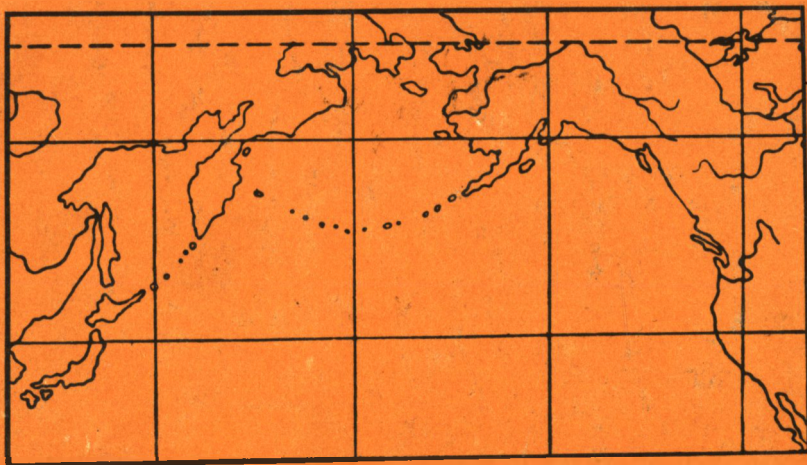




Ю.Б.Гладенков

СТРАТИГРАФИЯ МОРСКОГО НЕОГЕНА СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ ТИХООКЕАНСКОГО ПОЯСА



« НАУКА »

1988

1088

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
Ордена Трудового Красного Знамени Геологический институт

Ю.Б.Гладенков

СТРАТИГРАФИЯ
МОРСКОГО НЕОГЕНА
СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ
ТИХООКЕАНСКОГО
ПОЯСА

(анализ стратиграфических схем
дальневосточных районов СССР,
Северной Америки и Японии)

Труды, вып. 428

Основаны в 1932 году

Ответственный редактор
академик *В. В. Мещер*



МОСКВА
"НАУКА"
1988

Academy of Sciences of the USSR

Order of the Red Banner of Labour Geological Institute

Yu.B. Gladenkov

MARINE NEOGENE STRATIGRAPHY OF THE NORTHERN PART OF THE PACIFIC BELT

(Review of the stratigraphical schemes for the Far East
of the USSR, North America and Japan)

Transactions, vol. 428

Стратиграфия морского неогена северной части Тихоокеанского пояса (анализ стратиграфических схем дальневосточных районов СССР, Северной Америки и Японии)/ Ю.Б. Гладенков — М.: Наука, 1988 — 212 с. — ISBN 5-02-004647-7.

В работе рассмотрены общие особенности разрезов зоны перехода от океана к континенту северной части Тихоокеанского пояса, обосновано выделение регионарусов, горизонтов и зон неогена Дальнего Востока, Северной Америки и Японии, дана детальная характеристика их опорных разрезов, показаны достоинства и недостатки схем каждого региона, обсуждается общая корреляционная схема.

Особое внимание уделено использованию различных критериев для корреляций. Рассмотрено современное состояние био-, климато-, цикло- и сейсмостратиграфии.

Для геологов, изучающих Тихоокеанский пояс, а также специалистов, интересующихся методическими вопросами стратиграфии.

Табл. 57. Ил. 57. Библиогр.: 341 назв.

Рецензенты

К.В. Никифорова, Л.А. Невеская

Редакционная коллегия:

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

Reviewers:

K.V. Nikiforova, L.A. Nevesskaya

Editorial board:

Corresponding Member of Academy of Sciences of the USSR

P.P. Timofeev (Editor-in-Chief),
V.G. Gerbova, A.L. Knipper, V.A. Krashennnikov

ВВЕДЕНИЕ

Одной из фундаментальных задач современной геологии является корреляция геологических событий. Такая корреляция может пролить свет на многие аспекты как теоретической, так и практической геологии. Теоретической — потому, что достоверная корреляция геологических событий решает, например, проблему степени синхронности геологических процессов, имевших место в разных регионах Земли, т.е. проблему, которая привлекала внимание многих поколений, но которая тем не менее по сей день окончательно не решена. Практической — потому, что понимание места тех или иных геологических явлений в истории Земли и их связи может значительно облегчить расшифровку закономерностей распределения полезных ископаемых в земной коре. Однако корреляция геологических событий, естественно, немыслима без хорошей стратиграфической основы. Не будет преувеличением сказать, что только она и может обеспечить привязку этих событий к шкале геологического времени и дать их сопоставление.

Настоящая работа посвящена проблемам стратиграфии. На первый взгляд она касается лишь частного вопроса — стратиграфии морского верхнего палеогена—неогена северной части Тихоокеанской области, в основном обрамления Тихоокеанского пояса. Однако представляется, что проблемы, рассмотренные в монографии, помимо региональных включают ряд общих для стратиграфии (в том числе методических) вопросов, которые именно сейчас широко обсуждаются в научной литературе. Помимо этого, север Тихоокеанской области, включающий в себя северный сектор Тихого океана и его обрамление, сам является значительной частью земной поверхности, без учета особенностей развития которой трудно составить объективное представление о геологической истории нашей планеты.

Данный регион относится к сравнительно малоизученной зоне перехода от континента к океану. Развитые здесь кайнозойские толщи формировались главным образом в бассейнах бореальных широт, которые на Крайнем Севере (в районе Берингова пролива) смыкались с арктическими, а на юге региона (на широтах Японии и Калифорнии) с субтропическими и тропическими. Эти особенности региона делают проводимые здесь стратиграфические исследования исключительно важными в методическом аспекте.

Наконец, нельзя забывать о громадном практическом значении стратиграфических исследований, которые создают необходимую основу для развития поисковых работ в данном регионе, что уже сейчас привело к открытию ряда новых месторождений и, надо надеяться, приведет к существенному увеличению сырьевой базы Северотихоокеанского сектора.

Кайнозой, развитый в северной части Тихоокеанской области исключительно широко, изучается в данном регионе давно. Стратиграфия этих толщ в течение многих десятилетий разрабатывалась в СССР, Японии и США. Опыт проведения стратиграфических исследований в этом регионе накоплен, естественно, огромный и всестороннее изучение этого опыта должно заинтересовать геологов. С одной стороны, оно дает возможность проанализировать пути

становления стратиграфии кайнозоя в разных районах названного региона и выявить тенденции в решении стратиграфических проблем геологами различных школ. С другой стороны, оно позволяет извлечь уроки из стратиграфических исследований прошлого и на этой основе определить направления будущих исследований с реальных позиций.

Вопрос о будущих исследованиях далеко не праздный, ибо, несмотря на значительные успехи региональной стратиграфии и определенные достижения в создании межрегиональных корреляций, следует признать, что сегодня точность корреляционных построений, как и дробность расчленения северотихоокеанских разрезов, оставляют желать лучшего. Вот почему обсуждение путей будущих исследований представляется чрезвычайно актуальным.

