более того, они позволили получить и более определенные представления о доюрской истории самого океана, которые принципиально невозможно было получить исследованием океанского дна и о которых можно догадываться лишь на основе глобальных палеомагнитных реконструкций. Некоторые из этих моделей были представлены в докладах на 27 Международном геологическом конгрессе /80,81/.

В данной статье рассматриваются палеомагнитные данные в интервале поздняя пермь-поздний мел. Все палеомагнитные данные по СССР представлены в сводном каталоге /23/, а зарубежные данные по состоянию на конец 1978 года - в каталогах /66,67,76,77,78/. Эти данные перечислены в табл.1. Более новые данные заимствованы из таблиц, приведенных в сводках /58,69,92/ и статьях, опубликованных в 1980-1985 гг. (табл.2,3). Всего рассматривается 242 независимых определения по северному обрамлению Тихого океана и прилегающим к нему кратам, однако эти данные распределены крайне неравномерно как в пространстве, так и во времени. Из 242 определений 100 относятся к мелу, из них 34 - к Японии. Это обстоятельство, а также наличие погрешностей в

Т а б л и ц а I. Перечень нанесенных на рис.3-5 палеомагнитных направлений из каталогов /23,66,67,76,77,78/

Возраст	Регион	Индексы палеомагнитных определений
K ₂	Дальний Восток и Северо-Восток СССР	03025, 04021, 04022, 04024, 04026, 04032, 04033, 04043
J ₃ +K ₁		04023, 04025, 04044, 05015, 05016
J ₁ +J ₂		05007, 05008, 05009, 05010, 05019, 05020
T ₂ +T ₃		06004, 06041, 06042, 06044, 8117
P+T ₁		06029, 06053, 06062, 07010, 07044, 07046, 07072, 07078, 7181, 7182
K ₁	Сибирская платформа	04010, 04020, 04045, 04054, 05003
J		05012, 05040
T ₁		06020, 06021, 06022, 06027, 06033, 06034, 06048, 06052, 06068, 06079
P ₂ +T ₁	Центральная Азия	06023, 06025, 06049, 06061, 06080, 06081
K		04011, 04016, 16.063
T		15.102
K	Юго-Восточная Азия	10221, 14.189, 14.228, 15.032
J		10072
P+T		7058, 7059, 7300, 7301, 8046
J ₃ +K ₂	Индонезия	14.210, 16.113
P		14.328, 16.140, 16.144
K	Североамериканские Кордильеры	10030, 10066, 10078, 10118, 10161, 10183, 10212, 15.053, 15.061, 16.097, 16.098, 16.111
J		9154, 9167, 14.262, 15.063, 16.112
T ₃		8132, 15.099, 15.101, 16.131
K ₂	Североамериканский кратон	10822, 10071, 10073, 10216, 10012, 10017, 10035, 10072
J		8128, 8237, 8263, 9072, 9137, 9176, 9177, 15.Р78, 15.Р79, 16.121
T ₂ +T ₃		8042, 8044, 8062, 8063, 8064, 8065, 8068, 8111
T ₁		8030, 8066, 8236, 8242, 15.103, 16.133
P		7073, 7095, 7097, 7117, 7147, 7149, 7160, 7161, 7162, 7163, 7205, 7211, 7212
K	Тихоокеанские под- водные горы	13052, 13063, 13068, 13072
J ₃		13054, 13059

Пр и м е ч а н и е. Индексы вида 04043, 05007 - из каталога /23/,
7068, 10221 - из /66,67/, 14.210, 16.113 - из
/76,77,78/.

определении палеомагнитных направлений в регионах с активной тектоникой, обусловленных локальными деформациями, необходимо учитывать при интерпретации палеомагнитных данных. Кроме того, в тектонически активных зонах широко развито явление "омоложения" намагниченности пород в результате воздействия наложенных процессов. Недостаточный учет этого явления может привести к недооценке масштаба и преуменьшению скорости горизонтальных тектонических движений.

Палеомагнитные определения позволяют найти для конкретных моментов геологического времени ориентацию тектонического блока относительно меридиана (она задается углом склонения D) и его палеошироту φ_m , вычисленную по углу наклона I , но оставляет палеодолготу произвольной. Наконец, в процессе аккреции тектонические блоки могли дробиться, а их фрагменты испытывать повороты, неизбежные при "косом" столкновении. Это изменяет значения склонения D для всех "доколлизонных" пород, что существенно обесценивает этот параметр для восстановления исходного положения блоков. Все это затрудняет полную реконструкцию истории движений, сформировавших северный сегмент Тихоокеанского кольца, и построение соответствующих карт, поэтому здесь ограничимся лишь выделением основных этапов этих движений и заключениями о палеоширотном положении некоторых тектонических единиц и их возможной принадлежности к тем или иным плитам в прошлом.

Для этого анализа данные таблиц 1-3 сгруппированы по главным тектоническим единицам Северного сегмента Тихоокеанского пояса, а для каждой из них - по достаточно крупным (порядка периода) интервалам геологического времени. Для всех таких групп вычислены средние палеомагнитные полюсы и погрешности их определения α_{95} . По ним проведен обратный пересчет палеомагнитных направлений на средние координаты района исследований, и в этих точках вычислены азимут палеомеридиана A и палеоширота места φ_p . Кроме того вычислены значения этих величин, экстраполированные с "блока сравнения", т.е. той тектонической единицы, относительно которой оцениваются масштабы движений, вычисленные по палеомагнитным полюсам "блока сравнения". Все эти величины приведены в табл.4. В этой таблице значения азимутов палеомеридиана в точках со средними координатами φ и A соответствуют средним координатам палеомагнитных полюсов, приведенным в книге "Палеомагнитология"/24/. Погрешности разностей оценены стандартными отклонениями, вычисленными по формулам: $\delta(\Delta A) = \frac{1}{2}(\alpha_{95}/\cos \varphi_p + A_{95}/\cos \varphi_p)$ и $\delta(\Delta \varphi) = \frac{1}{2}(\alpha_{95} + A_{95})$, где A_{95} - радиусы кругов доверия средних полюсов для блоков сравнения.

На основе палеомагнитных данных возможно выделение следующих вариантов (этапов) горизонтальных движений:

1. Блок принадлежит материнской плите и движется вместе с ней. Палеомагнитные направления согласованы по крайней мере по наклону, т.е. палеошироты блока для любого момента времени в пределах этого

Т а б л и ц а 2. Палеомагнитные направления и полюсы для Японии и стран Юго-Восточной Азии
по / 58,69,92/

Воз- раст	Регион	Место наблюдения		Число не- зависимых определений	Координаты палеомагнит- ного вектора		Палео- широта места φ_m^o	Радиус до- верия α_{95}^o	Координаты полюса	
		φ^o	λ^o		D^o	J^o			Φ^o	Λ^o
		3	4		6	7			10	11
I	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
K	О-в Хоккайдо	42,3	140,0	I	62	56	37	15,6	43	216
K		43,3	145,8	I	348	54	35	5,9	77	15
K _I	Китаками, о-в Хонсю	39,1	141,5	6	318	52	33	8,3	56	55
K	Абукума, о-в Хонсю	37,4	140,8	I	337	58	39	18,0	72	62
K	Юго-Западный Хонсю	34,8	134,7	5	57	51	32	7,1	43	210
K		34,5	131,8	6	55	60	41	12,2	44	209
K		34,1	131,0	5	55	62	43	6,8	47	191
K	Корейский п-ов	39,4	125,8	5	49	59	40	13,7	55	197
K		38,5	125,6	4	42	57	38	21,3	60	202
K ₂		35,6	128,5	4	10	53	34	9,6	81	224
K _I		36,3	128,3	4	18	54	35	12,4	75	215
K	Динань, КНР	26,0	108,0	I	30	60	41	-	61	161
K ₂	О-в Калимантан	-1,2	110,0	I	311	0	0	8,3	41	21
K ₂	О-в Сулавеси	-5,0	120,0	I	346	-32	-17	21,7	71	347
J ₃ -K _I		-4,8	119,7	I	325	-25	-13	7,2	55	32

I	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
J ₃	О-в Хонсю	36,8	136,8	1	325	22	11	20,0	50	17
J	Юго-Западный Хонсю	33,9	133,2	1	13	40	23	18,0	74	262
J ₁₋₂		33,8	130,7	2	64	38	21	17,0	33	207
J _I	О-в Суматра	-1,3	100,3	1	357	-42	-24	-	67	286
J	О-в Сумба	-8,7	119,5	1	59	-44	-26	4,9	32	234
J	Таиланд	16,9	100,7	1	22	37	21	11,1	69	177
T-J ₁		16,9	100,7	1	26	36	20	14,0	64	177
T	О-в Хонсю	34,4	136,0	2	63	39	22	12,0	34	220
T		35,6	136,1	1	18	28	15	20,0	64	274
T	Юго-Западный Хонсю	34,3	131,1	1	56	68	51	5,0	46	182
T ₃		32,6	130,6	1	350	3	2	-	58	330
T ₃	О-в Окинава	26,7	127,9	1	335	17	9	14,0	60	5
T	О-в Суматра	0,0	100,0	1	26	-29	-16	28,0	60	222
T ₃		-1,3	100,8	1	-20	-26	-14	7,0	49	209
T ₃	О-в Церам	-3,3	129,1	1	82	23	12	12,6	8	207
P	Китаками, о-в Хонсю	39,1	141,7	1	12	39	22	-	65	293
P _{2-T_I}	О-в Хонсю	35,8	136,2	2	12	6	3	21,0	56	295
P _I		35,1	135,7	1	89	-21	-11	7,0	-6	235
J	Сычуань, КНР	28,5	104,6	1	37	66	48	6,0	56	150