В течение ряда лет автор занимался изучением кайнозоя Камчатки, Сахалина и Корякского нагорья, т.е. той части северо-западного побережья Тихого океана, которая расположена в пределах СССР. Результаты этих исследований были опубликованы в трех книгах (Гладенков, 1972, 1978; Атлас..., 1984) и ряде статей 60—80-х гг. В последние годы наряду с работой по дальневосточным районам значительное внимание было уделено также изучению кайнозоя сопредельных с СССР территорий: тихоокеанского побережья Северной Америки (штаты Аляска, Вашингтон, Орегон, Калифорния) и Японии, разрезы которых рассматриваются как опорные для данного региона.

Научные командировки в США и Японию в конце 70-х—начале 80-х гг., включавшие изучение кайнозойских разрезов (и палеонтологических остатков), ознакомление с палеонтологическими коллекциями разных геологических учреждений и литературными источниками, часть из которых неизвестна или слабо освещена в нашей научной литературе, — все это позволило собрать значительный материал, который помог в ряде случаев по-новому подойти к освещению как региональных, так и межрегиональных стратиграфических проблем.

В свете сказанного понятно, почему автор решил обратиться к сравнительному анализу региональных схем тихоокеанских районов Дальнего Востока СССР, Японии и США и разбору тех общих стратиграфических проблем, которые волнуют геологов Тихоокеанской области.

Настоящая работа преследует следующие цели: дать сравнительный анализ региональных стратиграфических исследований, посвященных неогену различных районов Северной Пацифики, определив их своеобразие и очертив их современное состояние; наметить наиболее реальный на сегодня вариант корреляционной схемы неогена Северотихоокеанской области, обратив внимание на спорные и неясные места этой схемы с освещением различных подходов к интерпретации имеющихся данных; обсудить перспективы совершенствования и детализации стратиграфических схем названного региона.

При написании региональных очерков всегда имеется опасность скатиться на простой пересказ опубликованных работ и вообще "потонуть" в их множестве. Вот почему в дальнейших разделах хотелось бы не просто изложить те или иные региональные материалы, а дать их анализ, не пересказывать все ранее напечатанные статьи и книги по стратиграфии тех или иных районов, а не утопая в мелочах, акцентировать внимание на главных и новейших работах. Естественно, что особенно подробно хотелось бы изложить геологические данные, которые сравнительно слабо освещены в нашей литературе и которые были изучены самим автором. Представляется также необходимым обратить специальное внимание на обсуждение спорных вопросов стратиграфии различных районов, а также на разбор разных трактовок и подходов к решению дискуссионных проблем. Последнее, конечно, предполагает освещение и авторской позиции.

В основу работы положен материал, собранный при изучении разрезов кайнозоя Дальнего Востока, США и Японии. Но, безусловно, нельзя не упо-

мянуть еще о двух важных источниках геологических данных. Во-первых, о материалах последних лет, которые были получены в результате деятельности ряда международных геологических организаций (международные конгрессы по тихоокеанскому неогену, работы по проекту N 114 МПГК "Биостратиграфические уровни тихоокеанского неогена" и пр.). И, во-вторых, о непосредственных дискуссиях с зарубежными коллегами, которые позволили более глубоко понять те или иные проблемы и более точно осветить их состояние.

Пользуясь случаем, хотелось бы поблагодарить многих зарубежных коллег за их помощь автору в проведении полевых и камеральных работ в США и Японии. Со словами благодарности хотелось бы обратиться к стратиграфам США — У. Аддикоту, Д. Аллисону, Д. Баррону, Л. Маринковичу, Е. Мур, Д. Пуру, Ч. Реппенингу — и Японии — С. Канно, И. Икебе, Т. Котак, К. Масуда, К. Огасавара, С. Охара, Т. Такаяс, К. Чинзею, С. Уодзуми и многим другим.

Работа выполнена в лаборатории стратиграфии фанерозоя Геологического института АН СССР. Автор искренне благодарит академика В.В. Меннера, который своими советами помог написанию данной книги. Со словами благодарности я обращаюсь также к Г.М. Братцевой, В.И. Волобуевой, Л.С. Жидковой, Л.И. Митрофановой, В.Н. Синельниковой, А.И. Челебаевой и А.Е. Шанцеру, с которыми на протяжении многих лет поддерживал тесный рабочий контакт.

Основная часть работы была написана к 1985 г., поэтому геологические материалы, появившиеся позднее, разбора в ней не получили. Однако на наиболее важные исследования последних лет сделаны соответствующие ссылки.

ГЛАВА ПЕРВАЯ
**СТРАТИГРАФИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ
ПО СЕВЕРОТИХООКЕАНСКОМУ НЕОГЕНУ
В ПОСЛЕДНИЕ 50 лет**

Прежде чем разбирать современные стратиграфические схемы кайнозоя Северотихоокеанской области, необходимо обратиться к краткому анализу трех вопросов: созданию стратиграфических схем в США, Японии и СССР в 40—60-х гг., подъему стратиграфии в 60—70-х гг. и, наконец, переходу на хроностратиграфию в региональных схемах. Рассмотрение этих вопросов в ретроспективе может помочь составить представление о тенденции стратиграфических исследований прошлого, без чего трудно понять их современную направленность.

**СОЗДАНИЕ СТРАТИГРАФИЧЕСКИХ СХЕМ КАЙНОЗОЯ В США,
ЯПОНИИ И СССР в 1940—1960-х гг.**

Вопросы стратиграфии кайнозойских отложений Тихоокеанского пояса, в частности его северной части, издавна привлекали внимание геологов. Однако специфика их палеонтологической характеристики в различных регионах пояса и резкие отличия находимых в них остатков от кайнозойских фаун Западной Европы, по существу, исключали возможность их сравнения с европейскими стратотипами. Поэтому в начале нашего столетия датировки морских кайнозойских отложений, развитых в районах Тихоокеанского побережья, часто определялись, исходя из косвенных корреляций морских толщ с континентальными, которые по остаткам млекопитающих сопоставлялись с континентальными образованиями Европы. Естественно, такое сопоставление было весьма приблизительным. В течение последующих лет неоднократно предпринимались попытки наметить корреляцию тихоокеанских и европейских разрезов на основе морских палеонтологических остатков — бентосных фораминифер, моллюсков, морских ежей и пр. В значительной мере стратиграфические исследования стимулировались нефтепоисковыми работами. Если в начале века широкой известностью пользовались нефтяные месторождения Калифорнии и Сахалина, а позже Венесуэлы, то с течением времени они были обнаружены в Индонезии и на Тайване, в Новой Гвинее, Тасмании, а в более северных районах — в Японии и на Аляске.