Т а б л и ц а 3. Новые палеомагнитные данные для северного обрамления Тихого океана

Воз- раст	Регион	Место наблюдения		Координаты палеомагнит- ного вектора		Радиус круга доверия	Палео- широта места	Координаты полюса		Источник
		φ°	λ°			α_{95}°	φ_m°	Φ°	Λ°	
		3	4	5	6			9	10	
I	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
K	О-в Катори, Япония	36,1	143,0	345	18	-	9	60	354	/101/
K _{I-2}		36,1	143,0	350	-20	-	-20	-10	43	
K ₂	О-в Данти-Кашима	35,8	142,7	348	20	-	10	62	249	
K _I	Вго-Западный Хонсю	34,2	131,1	63	56	8,5	36	39	198	/54/
K		35,0	132,5	71	44	20,3	26	29	210	/85/
K ₂	О-в Лусон	14,5	121,5	61	16	7,4	8	31	211	/56/
K _I	Чжэцзян, КНР	30,0	119,0	15	43	4,8	14	76	226	/74/
K _I	Шаньдун, КНР	35,0	116,0	26	54	12,2	35	69	200	
K	Таиланд	16,4	101,9	47	26	16,0	14	46	188	/45/
J		16,4	101,9	29	38	10,0	21	62	177	
J ₃	Шаньдун, КНР	35,0	116,0	21	43	7,9	25	71	226	/74/
J ₃		37,0	117,0	29	50	4,0	31	74	216	
J ₂₋₃		37,0	117,0	22	56	6,6	37	72	202	
J ₃	Чжэцзян, КНР	30,0	119,0	19	44	12,6	26	73	214	
J ₂	Гуйчжоу, КНР	27,0	107,0	23	40	14,0	23	68	202	
J _I	Таиланд	16,4	101,9	35	38	13,0	21	57	180	/45/
T ₃		16,4	101,9	43	43	7,5	25	49	172	
T _I	Ляопин, КНР	41,0	124,0	296	44	17,6	25	35	39	/74/
P ₂	Шанси, КНР	38,0	113,0	309	23	-	12	38	6	

I	2	3	4	5	6	7	8	9	10	II
P ₂ -T _I	Чаньсинь, КНР	29,0	119,0	43	44	6,8	28	51	205	
P ₂	Гуайджоу, КНР	27,0	107,0	47	-30	12,0	-16	29	235	
P ₂	Тайвань, КНР	37,8	112,3	318	22	6,9	11	44	358	/75,79/
P ₂	Сычуань, КНР	29,6	103,4	308	6	6,2	3	30	348	
P ₂	Синьцзян, КНР	41,0	79,4	20	46	30,0	27	63	191	/74/
P ₂	О-в Хонсю, Япония	35,0	135,6	67	-27	11,0	-14	10	251	/71/
P	О-в Окинава	26,7	127,9	328	-1	4,9	-1	49	2	/93/
K ₂	О-в Лайн	4,0	200,5	12	-37	-	-20	63	355	/91/
K ₂	Британская Колумбия	49,5	238,6	30	57	5,0	38	65	345	/68/
K ₂	Невада	41,3	241,6	342	67	5,0	50	75	194	/90/
K _I	Британская Колумбия	56,0	233,9	32	60	5,0	41	55	346	/46/
K		52,5	238,5	35	57	9,0	38	62	345	/88/
K _I	О-в Ванкувер	49,0	234,5	17	58	4,7	39	79	52	/96/
J _I		49,0	234,5	13	47	5,0	28	66	355	
J _I	Британская Колумбия	49,8	239,4	41	47	5,5	28	53	11	/97/
T ₃		52,0	236,0	28	36	7,3	20	52	347	/95/
T ₂₋₃	Юго-Восточная Аляска	61,5	217,3	73	-26	5,0	-14	-6	328	/60/
T ₃	Острова Александра	56,9	226,1	235	65	11,0	47	23	189	/61/
T	Северная Калифорния	41,2	238,0	70	24	6,3	13	23	331	/55/
P		40,9	237,8	49	29	6,2	16	41	344	
T _I	Колорадо, США	35,7	248,5	344	13	2,1	7	57	99	/87/
P ₂ -T _I	Южная Аляска	63,1	212,8	128	-33	6,0	-18	-32	277	/63/
P		63,2	213,9	85	-12	6,0	-6	-5	310	
P		63,1	215,7	113	-28	12,0	-15	-24	293	

этапа согласуются (на реконструкции) с экстраполированными из материнской плиты.

2. Отрыв блока от материнской плиты и его дрейф в составе другой плиты. Фактически палеошироты блока все более отклоняются от экстраполированных с материнской плиты и приближаются (не обязательно до совпадения) к экстраполированным с плиты, к которой блок принадлежит сейчас.

3. Столкновение с кратоном или ранее причлененными блоками и движение вдоль окраины континента с изменением ориентации. Момент столкновения фиксируется нарушением характера изменения палеомагнитного вектора, теперь преобладают изменения палеомагнитного вектора, склонения, т.е. азимута палеомеридиана. Значения склонения и палеошироты приближаются к экстраполированным с "плиты прибытия".

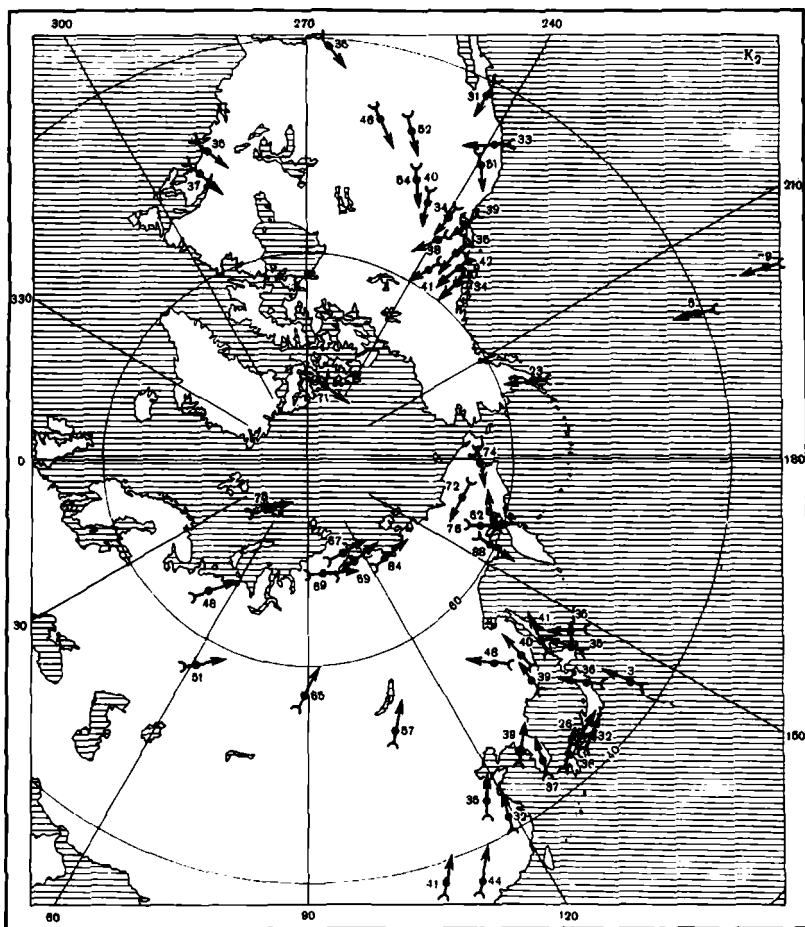
4. Консолидация структуры, припаивание блока к континенту. Момент консолидации фиксируется совпадением измеренных значений склонения и наклонения палеомагнитного вектора, т.е. азимута палеомеридиана и палеошироты с экстраполированными, при дальнейшем согласном изменении этих величин. Совпадение их только к современности указывает на продолжающееся движение блока относительно "плиты прибытия".

Пользуясь этими признаками, данными табл.4 и палеомагнитными реконструкциями положения главных литосферных плит для эпох позднего палеозоя и мезозоя /24/, можно представить в общих чертах движение некоторых блоков, входящих в состав северной части Тихоокеанского подвижного пояса.

Арктическая Аляска и Чукотка. Палеошироты Колымско-Чукотского блока в интервале ранняя пермь-ранний мел существенно не отличаются от экстраполированных как с Сибирской, так и с Северо-Американской платформы, тогда как пермский палеомеридиан повернут относительно палеомеридианов этих платформ соответственно на 30° и 72° против часовой стрелки (табл.4). Поворот блока против часовой стрелки произошел в послепермское время, однако верхний предел времени поворота установить пока невозможно из-за большой неопределенности в ориентировке мезозойских палеомеридианов вблизи полюса ($\varphi = 79-84$) (рис.5).

Палеомагнитных данных по Арктической Аляске для интервала времени P_2-K_2 нет, однако палеомагнитные данные для более древних (карбон-девон) и более поздних (палеоген) эпох указывают, как и для Чукотки, на отсутствие смещений по отношению к Североамериканскому кратону и наличие поворота против часовой стрелки /57,62/. По-видимому, в мезозое существовал единый блок Чукотка-Арктическая Аляска, с поворотом его против часовой стрелки иногда связывается раскрытие Американо-Азиатского бассейна.