Основы стратиграфических схем северного сектора Тихого океана были заложены в довоенные годы, когда начали изучаться палеонтологические комплексы отдельных районов и были намечены местные схемы кайнозоя. В 40—50-е годы появился ряд сводок, в которых эти схемы были опубликованы в качестве постановлений соответствующих стратиграфических комиссий и комитетов разных стран.

Создание стратиграфической шкалы Северотихоокеанской области шло через разработку провинциальных схем, основанных на бентосных комплексах. Первой — к середине 40-х годов — была создана "ярусная" североамериканская шкала (Weaver et al., 1944). В 50-х—начале 60-х гг. оформились стратиграфические схемы советского Дальнего Востока (Решения..., 1963) и Японии (Takai et al., 1963). Эти схемы, которые включали "ярусы" и "горизонты" региональ-

ного ранга, отразили важный начальный этап в изучении кайнозойских толщ данного региона.

Достоинства их заключались прежде всего в том, что они базировались в значительной мере на биостратиграфической основе. Если раньше региональное расчленение и корреляция кайнозоя осуществлялись главным образом по литологическому принципу (выделение тех или иных толщ, свит, формаций и пр.), то позже все большую роль стали приобретать стратиграфические построения, прямо основанные на анализе палеонтологических данных, что позволило перейти от локальных схем со множеством мелких местных литологических подразделений к более реальным региональным шкалам. В эти годы главными палеонтологическими группами являлись моллюски и бентосные фораминиферы (в меньшей степени морские ежи). Именно они дали основной материал для расчленения кайнозоя как Северной Америки (вспомним известную сводку Ч. Вивера 1944 г.), так и Северо-Восточной Азии (схемы Л.В. Криштофович и других для Дальнего Востока конца 50-х гг., схемы японских исследователей 50—60-х гг.), что и помогло создать региональные шкалы и разработать легенды среднемасштабных геологических карт, положенных в основу геологосъемочных работ того времени (в СССР это были прежде всего схемы Магаданского и Охинского стратиграфических совещаний 1957 и 1959 гг.).

Однако уже тогда было ясно, что эти схемы имеют ряд недостатков, которые стали особенно заметны при проведении в последующие годы геологического картирования. При создании этих схем палеонтологический материал во многих случаях анализировался лишь "посвитно" (без учета послойной привязки тех или иных комплексов); не всегда принималась во внимание изменчивость комплексов в связи со сменой вмещающих их литологических толщ, сопоставление и надстраивание ряда "ярусов" и "горизонтов" было проведено условно без надлежащего изучения их последовательности в разрезе; по-прежнему во многих работах приоритет при корреляции отдавался литологии, общей ритмичности в строении разрезов, часто не подкрепленной фактическим материалом, и даже "фазам складчатости", выделение которых обычно опиралось на местные размывы и перерывы, сопоставление оставалось далеко не обоснованным, а истинный масштаб — невыясненным.

В то же время даже лучшие стратиграфические схемы, которые базировались на палеонтологическом материале, главным образом на бентосных группах со свойственным им провинциализмом, оставались в значительной мере региональными и их корреляция в пределах северной части Тихого океана встречала большие трудности (хотя попытки подобных корреляций и имели место: достаточно вспомнить схемы Л.В. Криштофович 50-х гг., которые долгие годы служили основой при определении возраста дальневосточных толщ). Что касается сопоставлений северотихоокеанских шкал с европейскими, то они оставались во многом условными.

В целом можно сказать, что хотя 50—60-е годы были чрезвычайно важными для становления стратиграфии кайнозоя описываемого региона (разработаны стратиграфические схемы, основанные на палеонтологических данных, намечена межрегиональная корреляция), созданные стратиграфические схемы выглядели далеко не завершенными.

ДОСТИЖЕНИЯ СТРАТИГРАФИИ КАЙНОЗОЯ В 1960—1970-х гг.

Дальнейшее развитие северотихоокеанской стратиграфии в значительной мере было связано с общим подъемом стратиграфии кайнозоя в 60—70-х гг.

Еще в 30—40-е гг. при изучении палеогеновых и неогеновых толщ на континентах и островах обратили внимание на планктонные комплексы, которые, как оказалось, в отличие от бентосных, отличающихся обычно провин-

циализмом в распространении, могут обеспечить прямую корреляцию кайнозоя удаленных районов тепловодной области. Начатая в эти годы и продолжавшаяся в 50-е и 60-е гг. разработка зональных шкал явилась значительной вехой в изучении кайнозоя. Труды Н.Н. Субботиной, Д.Ш. Кешмена, Г. Болли, Г. Ренца, Р. Стейнфорта, У. Блоу, В.Г. Морозовой, Е.К. Шуцкой, В.А. Крашенинникова и многих других наглядно показали рациональность зональных подразделений, и в результате палеоген и неоген, которые обычно приводились в качестве примеров труднорасчленяемых и труднокоррелируемых систем, постепенно стали превращаться в наиболее "благополучные". Достаточно вспомнить первую в мире зональную шкалу палеогена Н.Н. Субботиной (1936, 1939, 1950, 1953), разработанную для громадной области от Карпат до Средней Азии и приведшую к созданию Унифицированной шкалы палеоцена—эоцена юга СССР 1955 г.; зональную шкалу палеогена, предложенную для Карибского бассейна Г. Болли (Bolli, 1957); широко известные зональные шкалы неогена, составленные для Карибского моря и Мексиканского залива Г. Болли и У. Блоу (Bolli, 1957, 1959; Blou, 1969). Как показал в своих обзорах В.А. Крашенинников (1971, 1973), эти шкалы почти сразу или позднее нашли применение в подавляющем числе районов тропических и субтропических широт.

"Звездный час" зонального расчленения наступил однако в конце 60-х—начале 70-х гг., когда начались исследования по Международному проекту глубоководного бурения в океанах с НИС "Гломар Челленджер". В сжатые сроки были разбурены кайнозойские осадки практически во всех океанах (кроме полярных бассейнов), и при расчленении этих толщ геологи почти сразу стали использовать именно зональный принцип. Планктон (не только фораминиферы, но и наннопланктон, радиолярии и диатомовые) приобрел в этих работах первостепенное значение, а зональные шкалы, разработанные для кайнозоя континентов, были быстро и эффективно распространены на осадки многих акваторий. В итоге палеоген и неоген получили дальнейшее расчленение почти в глобальном масштабе и геологическая практика подошла к реальному созданию действительно унифицированной зональной шкалы кайнозоя для континентов и океанов. Конечно, и сейчас детальность этих шкал неодинакова для различных районов земного шара (наиболее успешно зональные схемы используются в тепловодных областях), но вопрос о принципиальной возможности детальной корреляции палеогена и неогена, видимо, уже не обсуждается — он решен геологической практикой положительно. Теперь необходимы дальнейшие исследования по распространению схем на все районы Земли с учетом тех или иных особенностей последних.

Подъем стратиграфии в 60—70-х гг., в основе которого лежали прежде всего успехи биостратиграфии, был подкреплён также достижениями ряда физических методов, широко внедрившихся в практику: палеомагнитного метода, радиологического датирования, палеотемпературного метода и т.п. Роль их, конечно, различна. Они часто не дают такой детальности расчленения, как биостратиграфические данные: они обычно не могут охватить весь (непрерывный) разрез кайнозоя, ограничиваясь, как правило, его отдельными частями; они, наконец, далеко не всегда точны, относительная точность радиологических датировок и трудности интерпретации палеомагнитных и палеотемпературных явлений общеизвестны. Но при всем этом они очень часто облегчают построение стратиграфических схем, так как вносят в них дополнительные элементы корреляции и обеспечивают в ряде случаев проверку тех или иных биостратиграфических построений. Особая роль среди этих методов в последние годы принадлежит, конечно, палеомагнитному. Если сначала он проявил себя в качестве важного элемента корреляции самых верхних горизонтов кайнозоя (эпох Брюнес и Матуяма), то с развитием работ в океанах

начала разрабатываться палеомагнитная шкала, охватившая значительную часть неогена и даже палеогена. Конечно, сами по себе физические методы не дают однозначных результатов. В частности, палеомагнитные корреляции выглядят часто условными — из-за появления в палеомагнитных шкалах дополнительных "эпох" и "эпизодов", которые в одних случаях учитываются, в других — нет, из-за имеющего место примитивизма в сопоставлении палеомагнитных зон, когда, например, "плюс" одного разреза формально коррелируется без учета геологической ситуации с "плюсом" другого разреза и т.д. Поэтому эти методы должны использоваться вместе с биостратиграфическим. Однако не следует забывать и другое: палеомагнитные реперы являются сейчас практически единственными, с помощью которых можно реально проверить точность палеонтологических корреляций.

Кроме "планктонного" направления биостратиграфии, подкрепленного развитием физических методов, в 60—70-е гг. значительные достижения имела и "бентосная" стратиграфия.

Иногда некоторые геологи определенным образом противопоставляют планктон и бентос в отношении их важности для кайнозойской стратиграфии. Видимо, такая постановка вопроса возникает из-за непонимания роли этих групп. Если в создании глобальных шкал и, следовательно, в широких корреляциях решающая роль принадлежит планктонным комплексам, то очень часто расчленение осадочных толщ, в частности, сравнительно мелководных бассейнов, к которым приурочены важные месторождения многих полезных ископаемых (прежде всего нефти и газа), базируется в основном на бентосе. Именно бентос дает возможность переходить на детальнейшее расчленение региональных разрезов, и в ряде случаев — на достаточно широкие межрегиональные корреляции.

В 60—70-е гг. в отношении бентосных комплексов были получены многие интересные и новые по своему содержанию материалы. Прежде всего появились работы по анализу эволюции отдельных родов моллюсков и других групп. С другой стороны, обратили большое внимание на расшифровку зависимости этих комплексов от фациального (литологического) состава вмещающих их отложений. Это дало дополнительное основание для определения "эволюционной" и "палеогеографической" составляющих в смене тех или иных комплексов и на этой базе осуществления более детальных сопоставлений разрезов в провинциальном и межрегиональном масштабе.

РАЗВИТИЕ ХРОНОСТРАТИГРАФИЧЕСКОГО НАПРАВЛЕНИЯ В РЕГИОНАЛЬНОЙ СТРАТИГРАФИИ И КОРРЕЛЯЦИЯХ

Создание зональных шкал кайнозоя оказало большое влияние на развитие региональных стратиграфических схем. Как говорилось выше, уже несколько десятилетий назад зональные шкалы стали использоваться во многих районах тепловодных областей. Однако особое значение для развития этого направления имело зональное расчленение, успешно осуществленное на широкой площади в океанах. В исключительно короткое время оно показало свою рациональность и методическую состоятельность.

Получение позитивных результатов в той или иной области науки всегда стимулирует развитие и смежных ее разделов. Поэтому не случайно, что появление дробных шкал в океанах послужило дополнительным толчком для совершенствования и региональных схем, в частности, схем кайнозоя океанического обрамления не только низких, но и бореальных широт.

Влияние зонального подхода на разработку региональных схем не ограничивалось только стремлением дать возможно более дробное расчленение кайнозойских толщ. Следует специально подчеркнуть, что оно сказалось и в мето-

дическом подходе к построению этих схем, имевшем исключительно важное значение в ломке старых представлений. Речь идет прежде всего о переходе от так называемой литостратиграфии к хроностратиграфии.

Раньше литостратиграфия широко использовалась в геологической практике. Во многих странах Американского континента, Азии, Африки и Австралии (исключение составляла лишь Европа) самым популярным стратиграфическим подразделением была единица литостратиграфической шкалы — формация. Первоначально формационный принцип расчленения был использован и в океанах. Например, ряд формаций был выделен в третьем и девятом рейсах "Гломар Челленджер". Однако диахронность ограничивающих эти формации поверхностей была настолько явной, что скоро исследователи практически полностью отказались от их использования для расчленения и корреляций донных осадков и перешли на зональный принцип. Формации же стали использоваться главным образом для изучения фациальной характеристики древних осадков и распределения разных типов фаций на океаническом дне.

Это оказало огромное влияние на региональные стратиграфические исследования, которые проводились на континентах. Необходимость увязки шкал континентов и океанов сразу же потребовала широкого внедрения там, где это возможно, однотипных, сравнимых единиц — зон. В тех же случаях, когда зоны на континентах пока выделить не удастся (это, в частности, относится к бореальным и арктическим бассейнам), сразу же встал вопрос о выделении других хроностратиграфических подразделений — пусть более крупных, чем зоны, пусть основанных на других — бентосных — группах, но базирующихся именно на хроностратиграфии, которая дает возможность проследить границы не формаций (и часто похожих на них широко используемых в советской практике свит), а единиц действительно хроностратиграфического типа. В конце концов именно эти единицы при всей их несхожести по объему, сугубо региональном характере и т.п. тем или иным способом со временем увязываются с океаническими зонами.

Их корреляция с океаническими шкалами (а через них и с общей шкалой) может в перспективе достигаться или через использование соответствующих планктонных групп, пока еще недостаточно изученных в разрезах арктических и бореальных областей, или через привязку региональных схем, базирующихся в основном на бентосных комплексах, к зональным схемам, что осуществляется в зоне смыкания бореальных и тропических разрезов, где отмечаются "переходные" толщи, с чередованием или совместным нахождением планктона и бентоса.

Среди региональных хроностратиграфических единиц, находящихся в последние годы все более широкое применение, можно отметить региональные или локальные зоны (лоны), горизонты и региоярусы. Их характеристика была дана ранее во многих работах, в том числе автора (Гладенков, 1980), поэтому ниже мы остановимся лишь на некоторых главных их чертах.