Верхоянский пояс и Омогонский массив. Палеошироты Верхоянского пояса для всего интервала пермь-мел, а Омогонского массива для послетриасового времени совпадают (в преде-



Р и с. 5. Палеомагнитные данные по северной части Тихого океана и прилегающим регионам для позднего мела

Стрелки - палеомагнитные векторы

лах погрешности) с экстраполированными с Сибирской платформы (табл.4, № 1-3, 8-9). В перми и триасе Оломонский массив располагался на 52° с.ш., тогда как его экстраполированная с Сибирской платформой широта была бы 74° . Сближение с Сибирской платформой на $22^{\circ} \pm 8^{\circ}$, т.е. примерно на 2500 ± 1000 км, произошло в интервале поздний триас-средняя пра. Повороты мезозойских палеомагнитных направлений против часовой стрелки, отмеченные в западной части Верхоянского пояса /24/, вероятно, имели локальный характер, были связаны с формированием левосторонних сдвигов-надвигов при образовании S-образной структуры этой части пояса и не сопровождались существенными (более 500 км) смещениями всего пояса относительно Сибирской платформы.

Т а б л и ц а 4. Углы смещения и поворота для блоков северного обрамления Тихого океана

Блок (микроплита)	Эпоха	Число групп определений	Средние координаты района исследований		Азимут палеомеридиана и палеоширота		Радиус круга доверия	Блок сравнения	Экстраполированные значения		Разности и их погрешности	
			φ°	λ°	A°	φ_p°	α_{95}°		A_0°	φ_0°	ΔA°	$\Delta \varphi^\circ$
I	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
Верхоянский пояс	J ₃ -K ₁	I	73	125	88	84	-	Сибирская платформа	84	78	4	6
	T ₃ -T ₁	4	68	127	99	75	29		128	81	-29	-6±22
	P-T ₁	6	69	126	141	69	8		138	67	3±16	2±6
Кольмо-Чукотский блок	J ₂ -K	5	64	162	259	80	10	Североамериканская платформа	7	84	-	-4±10
	"-								72	79	-	1±8
	P ₁	I	65	166	198	67	-	Сибирская платформа	270	61	-72	6
	"-								218	72	-30	-5
	J-K	3	64	159	322	83	22		12	83	-	0±16
Омолонский массив	P ₂ -T	4	64	159	54	52	11	Амурская плита	205	74	-151±16	-22±8
	K ₂	5	47	135	358	55	22		20	57	-22±28	-2±16
	T	I	43	132	56	54	-		14	70	42	-16
	P	2	43	132	92	49	-		56	76	36	-27
Сино-Корейская плита	K	4	38	127	27	42	11	Амурская плита	18	47	9±15	-5±11
	"-								0	46	27±23	-4±16
	J ₂ -K ₁	4	36	116	21	32	4		22	48	-1±10	-16±7
	"-								15	45	6±12	-13±9
	P ₂ -T	4	38	117	120	-9	24		54	55	66±16	-64±14
	"-								65	15	55	-24
	J ₂ -K ₁	4	28	113	20	29	10		20	39	0±12	-10±10
	"-								14	36	6±14	-8±10
Плита Янцзы	P ₂ -T ₁	3	29	110	41	4	17	Сибирская платформа	45	55	-6±12	-51±10

I	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
Плита Янцзы	P ₂ -T _I							Амурская плита	60	12	-19	-8
Северная Япония	K _I	6	39	141	318	33	8	Сино-Корейская плита	28	44	-70±12	-11±10
	J ₃	1	37	137	325	22	-		22	39	-57	-17
	P-T	3	37	138	14	12	7		132	5	-118±16	7±16
Юго-Западная Япония	K	5	35	132	60	34	7		27	38	33±11	-4±9
	J _I -2	2	34	132	64	21	-		22	36	42	-15
	P	2	35	135	78	-12	-		128	2	-50	-14
	-"							Амурская плита	88	32	-10	-44
Блок п-ова Аляска	J ₃ -K	2	58	205	36	31	-	Северо-американская платформа	322	78	74	-47
	P-T	4	63	215	39	-16	21		309	38	90±14	-54±12
Блок островов Александра	K	4	54	230	20	44	12		328	68	52±14	-24±8
	T ₃	1	57	226	55	-23	-		338	36	77	-59
Врангеллия	K ₂	3	50	233	356	54	4		332	63	24±8	-9±4
	J-K	4	49	237	22	34	13		323	60	59±13	-26±9
	T	2	50	235	2	-23	-		348	25	14	-48
Стикиния	J ₃ -K	4	54	234	27	35	12		316	64	71±13	-29±8
	T ₃	2	57	234	291	23	18		340	35	-49	-12
Квеснедлия	K	2	51	239	16	34	-		329	62	47	-28
	T ₃ -J _I	3	51	238	30	27	11		344	28	46±17	-1±8
Северо-Японская группа подводных гор	K _I	5	40	146	344	4	14	Современные координаты	-	-	-16±7	-36±7
Центрально-Японская группа	K ₂	2	36	143	346	9	-		-	-	-14	-27
	K _I -J ₃	1	36	143	350	-10	-		-	-	-10	-46
Южно-Японская группа	J ₃	4	28	149	14	0	14		-	-	14±7	-28±7
Группа о-ва Уэйк	J ₃	4	21	166	3	-9	18		-	-	3±9	-30±9
Экваториальная группа	K _I	4	6	183	4	-17	15		-	-	4±8	-23±8
О-ва Композиторов	K ₂	4	30	197	18	5	10		-	-	18±5	-25±5
Гавайская группа	K ₂	9	18	202	13	-9	8		-	-	13±4	-27±4
Группа островов Лайн	K ₂	4	4	201	12	-20	13		-	-	12±7	-24±7

Плиты Амурская, Сино-Корейская и Янцзы. Палеомагнитные направления для всех трех плит существенно отличаются от сибирских только для доюрских эпох, хотя тенденция (в сторону уменьшения палеоширот) наблюдается и для позднего мезозоя (табл.4, № 10,13,15,19). Разности между фактическими и экстраполированными с Сибирской платформы палеоширотами от $-(2+5)^{\circ}$ в мелу и $-(10+16)^{\circ}$ в интервале средняя юра-нижний мел до $-(27+64)^{\circ}$ в поздней перми-раннем триасе (табл.4, №12,17,21). Одновременно возрастают и палеоширотные различия между плитами - от $-(4+13)^{\circ}$ для мела и юры до $-(8+24)^{\circ}$ для пермо-триаса (табл.4, № 14,16,18,22). Изменения азимутов палеомеридианов более сложны. Можно лишь отметить, что большие различия в ориентировке палеомеридианов для Амурской плиты и Сибирской платформы связаны с высокими $(70-76)^{\circ}$ значениями экстраполированных сибирских палеоширот, в то время как значения $A = 55-66^{\circ}$ для пермо-триаса Сино-Корейской плиты указывают на значительный ее поворот в интервале T_{1-2} по отношению к Амурской плите и Сибири.

В целом представляется, что в перми и раннем триасе плиты Янцзы и Сино-Корейская находились в экваториальной области, а Амурская - в умеренных широтах северного полушария, причем расстояние между ними по меридиану были увеличены на 1000-2500 км по сравнению с современными. В процессе последующего дрейфа на север эти плиты сблизились с Сибирской платформой и в мелу уже составляли единое целое с Северной Евразией. На последних этапах этого сближения, а частично и в процессе коллизии произошел поворот Сино-Корейской плиты (или ее части) на 50° по часовой стрелке, а также, вероятно, и локальные повороты на восточном крае Амурской плиты (в Сихотэ-Алине).

Островные дуги Японии. Палеомагнитные данные по Японии, первые, полученные на современных островных дугах, послужили одной из важнейших основ для разработки двух существенных компонентов аккреционной тектоники - образования ороклинальных структур и задуговых бассейнов. Синтез этих данных, начиная с работы Каваи /72/, проводился неоднократно по мере их накопления. Последние обобщения представлены в специальном выпуске журнала /64/.

Как видно из табл.4 (№ 23-29), в перми и триасе Япония находилась в экваториальной зоне (от 12° ю.ш. до 12° с.ш.), а затем мигрировала на север, достигнув в меловое время широт, лишь на несколько градусов более низких, чем современные. Обращает на себя внимание сохраняющаяся для всего этого интервала времени разница в ориентации палеомеридианов порядка 100° между Южной и Северной Японией, а также близость палеоширот к палеоширотам Сино-Корейской плиты. Вероятно, Япония дрейфовала к северу вместе с Сино-Корейской плитой, а значит и вместе с плитой Янцзы, а с триаса - и с Амурской. Различие же в ориентации палеомеридианов между юго-западной и северной частями Японской дуги связывается с изгибом первоначально линейной Японской дуги при раскрытии

Японского моря как задугового бассейна. Как показал У.Отофуджи с соавторами, из палеомагнитных данных следует, что этот изгиб произошел в интервале 21-12 млн лет назад, при этом Северная Япония повернулась против часовой стрелки на $(47 \pm 14)^\circ$ вокруг точки 39° с.ш., 141° в.д., а Дго-Западная - по часовой стрелке на 54° вокруг точки 34° с.ш., 129° в.д. /84,85/.