Лона (или региональная зона) — это фактически зона провинциального масштаба. Как всякая зона, она должна выделяться на основном зональном принципе — включать отложения, соответствующие определенным этапам эволюционного развития той или иной группы (в данном случае — обычно бентосной).

Горизонт, или региоярус (последний термин более популярен за рубежом, а сейчас он в ряде случаев стал заменять "горизонт" и в наших стратиграфических схемах, например, неогеновые горизонты Крымско-Кавказской области), является сейчас основным подразделением региональных шкал. По своей хроностратиграфической сути, он, в определенной мере, близок зонам. Следуя определениям, данным в свое время Н.А. Головкинским и Н.И. Андрусовым, под горизонтом мы обычно понимаем отложения (моно- или гетерофациальные), сформировавшиеся на определенных этапах развития того или иного бас-

сейна и его органического мира. В ряде случаев горизонты удастся подразделить на лоны. Что касается общих особенностей региональных единиц, то в первую очередь необходимо подчеркнуть следующее. Последовательно надстраиваясь друг над другом, они должны полностью заполнять региональную шкалу, ибо то, что они отвечают всем этапам развития бассейнов и населявших их групп, предполагает их соответствие "всему" геологическому времени (в данном случае палеогену или неогену). Это означает, что принцип "смыкаемости", на соблюдение которого постоянно обращают внимание при анализе зон, должен выдерживаться и в данном случае. Только при таком подходе горизонты, сменяя друг друга в разрезе, в сумме дают определенную хроностратиграфическую последовательность разреза того или иного района и этим принципиально отличаются от свит, отдельные части которых, как показывает практика, могут перекрываться по возрасту. В этой же связи многие лоны, выделяемые отдельными авторами, не могут пока считаться таковыми и относятся скорее к "лжезонам". Их несмыкаемость, неясность причин изменения комплексов по разрезу (эволюционных или фациальных), ограниченное количество разрезов с этими лонами, т.е. отсутствие возможности проверить их устойчивость на площади, — все это, к сожалению, часто не дает основания для выделения настоящих зональных категорий.

Стремление строить в нашей стране региональные шкалы кайнозоя на основе горизонтов, несмотря на популярный метод "свитного" расчленения, в целом нельзя признать чем-то удивительным. Еще в конце прошлого — начале нашего века горизонты были с успехом использованы Н.И. Андрусовым при расчленении неогена Понто-Каспия. Хотя его горизонты выделялись в полузамкнутых бассейнах, идея о таком типе расчленения получила развитие позднее и при работах в открытых бассейнах. Практическое выделение горизонтов здесь базируется на установлении определенной смены комплексов в разрезе. Она обусловлена как эволюционным развитием комплексов, так и палеогеографическими причинами. Весьма часто разделить эти составляющие на практике очень трудно. Здесь для стратиграфии самым главным является, пожалуй, установление самого факта однотипной последовательности органических остатков в большом числе разрезов на значительной площади. Эта гомотаксальность не может считаться случайной и, чем бы она не объяснялась, ее можно использовать для определения синхронных уровней, что и делается сейчас, например, при расчленении кайнозоя Дальнего Востока.

Если для нашей страны такой принцип регионального расчленения был уже исторически подготовлен, то достаточно широкое введение его в практику последних лет в США и Японии представляется на первый взгляд довольно неожиданным. Ведь именно здесь стратиграфические схемы долгие годы базировались прежде всего на формациях. Однако потребность корреляций с океаническими толщами и зонами континентальных разрезов тепловодных областей стала менять психологию геологов, многие из которых увидели необходимость в выделении хроностратиграфических подразделений. Именно поэтому в последнее десятилетие идея выделения не формаций, а региоярусов, которые по своей сути соответствуют нашим горизонтам, быстро получила отражение в геологической практике и стала превращаться в преобладающую тенденцию региональной стратиграфии многих стран.

Правда, когда мы здесь говорим об этой тенденции, приходится, ради справедливости, отмечать, что в среде многих геологов-съемщиков она не получила пока необходимого понимания. Вплоть до последнего времени на геологических картах часто показываются литостратиграфические подразделения. Обычно такой подход к составлению карт объясняется не только недостатком биостратиграфического обеспечения (что действительно имеет место), но и укоренившейся психологией съемщиков — картировать "естественные" литологические

тела, несмотря на диахронность многих их границ. Между тем геологическая практика уже сейчас имеет примеры плодотворного использования хроностратиграфии в региональных работах. Показателен, например, результат геологической съемки на 22 листах карты масштаба 1:2000 000, осуществленной группой советских геологов в Сирии (Крашенинников, 1980), когда удалось проследить хроностратиграфические границы на большой площади и показать диахронность литологических границ в интервале от части зоны до подотдела. Подобный подход к картированию геологических границ, кстати, несколько не отрицает использования (где это возможно) литологических маркеров, которые помогают детализировать карты, делают их более структурными и т.п.

Если говорить о трудностях, которые встают при хроностратиграфическом подходе к расчленению и корреляции в северных районах Тихоокеанской области, то помимо тех, которые будут перечислены в следующем разделе и которые связаны со спецификой осадконакопления в этой области, среди них следует отметить еще несколько. Они связаны в определенной мере с относительно низкой степенью изученности данных районов и рядом других объективных причин. Прежде всего здесь пока имеется мало детальных стратиграфических материалов. В разрезах обрамления этой части Тихого океана практически нет тепловодного планктона. Послойный анализ органических остатков до последнего времени отсутствовал (обычно приводились только поформационные списки). Как следствие разобщенности работ в этой области, весьма часто даже общее сравнение фауны разных районов по списочному составу было затруднено, ибо одинаковые формы в различных странах имеют несходные названия и т.д. Кстати, многие противоречия в трактовке тех или иных вопросов, которые базировались на литературных источниках, во многом объясняются слабой научной связью между геологами разных стран, что и приводило ко многим недоразумениям и мнимым противоречиям. Гораздо, конечно, больше сказываются относительно слабая изученность кайнозоя этой области, методические просчеты в его расчленении и специфика развитых здесь отложений. Попробуем кратко охарактеризовать эту специфику.

ГЛАВА ВТОРАЯ

СОСТОЯНИЕ РЕГИОНАЛЬНОЙ СТРАТИГРАФИИ НЕОГЕНА СЕВЕРНЫХ РАЙОНОВ ТИХООКЕАНСКОЙ ОБЛАСТИ

Геологам, работающим над теми или иными проблемами в отдельных регионах, все чаще приходится задумываться о том, как их региональный материал укладывается в общие материалы и как он выглядит в свете выявленных закономерностей в соответствующем разделе науки. Другими словами, геологами постоянно ощущается необходимость идти от накопления фактических данных к более высокому уровню исследования — их осмысливанию на фоне общих достижений мировой науки.

Вышесказанное имеет прямое отношение к разработке стратиграфии кайнозоя Дальнего Востока, которая долгое время развивалась в значительной мере изолировано, но которую сейчас нельзя рассматривать без учета тенденций и достижений мировой стратиграфии. Это замечание относится и к другим районам Северотихоокеанской области, которые охватывают Японию и Тихоокеанское побережье Северной Америки и вместе составляют обрамление северной части Тихого океана.

Рассмотрение в ретроспективе тех или иных достижений стратиграфии всегда интересно, а в данном случае оно приобретает огромный смысл, так как последние годы были для северотихоокеанской стратиграфии во многих отношениях знаменательными — в ряде стран были закончены сводки по неогену в рамках 114-го проекта МПГК, в 1979 и 1983 гг., были проведены XIV и XV Тихоокеанские научные конгрессы, на которых много внимания специально уделялось кайнозою названного региона; наконец, в 1984 г. была издана итоговая книга по неогену Тихоокеанской области (по 114-му проекту МПГК) и в Москве состоялся XXVII Международный геологический конгресс, на котором были подытожены многие вопросы стратиграфии кайнозоя.

ОСОБЕННОСТИ РАЗРЕЗОВ ЗОНЫ ПЕРЕХОДА ОТ ОКЕАНА К КОНТИНЕНТУ И ПРОБЛЕМЫ ИХ РАСЧЛЕНЕНИЯ

Кайнозойские (в частности неогеновые) толщи развиты в районах обрамления Северной Пацифики и прилегающих к ним шельфов исключительно широко. Как в окраинной части Северо-Восточной Азии (Япония, Сахалин, Камчатка, Корякское нагорье), так и на Тихоокеанском побережье Америки (Аляска, Вашингтон, Орегон, Калифорния) они слагают значительные пространства и приурочены к кайнозойским складчатым сооружениям и "молодым" геосинклинальным системам с несформировавшейся континентальной корой. Палеоген-неогеновые образования этих районов выполняют ряд крупных впадин и прогибов, относящихся к зоне перехода от океана к континентам, в которой, как известно, широко проявились активные тектонические движения мезозоя и кайнозоя. В связи с особенностями формирования континентальной коры отдельных районов относящихся к ним кайнозойские прогибы развивались по-разному: в одних случаях они были наложены на древние структуры, в других — существовали унаследованно.

Обратимся теперь к общей характеристике кайнозойских разрезов данной области. Они, как указывалось, обладают определенной спецификой, на ко-

торую еще раз следует обратить внимание перед анализом региональных стратиграфических схем, чтобы лучше понять — какие трудности встречает здесь стратиграф при расчленении и корреляции осадочных толщ.

В данной области развиты главным образом геосинклинальные толщи, отличающиеся рядом особенностей. Обычно для них типична относительная пестрота фаций, которые отличаются сложными переходами как по латерали, так и по разрезу. Это не случайно, ибо весьма часто разновозрастные, но различные по своему развитию структурно-фациальные зоны характеризуются несходными по литологии толщами. Для геосинклинальных толщ данной области характерны большая мощность (до 8—10 км) и в то же время наличие разнообразных перерывов, размывов и несогласий. Значителен объем вулканогенных образований, весьма характерных для рассматриваемых районов, многие из которых являются своеобразными памятниками вулканической деятельности, которая не только имела место в далеком прошлом, но и продолжается сейчас (Камчатка, Курильские острова, Япония и др.).

Разнообразие тектонических и палеогеографических условий в северной части Тихоокеанского кольца, стадийное развитие расположенных здесь структур привели к тому, что в данной области образовался значительный ряд геологических формаций, включающий и относительно глубоководные (тонкообломочные), и флишoidные, и молассoidные (грубообломочные) формации, сопоставление которых крайне затруднительно.

Палеоген-неогеновые отложения протягиваются вдоль Тихоокеанского побережья с севера на юг (от пролива Дежнева на севере до Калифорнии и Японии на юге) на 6—7 тыс. км, слагая разные по типу третичные бассейны, расположенные по периферии океана.

Уже то, что осадочные отложения кайнозоя формировались в различных по геологической истории бассейнах, предопределяет их значительные отличия. В одних случаях преобладают относительно глубоководные фации, в других — более мелководные (Восточная и Западная Камчатка); одни разрезы в пределах отдельных интервалов палеогена или неогена отличаются громадной мощностью (юг Корякского нагорья), другие характеризуются меньшей мощностью, но представлены многими горизонтами (юго-запад Сахалина); для одних характерно присутствие значительного количества вулканических пород среди осадочных толщ (Япония, Камчатка), для других — кремнистые образования (Калифорния). Для ряда камчатских разрезов установлено наличие значительных перерывов, заметная роль которых стала выявляться в самое последнее время, с другой стороны — часть разрезов Японии обнаруживает достаточно непрерывные серии неогеновых толщ и т.д.

На особенности разрезов накладывает отпечаток также их приуроченность к разным широтам. Нельзя забывать, что северные из этих разрезов расположены фактически в районе Северного полярного круга (Чукотка, Аляска), а южные доходят до 35°с.ш. (Центральная Япония, Калифорния), смыкаясь с разрезами субтропических широт (рис. 1). Это обстоятельство, безусловно, влияло на особенности седиментации в тех или иных бассейнах и на формирование их биоценозов.

Существуют также и "чисто палеонтологические" трудности при изучении геосинклинальных толщ, и в частности при определении их возраста. В пределах данной территории, которая относится в основном к бореальной области, остатки планктонных организмов с известковым скелетом, которые с успехом используются для зонального расчленения в тепловодных районах, встречаются в незначительном количестве. Например, в настоящее время по планктонным фораминиферам выделено всего лишь несколько зон в нижней части палеогена Восточной Камчатки и обнаружены бедные комплексы из неогена отдельных участков Сахалина и Камчатки.

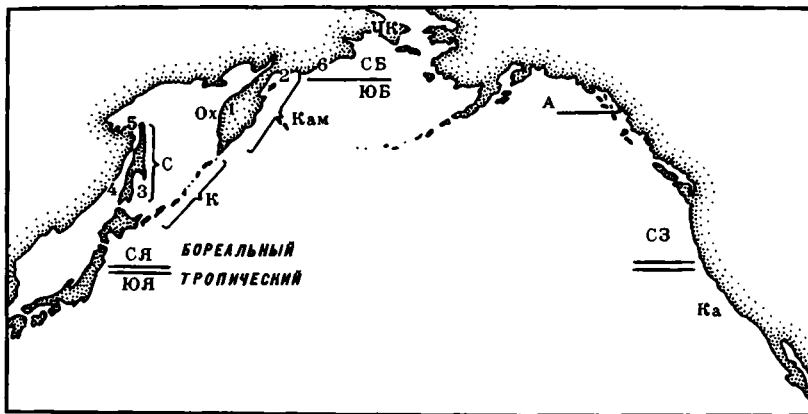


Рис. 1. Биостратиграфическое районирование окраин северной части Тихого океана (Северотихоокеанской бореальной области) для позднепалеогенового—неогенового времени

Двойная линия — граница между бореальным и тропическим поясами (зонами), одинарная линия — граница между подзонами.