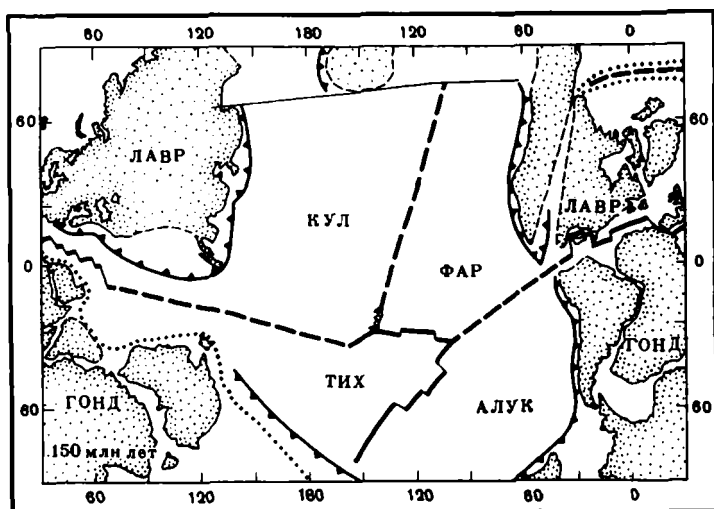
Внешняя зона Североамериканских Кордильер. Согласно современным тектоническим моделям формирования структуры Североамериканских Кордильер, их Внешняя зона образована более чем 150 аллохтонными блоками. Наиболее крупными из них, где в достаточной мере исследован палеомагнетизм мезозойских пород, являются блок п-ова Аляска, Врангеллия (о-ва Ванкувер и Королевы Шарлотты и горы Врангеля на юге Аляски) и примыкающие к ним с востока Стикиния и Квеснеллия (в пределах Британской Колумбии и Орегона). Общим для двух западных блоков являются большие разности между наблюдаемыми и экстраполированными с Североамериканского кратона палеоширотами $-(26 \pm 47)^\circ$ для поздней юры и раннего мела и $-(48 \pm 59)^\circ$ для триаса и перми (№ 30-36), а для всех блоков - большие различия в ориентации палеомеридианов: от -49° до $+90^\circ$.

Сопоставление с данными, полученными другими методами

Основным способом расшифровки движения океанических плит является использование линейных магнитных аномалий дна океана, отражающих процесс зарождения океанической коры у срединно-океанических хребтов и постепенного раздвижения ее в стороны. Метод применяется для определения возраста для океанов с поздней юры, так как более древние участки дна в океанах достоверно не известны. Для океанов, имеющих один срединно-океанический хребет (разрастания), например, Атлантический, это делается достаточно просто, и обычно разногласий не вызывает. В Тихом океане, однако, во все периоды его развития существовало несколько хребтов разрастания и, соответственно, несколько плит. Реконструкции положения плит и хребтов в Тихом океане и эволюция их в течение последних 160 млн лет сделаны Л.П.Зоненшайном с соавторами /15/. Как видно из реконструкции (рис.6), в Тихом океане в поздней юре существовали четыре основных плиты - Тихоокеанская, Кула, Фараон и Алул.

На приводимой схеме отчетливо видно, что в интересующей нас части (северной) Тихого океана в поздней юре располагались плиты Кула и Фараон, а разделявший их хребет разрастания имел почти меридиональное северо-северо-восточное простирание. Движение зарождающихся здесь океанических плит на запад и восток обусловило существование активных окраин и вулканогенных поясов на востоке Азии и западе Северной Америки в поздней дре-раннем меле.

Хребет, отделявший эти плиты от располагавшихся южнее плит (Тихо-



Р и с. 6. Палеогеодинамическая реконструкция Тихого океана для поздней юры (150 млн лет) (по /15/)

океанская и Алука), проходил в почти широтном направлении и находился почти до 100 млн лет, т.е. до позднего мела, в южном полушарии, что обусловило движение плит Кула и Фаралон в северном направлении. Однако и сам хребет не оставался неподвижным, в последние 100 млн лет он постоянно смещался на север, одновременно испытывая поворот по часовой стрелке. Поскольку уже в палеогене плита Кула субдуцировала под Аляску и Северо-Восток СССР (остатком ее, возможно, являются лишь впадины Берингова моря с океанической корой), общая амплитуда перемещения хребта на север составляет не менее 60° , а перемещение самих плит Кула и Фаралон должно было быть больше, учитывая их движение на север от широтного хребта разрастания. Таким образом, данные геодинамического анализа дают смещение северной части Тихоокеанской плиты на север не менее, чем на 60° , и хорошо согласуются с данными по суше.

А.М.Городницким /13/ проведен анализ палеомагнетизма подводных гор, расположенных в различных районах западной части Тихого океана почти от экватора до 40° с.ш. и имеющих возраст от 100 до 20 млн лет (табл.4, № 41-49). При этом выяснилось, что во всех случаях горы смещены на север. Величина перемещения для гор, имеющих возраст 80-100 млн лет, обычно составляет $30-40^\circ$, для более молодых она уменьшается до 20° , но точное смещение не установлено ни в одном случае.

М.В.Кононов /17/ обобщил данные по изучению палеомагнитного наклона в базальтах керна 25 скважин глубоководного бурения. Во всех случаях фиксируется движение плиты на север. Амплитуда перемещения за последние 120 млн лет составляет 42° , а за 80 млн лет - 24° . Обоб-

чение палеоклиматических данных по осадкам океана показало, что зона пород и сообществ фауны, характерная для экватора прошлых геологических эпох, в настоящее время располагается значительно севернее. Для 80 млн лет смещение на север достигает $20-25^{\circ}$, для 100 млн лет - 36° . С таким же смещением плиты на северо-запад сторонники "горячик точек" связывают формирование Гавайского и Императорского хребтов. Долготная составляющая смещения составляет около 40° .

Таким образом, все известные методы определения палеоширот по собственно океану согласно свидетельствуют о том, что дно северной части Тихого океана в последние 100-120 млн лет существенно переместилось на север. Величина этого перемещения по разным методам колеблется в пределах $40-60^{\circ}$, т.е. хорошо согласуется с изложенными выше данными по прилегающей суше.

Последним методом, на котором следует остановиться, является структурный. Все исследователи, дающие характеристику структуры Тихоокеанского пояса или отдельных составляющих его регионов, отмечают наличие в них, кроме преобладавших надвигов, системы крупных сдвигов /25, 50, 51, 102 и др./, группирующихся в Восточно-Азиатскую и Северо-Американскую сдвиговые зоны /39/. В пределах первой все сдвиги (Акаиси, Танакура, Медианная линия в Японии, Центрально-Сихотэ-Алинский, Микулиньский, Арминский в Приморье и др.) левые. Во второй, Северо-Американской все сдвиги от Южной Аляски до Калифорнии (Денали, Тинтина, Калгат, Фейруэзер, Сан-Андреас и др.) - правые. Формирование их наиболее логично связывать с перемещением Тихоокеанской плиты и прилегающих к ней регионов на север.

Амплитуда смещений по каждому конкретному сдвигу составляет обычно десятки километров. Так, для сдвига Фейруэзер на Аляске Р.Брунс /48/ определяет амплитуду смещения только за позднечетвертичное время в 70 км. Смещение по наиболее известному и изученному сдвигу Сан-Андреас достигает 300 км /99/. Для разлома Акаиси в Японии амплитуда определена в 55 км, для Центрально-Сихотэ-Алинского - в 200 км. Однако ширина Восточно-Азиатской и Северо-Американской сдвиговых зон составляет несколько сотен километров, поэтому суммарное смещение с мела по настоящее время восточных блоков для Азии и западных для Америки по системе сдвигов на север В.П.Уткин определяет в 3000 км, что близко к данным, полученным палеомагнитным методом.

К истории формирования Северной части Тихоокеанского подвижного пояса

В настоящем разделе мы остановимся лишь на некоторых общих аспектах этой обширной проблемы, прямо вытекающих из приведенных выше палеомагнитных и палеобиогеографических данных. Эти данные свидетельствуют о том, что в поздней перми существовал единый материк Пангея и, соответственно, единый океан Панталасса. В его северной части на широ-

тах 50–70° с.ш. располагалось несколько микроконтинентов – Омогонский, Охотский, Новосибирский, Анадырско-Сewardский и другие, входящие сейчас во внешнюю зону Тихоокеанского пояса. Точное положение их в конце палеозоя установить невозможно, однако палеомагнитные данные свидетельствуют о том, что оно не соответствовало современному. В мезозое они были существенно смещены и повернуты по отношению друг к другу, и едва ли правомерно рассмотрение их как северо-западное и северное ограничение палеозойского Тихого океана. Современное положение в структуре Северо-Востока они заняли лишь в конце юры-начале мела.

Как на кратоне Северной Америки, так и на окраинах микроконтинентов Северо-Восточной Азии часто удается видеть характерные признаки позднепермской пассивной континентальной окраины – переход от мало-мощных терригенных или карбонатных пород платформенного типа к мощнейшим терригенно-туфогенным толщам или мало-мощным кремнистым пачкам континентального склона и его подножья.

Все домезозойские блоки, входящие сейчас в состав внутренней зоны Тихоокеанского пояса, располагались значительно южнее, в тропической зоне, а часть их – в южном полушарии (см. рис.3).

История движения блоков, входящих сейчас в состав Северной Америки, может быть представлена следующим образом /65,68,81/. В поздней перми и триасе они располагались в тропических широтах южного полушария, на 16–23° ю.ш., находясь на 6000 км южнее их современного положения по отношению к Североамериканскому кратону. К началу мела Врангеллия, двигаясь вместе с океанической плитой на север, на северной широте 34–44° столкнулась со Стикинией и Квеснеллией и, двигаясь далее по сдвигам вместе с ними вдоль западной окраины Североамериканского континента, испытала дробление и повороты, главным образом по часовой стрелке (рис.5). Как видно из табл.4 (№ 32,34,37,39), эти движения продолжались еще и в кайнозое ($\Delta\varphi = -9^{\circ} - -28^{\circ}$). Такие же послемеловые смещения, порядка 2500 км, устанавливаются и для некоторых блоков Калифорнии /49/. Послемеловские смещения порядка 5000 км устанавливаются для блока п-ова Аляска. Как палеомагнитные, так и структурные данные по кайнозое показывают, что блоки юго-западной Аляски продолжают смещаться и в настоящее время. О современных движениях по разлому Сан-Андреас говорилось выше. В результате, как отмечает Ж.Обуэн /18, с.45/, "западная часть Северной Америки может рассматриваться как результат последовательного столкновения блоков, перемещенных по сдвигам с юга на север".