Подзоны: ЮБ — Южнобореальная, СБ — Северобореальная. Провинции: ЮЯ — Южная японская, Сахалинско-Северояпонская (с СЯ — Северояпонской и С — Сахалинской подпровинциями), К — Курильская, Кам — Камчатская (с ОХ — Охотоморской подпровинцией), ЧК — Чукотско-Корякская, А — Аляскинская, СЗ — северо-западного побережья Тихого океана, Ка — Калифорнийская.

Опорные разрезы: 1 — Точилинский, 2 — Ильинско-Карагинский, 3 — Макаровский, 4 — юго-западного прогиба Сахалина, 5 — п-ова Шмидта, 6 — Хатырский

Остатки планктона с кремниевым скелетом (диатомовые и радиолярии) встречаются в кайнозойских (прежде всего неогеновых) толщах значительно чаще. На тихоокеанском побережье — как на западном, так и на восточном — обнаружено много отложений с этими остатками. В большом количестве они найдены также в осадках океанического ложа. Трудности в использовании диатомей и радиолярий возникают сейчас по двум причинам: относительно слабо изучены данные группы; фацции, содержащие кремнистые остатки развиты спорадически. Спорадичность распространения остатков радиолярий и диатомей в разрезах, связанная с особенностями литологического строения последних (преобладание мелководных толщ в одних разрезах, чередование различных литологических слоев — в других, изменение форм кремнезема от опала к халцедону вниз по разрезу и т.п.), приводит во многих случаях к неполноте или "несмыкаемости" зон, что, естественно, мешает достоверным и точным корреляциям. Наиболее разработанные зональные шкалы — по диатомеям — начинаются со среднего миоцена (ниже сохранность кремнистых остатков обычно хуже). Хотя кремнистые группы представляются сейчас весьма перспективными для биостратиграфии, многие вопросы выделения зон в бореальных широтах и их корреляция с зонами южных областей пока не решены, а противоречивость интерпретаций палеонтологических материалов остается во многих случаях удручающей.

Что касается традиционных бентосных групп, то в их использовании тоже встречаются большие трудности. По-прежнему оставляет желать лучшего изученность этих групп — особенностей их эволюции, экологии и пр. По своей природе бентосные комплексы в значительной мере зависят в своем распространении от фацций, что часто заметно затрудняет расчленение разрезов. Уже говорилось об определенном провинциализме этих групп, который затрудняет широкие корреляции. Хотя с помощью бентоса можно добиться хороших результатов при детальном расчленении осадочных толщ (особенно с привлечением палеоэкологии), а также провести достаточно достоверные региональные сопоставления, изученность бентосных комплексов — прежде всего моллюсков и фораминифер — недостаточна и детальные работы в этом отношении только начинаются.

После сделанных выше разъяснений по общим особенностям неогеновых разрезов северной части Тихоокеанского кольца перейдем к описанию и анализу конкретных региональных стратиграфических схем Японии, Северной Америки и советского Дальнего Востока. Эти региональные очерки будут даны в целом по сходному плану, однако специфика геологических материалов по этим областям и особенности стратиграфических задач, стоящих в названных регионах, вынуждают в ряде случаев отклоняться от него и акцентировать внимание в одних случаях на анализе важных, но малоизвестных у нас зарубежных разрезов, в других — на освещении некоторых методических вопросов.

Представляется целесообразным более широко рассмотреть неоген районов Японии — в связи, во-первых, с тем, что многие важные сведения по Японии остаются неизвестными нашим специалистам, во-вторых, с тем, что именно с японскими комплексами фауны и флоры сравниваются чаще всего комплексы Сахалина и Камчатки. Вместе с тем в других очерках при более кратком изложении региональных схем Северной Америки и СССР специальное внимание уделяется некоторым вопросам внутрирегиональных корреляций, выявлению различного рода реперов и т.п. Хотелось бы надеяться, что читатель после знакомства с этими очерками получит представление о состоянии неогеновой стратиграфии каждого региона и о степени достоверности стратиграфических схем. Несмотря на некоторое несходство объема и определенную специфику региональных очерков, в каждом из них освещены следующие вопросы: краткие сведения о путях формирования и тенденциях совершенствования региональных стратиграфических схем; современное представление о районировании древних бассейнов (широтное положение регионов, типы бассейнов и пр.); роль и особенности различных палеонтологических групп в расчленении неогена; характеристика опорных разрезов; выявление реперных уровней; особенности палеогеографических обстановок; обоснование региональных схем — выделение зон (лон) и регионарусов (горизонтов); нерешенные вопросы.

После рассмотрения региональных схем подведены некоторые итоги и выявлены общие тенденции в развитии стратиграфических исследований в северных районах Тихоокеанской области.

ЯПОНИЯ

Стратиграфическая шкала кайнозоя в Японии, как и в других странах Тихоокеанской области, создавалась в несколько этапов. Первый из них, фактически завершившийся в конце 30-х—начале 50-х гг., ознаменовался двумя обстоятельствами. Во-первых, благодаря активной деятельности палеонтологов было описано большое количество ископаемых форм (вспомним многочисленные работы М. Якойямы по моллюскам 1920—1932 гг.). Во-вторых, в это время были созданы первые общие корреляционные схемы для разрезов разных районов Японии.

Одна из первых работ по сопоставлению выделенных в то время основных серий кайнозоя Японии с европейской шкалой была осуществлена Г. Ябе и Р. Аоки (Yabe, 1921; Yabe, Aoki, 1923). Согласно авторам, нижняя из них — серия Акитсу — считалась эоцен-раннеолигоценовой, а более молодые серии Мизухо и Шикисима — соответственно неогеновой и плейстоценовой. В эти же годы Г. Матсумото (Matsumoto, 1923) рассмотрел перерывы в толщах кайнозоя (связав их с разновозрастными тектоническими движениями) и что замечательно, указал на ряд палеонтологических "зон", которые могут исполь-

зоваться для корреляции (в том числе зоны с викариями, тиасирами, десмостилидами, мастодонтами и т.д.).

Многие стратиграфические схемы 20—30-х гг. базировались в значительной мере на выявленной цикличности осадконакопления. Так, И. Отука (Otuka, 1932) выделил в неогене три цикла (для позднего миоцена—среднего плиоцена и позднего плиоцена), которые он старался проследить по всей территории Японии.

В отдельных районах в эти годы стали появляться "местные" ярусы, получившие те или иные наименования и широко, на многие годы, вошедшие в практику. Например, в районе Какегава и других местах Я. Макияма (Makiyama, 1931, 1939) выделил в неогеновых толщах шесть "ярусов": Юинский (верхний миоцен), Оойгавский (нижний миоцен), Тогарский (средний миоцен), Дайнитский (или Сучинский) и Кетиянский (соответственно — нижний и поздний плиоцен).