Аналогичные движения фиксируются и на западном побережье Тихого океана. Япония с ее типично тропической фауной в поздней перми располагалась вблизи экватора. Палеомагнитные данные позволяют уточнить ее положение, давая для о-ва Хонсю 9° ю.ш. в перми и 1–6° ю.ш. в юре. Пермская тропическая фауна, находящаяся сейчас в Корее, могла существовать лишь в тропической зоне. Это же относится к палеозойским блокам, входящим в состав Камчатки и Сахалина.

В истории формирования северной части Тихоокеанского пояса в рассматриваемое время довольно четко намечаются два этапа, различающихся тектоническим режимом и характером движений.

Первый из них закончился в раннем мелу, начало относится к допермскому времени. Этот период характеризуется тем, что все блоки древней, допалеозойской континентальной коры (Омолонский и другие микроконтиненты, имеющие мощную литосферу) были разобщены и разделены участками, по-видимому, с океанической корой и более молодой, тонкой и, соответственно, менее прочной литосферой. В связи с этим они обладали способностью к перемещению при латеральном давлении. Сильнейшее сжатие, охватившее весь Северо-Восток СССР в поздней пре-раннем мелу, сдвинуло и повернуло эти микроконтиненты и "спрессовало" их, а прошедшая складчатость и интенсивнейший гранитоидный магматизм обусловили приращение их к Сибирской платформе и формирование единого Азиатского континента, в позднем мелу соединившегося с Америкой. Скорее всего, в это время был отчленен от Тихого океана Амеразийский бассейн, представления о его раскрытии в поздней пре, в период общего сильнейшего сжатия, представляются авторам мало правдоподобными. Аллохтонные элементы, испытавшие перенос с юга на тысячи километров, в составе внешней зоны не установлены.

Таким образом, в конце пре-начале мела, после формирования континентальной коры на всей территории внешней зоны Тихоокеанского пояса, Тихий океан приобрел очертания, напоминающие современные. Границей его стал Охотско-Чукотский вулканогенный пояс и его продолжение на Аляске. Вероятно, этот рубеж можно считать началом существования собственно Тихого океана, а для более древнего употреблять название Палеотихий.

Второй этап характеризуется существованием стабильного каркаса внешней зоны Тихоокеанского подвижного пояса и постепенным приращением к нему аллохтонных элементов, транспортируемых движущейся на север или северо-запад совокупностью океанических плит Кула и Фералон, а в кайнозой - собственно Тихоокеанской. Во всех случаях, когда по палеомагнитным или биогеографическим данным удается установить пермский или триасовый возраст тех или иных пород, оказывается, что в перми и триасе они были в низких широтах, т.е. в тропическом поясе. До сих пор во внутренней зоне всей северной части Тихоокеанского пояса ни палеомагнитным, ни палеобиогеографическим, ни каким-либо иным методом не установлено ни одного элемента, находившегося в конце палеозоя-начале мезозоя севернее 30° с.ш.

В ее пределах с мела до настоящего времени происходят наращивание континентов /32 и др./ за счет скучивания около их окраин аллохтонного материала, шарьирование его, "раздавливание" (по выражению П.Коня /52/) флишевых комплексов, образующихся у подножья континентального склона, формирование зон меланжа, офиолитов, гранитизация и

другие процессы, приводящие к становлению континентальной коры.

Незавершенность этого процесса фиксируется как палеомагнитным, так и структурным методами. В Японии, например, это выражается как в позднекайнозойском повороте отдельных блоков, о чем говорилось выше, так и в непосредственно наблюдаемых движениях. Примером последних может служить перекрытие части трога на границе Филиппинской и Азиатской плит горами Тандзава, происшедшее 0,3 млн лет назад /86/. В Америке надежно установлены позднекайнозойские и современные движения по сдвигам Сан-Андреас и Фейрфэкс.

Граница между зонами всегда тектоническая. Это хорошо видно в Северной Америке, где край Североамериканского кратона ("миogeосинклиналь") и внутренняя зона ("эвгеосинклиналь") разделены серией крупных правосторонних сдвигов (Пинчи, Денали, Скалистых гор и др.) /65/. Часто к этой границе приурочены офиолиты, обычно называемые американскими авторами океанической корой, или зоны меланжа.

В Азиатском секторе граница в значительной степени замаскирована окраинными морями или обширными необнаженными депрессиями - Пенжинской, Анадырской и др. В Охотоморском районе она проходит в 100-200 км восточнее Охотско-Чукотского вулканогенного пояса, что устанавливается палеобиогеографическим методом /38/.

Из всего сказанного следует.

1. Совместный анализ палеомагнитных и палеобиогеографических данных свидетельствует о том, что северная часть Тихоокеанского подвижного пояса в очертаниях, близких к современным, образовалась в раннем меду, когда сформировался единый массив континентальной коры Северо-Востока СССР. Тогда же приобрела очертания, близкие к современным, северная часть самого океана. До этого в его состав входил современный Американо-Азиатский бассейн, а внутри располагалась серия микроконтинентов.

2. Начиная по крайней мере с поздней перми, всеми возможными методами фиксируется смещение для Тихого океана на север, достигающее 70-75° по широте по отношению к экватору и 50-55° по отношению к Северной Америке, в доледовое время также смещавшейся на север. На север движется не отдельная плита, а вся совокупность плит и срединно-океанических хребтов, располагавшихся в Тихом океане, что хорошо согласуется с реконструкциями, сделанными на основании анализа магнитного поля океана. При этом движении структура ряда крупных блоков океанической коры почти не нарушается, о чем свидетельствует как сохранность серии трансформных разломов в северо-восточной части океана (Клиппертон, Кларифон, Меррей и др.), так и отсутствие существенного поворота векторов остаточной намагниченности на океанической плите. Любые тектонические построения в отношении Тихого океана должны учитывать как относительное движение конкретных океанических плит от

хребтов разрастания, так и абсолютное движение совокупности плит и хребтов на север.

Можно полагать, что движение океанической плиты на север обусловлено теми же причинами, что и общее движение континентов на север в девоне-юре.

3. В процессе этого движения океаническая плита (или плиты) увлекает за собой прилегающие части Азиатского и Американского континентов. Смещение их на север происходит по системе крупных сдвигов (левых - в Азии, правых - в Америке). В связи с этим поиски трансрегиональных линейных элементов, единых для океана и окружающих континентов, продолжений трансформных разломов океана на материках и т.п. представляются бесперспективными.

4. Как палеомагнитные, так и палеобиогеографические данные свидетельствуют о том, что северная часть Тихоокеанского кольца или подвижного пояса неоднородна. В ее пределах четко обособляются внешняя и внутренняя зоны. Первая представляет активизированный край Североамериканского кратона и более мелких континентальных блоков (Омолонского, Охотского, Анадырско-Сьюардского и др.), на которых в поздней юре-раннем мелу наложен характерный для активных окраин вулканогенный пояс. В пределах второй, внутренней, зоны формирование континентальной коры, продолжающееся и в настоящее время, происходит за счет скупивания аллохтонных, в основном океанических элементов, транспортирующихся океанической плитой с юга на север на тысячи километров. Изложенные данные не подтверждают представлений о наличии между океанической и континентальной плитами особых геосинклинальных трогов и делают беспредметными споры о времени их заложения.

5. Хорошо известное всем исследователям Северо-Востока СССР постепенное омоложение возраста складчатости с запада на восток по мере приближения к океану является следствием не миграции геосинклинального процесса, а постепенного приращения к Азиатскому континенту аллохтонных элементов, главным образом островных дуг.

6. Традиционно выделяющиеся в Корьякии, Сихотэ-Алине и Японии структурно-формационные зоны принципиально не отличаются от североамериканских "terraces". Палеомагнитные данные свидетельствуют о первоначальной значительной горизонтальной разобщенности основных структурных единиц и их последующем смещении и вращении.

7. Принципиальное различие состава коры и литосферы в целом во внешней и внутренней зонах Тихоокеанского подвижного пояса, выражающееся в несравненно большей роли океанической литосферы и продуктов переработки океанических осадков во внутренней, определило их разную минералогическую специализацию.

Л и т е р а т у р а

1. Аристов В.А., Брагин Н.Ю. Триас в вулканогенно-кремнистых образованиях Корьякского нагорья // Докл. АН СССР. 1980. Т. 254, № 6, С. 1432-1434.

2. Аристов В.А., Брагин Н.Д., Бялобжеский С.Г. и др. О возрасте вулканогенно-кремнистых формаций Корякского хребта// Там же. 1982. Т.265, № I. С.140-143.
3. Бычков Д.М. Позднетриасовые моллюски хр.Кенкерэн (Корякское нагорье)// Двустворчатые и головоногие моллюски мезозоя Северо-Востока СССР. Магадан, СВКНИИ ДВНЦ АН СССР, 1985. С.5-24.
4. Бычков Д.М., Дагис А.С. Позднетриасовая фауна Корякского нагорья и ее значение для палеотектонических и палеогеографических построений// Стратиграфия, фауна и флора триаса Сибири. М.: Наука, 1984. С.8-18.
5. Вахрамеев В.А., Добрускина Н.А., Заклинская Е.Д., Мейен С.В. и др. Палеозойские и мезозойские флоры Евразии и фитогеография этого времени. М.: Наука, 1970. 423 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 208).
6. Геологическое строение СССР и закономерности размещения полезных ископаемых. Л.: Недра, 1984. 560 с. (Восток СССР; Т.8).
7. Геологическое строение Японских островов. М.: Мир, 1968. 719 с.
8. Геология Берингова моря и его континентального обрамления. Л.: Недра, 1985. 126 с.
9. Геология Тихоокеанского подвижного пояса и Тихого океана. Л.: Недра, 1978. Т.1. 264 с.; Т.2. 248 с.
10. Геофизика океана. Т.2. Геодинамика. М.: Наука, 1979. 416 с.
11. Голубев В.М., Устинов Н.В. Строение осадочного чехла и фундамента Берингова моря// Литология и палеогеография Барнцевца и Карского морей. Л.: НИИГА, 1981. С.127-144.
12. Головинский В.И. Тектоника Тихого океана. М.: Недра, 1985. 198 с.
13. Городницкий А.М. Аномальное магнитное поле северо-западной части Тихого океана и кинематика Тихоокеанской плиты// Тихоокеан. геология. 1984. № 2. С.22-32.
14. Зинкевич В.П. Формации и этапы тектонического развития севера Корякского нагорья. М.: Наука, 1981. III с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып.349).
15. Зоненшайн Л.П., Савостин Л.А., Седов А.П. Глобальные палеогеодинамические реконструкции для последних 160 млн лет// Геотектоника. 1984. № 3. С.3-16.
16. Казимиров А.Д. Покровы востока Корякского нагорья и их структурно-формационные гомологи. М.: Наука, 1985. 110 с.
17. Кононов М.В. Абсолютное движение Тихоокеанской плиты за последние 120 млн лет// Океанология. 1984. Т.24, № 3. С.484-492.
18. Обуэн Ж. Тектоника складчатых поясов Тихоокеанского кольца. О некоторых так называемых классических аспектах перитихоокеанской геологии// Материалы XXVI Междунар. геол. конгр. Т.7. М.: Наука, 1984. С.43-47.
19. Океанология. Геологическая история океана. М.: Наука, 1980. 464 с.

20. Орленок В.В. Физика и динамика высших геосфер. М.: Недра, 1985. 183 с.
21. Основные черты стратиграфии пермской системы СССР. Л.: Недра, 1984. 180 с.
22. Палеобиогеографический атлас Тихоокеанского подвижного пояса и Тихого океана. М.: Аэрогеология, 1979. 84 с.
23. Палеомагнитные направления и положения палеомагнитных полюсов: Данные по СССР. Сводный каталог I. Материалы Мирового центра данных. М.: Межведомственный геофизический комитет, 1984. 95 с.
24. Палеомагнитология. Л.: Недра, 1982. 312 с.
25. Рождественский В.С. Сдвиги северо-восточного Сахалина// Геотектоника. 1975. № 2. С.85-97.
26. Руженцев С.В., Марков М.С., Некрасов Г.Е., Бялобжеский С.Г. Краевые моря древних геосинклинальных областей// Там же. 1977. № 5. С.95-113.
27. Руженцев С.В., Бялобжеский С.Г., Григорьев В.Н. и др. Тектоника Корякского хребта// Очерки тектоники Корякского нагорья. М.: Наука, 1982. С.136-189.
28. Сей И.И., Калачева Е.Д. Об инвазивных тетических аммонитах// Мезозой Советской Арктики. М.: Наука, 1983. С.61-72.
29. Сиверцева И.А. О пермской флоре Камчатки// Вестн. ЛГУ. 1975. Вып.3, № 18. С.141-145.
30. Соколов С.Д. Экзотические толщи раннего мезозоя Севера Тихоокеанского пояса// Докл. АН СССР. 1985. № 3. С.690-693.
31. Строение дна северо-запада Тихого океана. М.: Наука, 1984. 227 с.
32. Тектоника Северной Евразии. М.: Наука, 1980. 198 с.
33. Тектоника северо-западной части Тихого океана. М.: Наука, 1983. 116 с.
34. Унксов В.А. Тектоника плит. Л.: Недра, 1981. 288 с.
35. Устрицкий В.И. Зоогеография позднепалеозойских морей Сибири и Арктики// Учен. зап. НИИГА. Палеонтол. и биостратигр. 1970. Вып.29. С.58-77.
36. Устрицкий В.И. История развития Северо-Востока СССР в позднем палеозое// Верхний палеозой Северо-Востока СССР. Л.: НИИГА, 1975. С.54-75.
37. Устрицкий В.И. О принципах выделения и номенклатуре крупнейших палеозоогеографических подразделений Земли// Палеонтол. журн. 1986. № 3. С.3-10.
38. Устрицкий В.И., Степанов Д.Л. Палеобиогеография и климат Евразии в перми// Палеонтология. Морская геология. М.: Наука, 1976. С.-103-108.
39. Уткин В.П. Сдвиговые деформации и методика их изучения. М.: Наука, 1980. 142 с.
40. Ушаков С.А., Ясаманов Н.А. Дрейф материков и климаты Земли. М.: Мысль, 1984. 263 с.

41. Хаин В.Е. Региональная геотектоника. Океаны. Синтез. М.: Недра, 1985. 292 с.
42. Хеллем Э. Великие геологические споры. М.: Мир, 1985. 285 с.
43. Шевырев А.А. Биогеография юры // Итоги науки и техники. Стратиграфия и Палеонтология. М.: АИНИТИ, 1979. Т.9. С.31-58.
44. Шило Н.А., Туезов И.К. Тектоника и геологическая природа Азиатско-Тихоокеанской зоны перехода // Тихоокеан. геология. 1985. № 3. С.3-15.
45. Achache J., Courtillot V. A preliminary Upper Triassic paleomagnetic pole for the Khorat Plateau (Thailand): consequences for the accretion of Indochina against Eurasia // Earth and Planet. Sci. Lett. 1985. Vol. 73. N 1. P. 147-157.
46. Armstrong R.L., Monger J.W.H., Irving E. Age of magnetisation of the Axelgold Gabbro, north-central British Columbia // Canad. J. Earth Sci. 1985. Vol. 22. N 8. P. 1217-1221.
47. Bamber E.W., Waterhouse J.B. Carboniferous and Permian stratigraphy and paleontology, northern Yukon Territory, Canada // Bull. Canad. Petrol. Geol. 1971. Vol. 19. N 1. P. 29-250.
48. Bruns R., Huene R., Carlson P., Keller G. The eastern gulf of Alaska transcurrent plate boundary and the migration of terranes // Ann. Soc. geol. Nord. 1983. Vol. 103. P. 325-331.
49. Champion D.E., Howell D.G., Gromme C.S. Paleomagnetic and geologic data indicating 2500 km of northward displacement for the Salinian and related terranes, California // J. Geophys. Res. B. 1984. Vol. 89. N 9. P. 7736-7752.
50. Charvet J. Orogenese mesozoique, microblocks et déplacements longitudinaux senestres dans le Japon Sud-Ouest // Ann. Soc. geol. Nord. 1983. Vol. 103. P. 361-375.
51. Charvet J., Cadet J., Faure M., Aubowin J. Sur l'importance de la tectonique de nappe mesozoique au Japon central et meridional // C.r. Acad. sci. Ser. 2. 1983. Vol. 296. N 16. P. 1279-1286.
52. Coney P.I., Jones D.L. Accretion tectonics and crustal structure in Alaska // Tectonophysics. 1985. Vol. 119. N 1/4. P. 265-283.
53. Davis G.A., Monger J.W.H., Burchfiel B.C. Mesozoic construction of the Cordilleras "collage", Central British Columbia to Central California // Mesozoic paleogeography of the Western United States. 1978. P. 1-32.
54. Domen H. A couple of paleomagnetic data of the Cretaceous rocks from Yamaguchi and Shimane prefectures, West Japan // Rock Magn. and Paleogeophys. 1982. Vol. 4. P. 61-65.
55. Fagin S.W., Cose W.A. Paleomagnetic data from the Redding section of the eastern Klamath belt, northern California // Geology. 1983. Vol. 11. N 9. P. 505-508.
56. Fuller M. Paleomagnetism in an accretionary margin Luzon, North-

- ern Philippines // J. Geodyn. 1985. Vol. 2. N 2/3. P. 141-158.
57. Globberman B.R., Coe R.S., Hoare Y.M., Deckert J. Palaeomagnetism of Lower Cretaceous tuffs from Yukon-Kuskokwim delta region, western Alaska // Nature. 1983. Vol. 305. N 5934. P. 516-520.
58. Haile N.S. Paleomagnetism of Southeast and East Asia // Paleoreconstruction of the continents. Wash. (D.C.); Boulder Colo: Amer. Geophys. Union; Geol. Soc. Amer., 1981. P. 129-135.
59. Hanson B. Middle Permian limestones on Pacific side of Alaska Peninsula // Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol. 1957. Vol. 41. N 10. P. 2376-2378.
60. Hillhouse J.W. Paleomagnetism of the Triassic Nikolai greenstone, McCarthy quadrangle, Alaska // Canad. J. Earth Sci. 1977. Vol. 14. P. 2578-2592.
61. Hillhouse J.W., Gromme C.Sh. Paleomagnetism of the Triassic Hound Island volcanics, Alexander Terrane, Southeastern Alaska // J. Geophys. Res. 1980. Vol. 85. N 135. P. 2594-2602.
62. Hillhouse J.W., Gromme C.Sh. Limits to northward drift of the Paleocene Cantwell Formation, Central Alaska // Geology. 1982. Vol. 10. N 10. P. 552-556.
63. Hillhouse J.W., Gromme C.Sh. Northward displacement and accretion of Wrangellia: new paleomagnetic evidence from Alaska // J. Geophys. Res. B. 1984. Vol. 89. N 6. P. 4461-4477.
64. Hirooka K., Torii M. et al. Opening of the Japan Sea // Spec. Issue J. Geomagn. Geoelectr. 1986. Vol. 38. N 5. P. 1-550.
65. Irving E., Monger J., Yule R.W. New paleomagnetic evidence for displaced terranes in British Columbia // Geol. Assoc. Canad. Spec. Pap. 1984. N 20. P. 441-456.
66. Irving E., Tanczyk E., Hastie J. Catalogue of paleomagnetic directions and poles. Fourth issue. Mesozoic results and results from seamounts. Ottawa, Publ. Earth Phys. Branch. 1976. 70 P. (Geomagn. Ser., N 6).
67. Irving E., Tanczyk E., Hastie J. Catalogue of paleomagnetic directions and poles. Third issue. Paleozoic results. Ottawa, Publ. Earth Phys. Branch. 1976. 99 P. (Geomagn. Ser., N 5).
68. Irving E., Woodsworth G.J., Wynne P.J., Morrison A. Paleomagnetic evidence for displacement from the south of the Coast Plutonic Complex, British Columbia // Canad. J. Earth Sci. 1985. Vol. 22. N 4. P. 584-598.
69. Jarrard R.D., Sasajima S. Paleomagnetic synthesis for Southeast Asia: constraints on plate motions // The tectonics and geologic evolution of Southeast Asian Seas and Islands. W.; Amer. Geophys. Union. 1980. P. 293-316 (Geophys. Monogr.; N 23).
70. Jones D.L., Sillierling N.J., Hillhouse J.W. Microplate tectonics of Alaska - significance for the Mesozoic history of the

71. Katsura I., Nishida J., Sasajima S. Paleomagnetism of Permian red chert in the Tanba Belt, southwest Japan: (Prelim. Rep.) // *Rock Magn. and Paleogeophys.* 1980. Vol. 7. P. 130-135.
72. Kawai N., Ito H., Kume S. Deformation of the Japanese Islands as inferred from rock magnetism // *Geophys. J. Roy. Astron. Soc.* 1961. Vol. 6. N 1. P. 124-129.
73. Keller G., von Huene R., McDougall K., Bruns T.R. Paleoclimatic evidence for Cenozoic migration of Alaskan terranes // *Tectonics.* 1984. Vol. 3. N 4. P. 473-495.
74. Lin Jin-lu, Fuller M., Zhang Wen-you. Preliminary Phanerozoic polar wander paths for the North and South China blocks // *Nature.* 1985. Vol. 313. N 6002. P. 444-449.
75. McElhinny M.W. Permian paleomagnetism of the Western Yangtze block, China: a reinterpretation // *J. Geodyn.* 1985. Vol. 2. N 2/2. P. 115-117.
76. McElhinny M.W., Cowley J.A. Palaeomagnetic directions and pole positions - XIV. Pole numbers 14/1 to 14/574 // *Geophys. J. Roy. Astron. Soc.* 1977. Vol. 49. N 2. P. 313-356.
77. McElhinny M.W., Cowley J.A. Palaeomagnetic directions and pole positions - XV. Pole numbers 15/1 to 15/232 // *Ibid.* 1978. Vol. 52. N 2. P. 259-276.
78. McElhinny M.W., Cowley J.A. Palaeomagnetic directions and pole positions - XVI. Pole numbers 16/1 to 16/296 // *Ibid.* 1980. Vol. 61. N 3. P. 549-571.
79. McElhinny M.W., Embleton B.J.J., Ma X.H., Zhang Z.K. Fragmentation of Asia in the Permian // *Nature.* 1981. Vol. 293. N 5829. P. 212-216.
80. Maruyama Sh., Engebrenson D., Tetsuso S. Exotic terranes in the eastern margin of the Eurasia plate and the paleogeographic reconstruction of the sea of Panthalassa at 175 Ma BP // 27⁰⁸ Междунар. Геол. Конгр.: Тезисы. М.: Наука. 1984. Т. 3. С. 317.
81. Monger J.W.H. Evidence for large-scale horizontal displacement within the North American Cordillera // *Ibid.* Т. 9. Ч. 1. С. 44.
82. Monger J.W.H., Ross C.A. Distribution of Fusulinaceans in the Western Canadian Cordillera // *Canad. J. Earth Sci.* 1971. Vol. 8. N 2. P. 259-278.
83. Nokleberg W.J., Jones D.L., Silberling N.J. Origin and tectonic evolution of the MacLaren and Wrangellia terranes, eastern Alaska Range // *Bull. Geol. Soc. Amer.* 1985. Vol. 96. N 10. P. 1251-1270.
84. Otofujii Y., Matsuda T., Nohda S. Paleomagnetic evidence for the Miocene counter-clockwise rotation of Northeast Japan - rifting

- process of the Japan Arc // *Earth and Planet Sci. Lett.* 1985. Vol. 75. N 2/3. P. 265-277.
85. Otofuji Y., Matsuda T. Paleomagnetic evidence for the clockwise rotation of Southwest Japan // *Ibid.* 1983. Vol. 62. N 3. P. 349-359.
 86. Philippe E., Hiroshi K. Collision of the Izu block with central Japan during the Quaternary and geological evolution of the Ashigara area // *Tectonophysics.* 1984. Vol. 110. N 3/4. P. 201-210.
 87. Purucker M.E., Elston D.P., Shoemaker E.M. Early acquisition of characteristic magnetisation in red beds of the Moenkopi Formation (Triassic), Gray Mountain, Arizona // *J. Geophys. Res. B.* 1980. Vol. 85. N 2. P. 997-1012.
 88. Rees Ch.J., Irving E., Brown R.L. Secondary magnetization of Triassic-Jurassic volcanoclastic rocks of the Quesnel terrane, Quesnel Lake, B.C. // *Geophys. Res. Lett.* 1985. Vol. 12. N 8. P. 498-501.
 89. Ross C.A. Permian Fusulinacean from the St. Elias Mountains, Yukon Territory // *Bull. Geol. Surv. Canad.* 1978. N 267. P. 65-75.
 90. Russel B.J., Beck M.E., Burmester R.F., Speed R.C. Cretaceous magnetisations in northwestern Nevada and tectonic implications // *Geology.* 1982. Vol. 10. N 8. P. 423-428.
 91. Sager W.W., Keating B.H. Paleomagnetism of Line Islands seamounts: evidence for Late Cretaceous and Early Tertiary volcanism // *J. Geophys. Res. B.* 1984. Vol. 89. N 13. P. 11135-11151.
 92. Sasajima S. Pre-Neogene paleomagnetism of Japanese Islands (and vicinities) // *Paleoreconstruction of the continents.* Wash. (D.C.); Boulder Colo: Amer. Geophys. Union: Geol. Soc. Amer. 1981. P. 115-128.
 93. Sasajima S., Torii M. Preliminary paleomagnetic studies on the Permian and Triassic rocks from Okinawa-jima, Ryukyus, southern Japan // *Rock Magn. and Paleogeophys.* 1980. Vol. 7. P. 126-129.
 94. Stanley C.D. Triassic carbonate development and reef-building in Western North America // *Geol. Rundsch.* 1982. Bd. 71. H. 3. S. 1057-1077.
 95. Symons D.T.A. New paleomagnetic data for the Triassic Guichon batholith of south-central British Columbia and their bearing on Terrane I tectonics // *Canad. J. Earth Sci.* 1983. Vol. 20. N 8. P. 1340-1344.
 96. Symons D.T.A. Paleomagnetism of the Westcoast Complex and the geotectonics of the Vancouver Island segment of the Wrangellian subterrane // *J. Geodyn.* 1985. Vol. 2. N 2/3. P. 211-228.
 97. Symons D.T.A. Paleomagnetism of the Triassic Nicola volcanics

- and geotectonics of the Quesnella subterrane of Terrane I, British Columbia // Ibid. P. 229-244.
98. Taylor D.G., Callomon J.H. Jurassic Ammonite biogeography of Western North America: The tectonic implications // Geol. Assoc. Canad. Spec. Pap. 1984. N 27. P. 121-142.
 99. Tor N.H. Offset along the San Andreas Fault of Eocene strata from the San Juan British area and western San Emigdia Mountains, California // Bull. Geol. Soc. Amer. 1984. Vol. 95. N. 5. P. 599-609.
 100. Toser E.T. Marine Triassic faunas of North America: their significance for assessing plate and terrane movements // Geol. Rundsch. 1982. Bd. 71. H. 3. S. 1077-1104.
 101. Ueda Y. Geomagnetic study on seamounts Daiiti-Kasima and Katori with special reference to a subduction processes of Daiiti-Kasima // J. Geomagn. Geoelectr. 1985. Vol. 37. N 6. P. 601-625.
 102. Whitaker J.H. The geology of Japan: Introduction // Proc. Geol. Assoc. 1982. Vol. 93. N 2. P. 1-3.
 103. Yancey T.E. Permian marine biotic provinces in north America // J. Paleontolog. 1975. Vol. 49. P. 758-766.
 104. Yole R.W., Irving E. Displacement of Vancouver Island: paleomagnetic evidence from the Karmutsen Formation // Canad. J. Earth Sci. 1980. Vol. 17. N 9. P. 1210-1228.

Предисловие	3
Д.Б.Гладенков, Г.М.Братцева, В.Н.Синельникова. Морской кай- нозой залива Корфа восточной части Камчатки	5
В.И.Гречин. Кремнистые осадки и породы северной части Тихого океана и его обрамления	74
В.Н.Григорьев, К.А.Крылов, С.Д.Соколов. Дрско-меловые отложения Янранайского аккреционного комплекса (Корякское на- горье)	110
Е.А.Константиновская. Меловые структурно-формационные комп- лексы северной части Валагинского хребта (восточная часть Кам- чатки)	140
О.В.Астраханцев, А.Д.Казимиров, М.П.Хейфец. Тектоника север- ной части Олюторской зоны	161
Г.Е.Некрасов, Л.В.Сумин. Меланократовый фундамент хребта Пекульной и его Р _б -Р _б термоизохронный возраст	183
А.Д.Казимиров, К.А.Крылов, П.И.Федоров. Тектоническая эво- люция окраинных морей на примере юга Корякского нагорья	200
О.А.Шидт. К вопросу о тектонике острова Кунашир (Курильс- кие острова)	226
В.И.Уотрицкий, А.Н. Храмов. К истории формирования северной части Тихого океана и Тихоокеанского подвижного пояса (сопос- тавление палеомагнитных и палеоботаникогеографических данных по прилегающей суше)	239

Гладенков Ю.Б., Братцева Г.М., Синельникова Е.Н. Морской кайнозой залива Корфа восточной части Камчатки // Очерки по геологии Северо-Западного сектора Тихоокеанского тектонического пояса. М.: Наука, 1987. С. 5-73

Приводится стратиграфический материал по одному из слабо охарактеризованных интервалов кайнозоя Камчатки - олигоцену-нижнему миоцену. На примере разреза залива Корфа дается анализ ископаемых моллюсков, фораминифер, спор и пыльцы. Показана возможность корреляции слоев с фауной с подразделением разрезов сопредельных районов Дальнего Востока.

Табл. 2. Ил. 24. Библиогр.: 49 назв.

Гречин В.И. Кремнистые осадки и породы северной части Тихого океана и его обрамления // Очерки по геологии Северо-Западного сектора Тихоокеанского тектонического пояса. М.: Наука, 1987. С. 74-109

В сравнительном аспекте характеризуются три большие группы кремнистых осадков и пород, развитые в осадочном чехле океана и в разрезах континентального обрамления. Эти породы сложены преимущественно биоморфным опалом, опалом-СТ (кristобалитом) и кварцем (халцедоном). Крипто-, микро- и мелкозернистые кремнистые породы образуются из первично биогенных опаловых кремнистых осадков на катагенетической стадии. Рассмотрены факторы постседиментационного преобразования кремнезема и физико-географические обстановки образования кремнистых толщ. Показано, что геосинклинальные кремнистые отложения не являются аналогами глубоководных кремнистых отложений открытого океана.

Табл. 9. Ил. 4. Библиогр.: 46 назв.

Григорьев В.Н., Крылов К.А., Соколов С.Д. Юрско-меловые отложения яранайского аккреционного комплекса (Корякское нагорье) // Очерки по геологии Северо-Западного сектора Тихоокеанского тектонического пояса. М.: Наука, 1987. С. 110-140

В яранайском аккреционном комплексе выделяются три эффузивно-кремнистые толщи, состоящие самостоятельные пластины. Верхняя соответствует яканувеевской ($J_3^{tt}-K_1$), средняя - ваимычгинской ($K_1^{al}-K_2^{cp}$), нижняя - якенмывеевской ($K_1^{al}-K_2^{cp}$) толще. Для последней характерно появление в кампанской части разреза мощных терригенных отложений. Доказывается излияние базальтов в пределах структур с океанической корой. Формирование яранайского комплекса объясняется последовательным пододвиганием под Корякскую литопластину разновозрастных участков Северо-Западной Палеоокеании.

Табл. 2. Ил. 4. Библиогр.: 23 назв.

УДК 551.24+551.763(571.651)

Новостановская Е.А. Меловые структурно-формационные комплексы северной части Валагинского хребта (восточная часть Камчатки) // Очерки по геологии Северо-Западного сектора Тихоокеанского тектонического пояса. М.: Наука, 1987. С. 140-161

В северной части Валагинского хребта широко распространены меловые вулканогенные и вулканогенно-осадочные образования, составляющие два структурно-формационных комплекса - кремнисто-вулканогенный (K_2^{an}) и кремнисто-терригенно-туфогенный ($K_2^{an}-P_1$?), которые участвуют в сложном покровно-складчатом строении района. Рассматриваются обстановки и способы формирования выделенных комплексов.

Ил. 10. Библиогр.: 7 назв.

УДК 551.243.4

Астраханцев О.В., Казмиров А.Д., Хейфец А.М. Тектоника северной части Олиторской зоны // Очерки по геологии Северо-Западного сектора Тихоокеанского тектонического пояса. М.: Наука, 1987. С. 161-183

Олиторская зона имеет сложное покровно-складчатое строение. Выделяются: автохтон (терригенные толщи корякской серии, K_2-P_1), параавтохтон (олистостромовая толща, K_2^m), аллохтон (кремнисто-вулканогенные отложения ватынской серии, $K_1^{al}-K_2^{cr}$ + надстраивающие осадочно-вулканогенные породы ачайвайской свиты, $K_2^m-P_1$). Аллохтонный пакет состоит из трех тектонических пластин, и смят в запрокинутые и лежащие складки большой амплитуды. Основание каждой пластины сложено своим фациальным типом ватынской серии. Ее отложения сопоставляются с разрезами океанической коры, а ачайвайские - с островодужными комплексами. Тектоническое сжатие произошло в $K_2^m-P_1$ при формировании новой активной окраины (ачайвайской островной дуги).

Ил. 7. Библиогр.: 30 назв.

УДК 551.24(265)

Некрасов Г.Е., Сумин Л.В. Меланократовый фундамент хребта Пекульней и его Рь-Рь термомзохронный возраст // Очерки по геологии Северо-Западного сектора Тихоокеанского тектонического пояса. М.: Наука, 1987. С. 183-199

Для метабазит-габбрового комплекса фундамента автохтона, используя датировки, полученные Рь-Рь термомзохронным методом по цирконам установлены следующие события: 1) формирование базитов, вмещающих габброиды расслоенной серии около 2700 млн лет, 2) прогрессивный метаморфизм вмещающих пород в условиях, переходных от амфиболитовой к гранулитовой фации и внедрение на пике метаморфизма габброидов расслоенной серии в интервале 2100-1900 млн лет, 3) высокотемпературный бластез габброидов и вмещающих метаморфических пород в процессе перемещения блоков габбро и высокотемпературных метаморфических пород более низкой температурой ступени в интервале 1900-1600 млн

лет. Формирование эколлитов и пород шпинель-перидотит-клинопироксенитовой серии комплекса фундамента аллохтона происходило соответственно в интервалах 2700-1900 и 1900-1600 млн лет. Приведенные датировки подтверждают принадлежность шпинель-перидотит-клинопироксенитовой серии аллохтона и расслоенных габбро автохтона к различным уровням дифференцированного пикритового диапира.

Табл. 2. Ил. 8. Библиогр.: 14 назв.

УДК 551.243.4

Казимиров А.Д., Крылов К.А., Федоров П.И. Тектоническая эволюция окраинных морей на примере юга Корякского нагорья // Очерки по геологии Северо-Западного сектора Тихоокеанского тектонического пояса. М.: Наука, 1987. С. 200-225

Восстановлен латеральный ряд мел-палеоценовых комплексов юга Корякского нагорья. Показано, что эпохи активного задугового спрединга не совпадают с эпохами максимального островодужного вулканизма. В краевом бассейне центр спрединга действовал кратковременно на начальном этапе развития активной континентальной окраины. Отмечается синхронность этапов развития Южной Корьякии и Южной Аляски.

Ил. 3. Библиогр.: 117 назв.

УДК 551.24

Шмидт О.А. К вопросу о тектонике острова Кунашир (Курильские острова) // Очерки по геологии Северо-Западного сектора Тихоокеанского тектонического пояса. М.: Наука, 1987. С. 226-239

Вулканогенные комплексы о-ва Кунашир расчленены на четыре толщи: палеогеновую, миоценовую, плиоценовую и четвертичную. Они аналогичны одновозрастным свитам Командорских островов и отвечают четырем этапам магматизма и связанной с ними термальной активизации.

Ил. 3. Библиогр.: 13 назв.

УДК 551.242.11(265)

Устрицкий Е.И., Храмов А.Н. К истории формирования северной части Тихого океана и Тихоокеанского подвижного пояса (сопоставление палеомагнитных и палеобиогеографических данных по прилегающей суше) // Очерки по геологии Северо-Западного сектора Тихоокеанского тектонического пояса. М.: Наука, 1987. С. 239-276

С перми различаются два этапа. В течение первого в северной части океана, на палеоширотах 50-80°, существовал ряд микроконтинентов (Омолонский, Охотский и др.), разделенных проливами с океанической корой, а в J₃-K₁ объединившихся в единый массив континентальной коры. На втором этапе к окраине континента приключаются аллохтонные блоки, в перми располагавшиеся близ экватора, перемещавшиеся на север с Тихоокеанской плитой.

Табл. 4. Ил. 5. Библиогр.: 104 назв.