Вместе с цикличностью для характеристики местных подразделений в конце 30-х гг. все шире стали использоваться палеонтологические данные (Hatai, 1937; Makiyama, 1940; Yabe, Hatai, 1941), роль которых в корреляционных построениях постоянно росла. Один из известных вариантов корреляционной схемы кайнозоя был предложен в 1939 г. Отукой (Otuka, 1939). С позиции сегодняшнего дня его схема может показаться слишком общей, но нельзя не отдать ей должного: она во многом предвосхитила современные схемы, а поставленные ее автором вопросы в отношении границ, корреляций и пр. в значительной мере сохранили свою актуальность до сего времени. Намеченные им в стратиграфической последовательности разные "типы" фаун (с использованием фораминифер, моллюсков, позвоночных) вместе с данными им наименованиями широко используются до сих пор, вот уже 40 с лишним лет. Например, для позднего палеогена—неогена им было обосновано выделение асагай-поронайского стратиграфического уровня (олигоцен), а также и более высоких уровней — Кадонозава (средний—верхний миоцен), Какегава (плиоцен) и Сога—Сетана (плиоцен-плейстоцен). Отука дал анализ распространения каждого типа фаун по определенным районам Японии и составил палеогеографические карты. Примечательно, что уже в те годы им были подчеркнуты многие особенности неогеновых морских фаун Тихоокеанской и Япономорской провинций (в частности, среди плиоценовых фаун он выделял какегавский и манганзийский типы), изучение которых до сих пор не потеряло своей актуальности. Работа Отуки была значительным обобщением стратиграфических и палеонтологических данных, собранных в 20-е и 30-е годы.

В конце 40-х—начале 50-х гг. была сделана новая попытка на более детальной основе сопоставить кайнозойские формации Японии. Одним из толчков в этом направлении послужили статьи И. Икебе, К. Канехара и К. Фудзивара (1947) (Ikebe et al., 1947; Ikebe, 1954). К этому времени в Японии было создано множество локальных стратиграфических схем, фактически чуть ли не каждый муниципалитет имел свою схему (рис. 2). Однако их сопоставление наткнулось на два препятствия: во-первых, на отсутствие однотипной стратиграфической классификации, во-вторых, на нечеткость расчленения опорных разрезов.

Японские геологи, понимая трудность в выделении кайнозойских подразделений европейской шкалы в Японии, решили прежде всего создать стратиграфическую шкалу на региональной основе. С этой целью они предложили систему региональных подразделений (подъярусы, формации, зоны и пр.), которая хотя и критиковалась, но все же во многих случаях стала использоваться. Положительным в этой работе было создание схемы корреляций важнейших формаций Японии с учетом новейших палеонтологических данных, которые дали возможность выделить 16 ярусов, надстраивающих друг

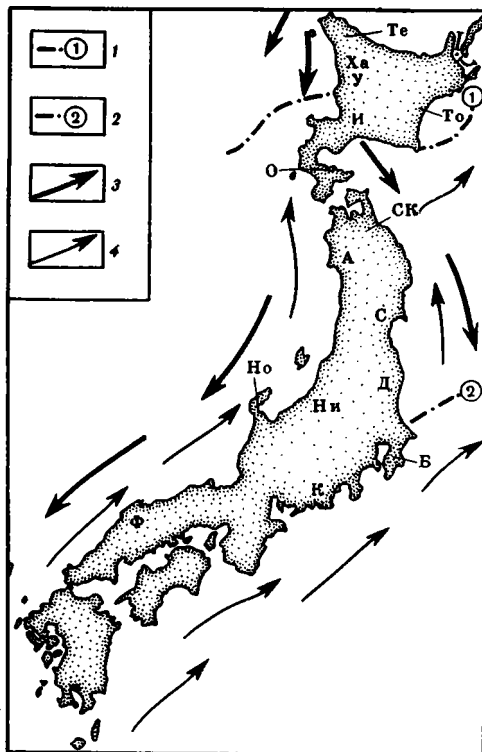


Рис. 2. Опорные разрезы неогена Японии и морские течения и климатические границы в неогене (по: Chinzei, 1978)

Опорные разрезы: Те — Темпоку, Ха — Хаборо, У — Урю, И — Исикири, О — Ошима, А — Акита (Ога), Ни — Ниигата, Но — Ното, Ф — Фудзина, То — Токачи, СК — Сев. Китаками, С — Сендай, Д — Джобан, Б — Босо, К — Какэгава.

Граница теплых и холодных течений: 1 — в начале среднего миоцена, 2 — в плиоцене—начале квартера. Течения: 3 — холодные, 4 — теплые

друга в разрезе. В палеогене было выделено 6, в миоцене — 4, в плиоцене — 3 и в четвертичной системе — 3 яруса. Все эти региональные ярусы получили буквенные индексы (от А до К). Четыре разреза были выбраны в качестве типовых (Северное Кюсю — ярусы — А—Д, Джобан, — Е, Какэгава — F—Н, Южное Кванто — I—К), причем указывались формации, которые служили типовыми для того или иного яруса. Для их сопоставления использовались в основном бентосные комплексы (прежде всего моллюски и фораминиферы¹), а также позвоночные. Это была прогрессивная для того времени стратиграфическая схема, позволившая объединить многочисленные формации

разных бассейнов на единой биостратиграфической основе.

Составленная к этим статьям таблица, отразившая стратиграфическое положение многих типичных для японских разрезов видов разных групп (22 вида фораминифер, 119 — моллюсков, 17 — позвоночных, 16 — растений), достаточно наглядно показала значительную степень изученности палеонтологического материала в 40—50-х гг. (Takeda, 1953, Uozumi, 1957; Kamada, 1962 и пр.).

Однако у этой схемы имелись и определенные дефекты. Корреляция опорных разрезов, расположенных в разных районах, не всегда выглядела доказанной (из-за трудностей сопоставления разнофациальных толщ и характерных для них бентосных комплексов и пр.). Одновременно отсутствовала строгая привязка схемы к общей шкале (т.е. возраст ярусов был достаточно условен). Поэтому многие работы японских геологов в последующие годы были посвящены уточнению региональных корреляций и поискам путей сопоставления разрезов с разрезами сопредельных территорий. Так, К. Хатаи (Hatai, 1960), возвращаясь в 50-х гг. к анализу седиментационных циклов кайнозоя Японии, одновременно указал на ряд корреляционных уровней, устанавливаемых сугубо по палеонтологическим данным — по десмостилидам (миоцен), комплексу с *Fortipecten takanashii* (плиоцен) и т.д., которые заметно расширили возможности применения стратиграфических схем. Хотя в отдельных районах продолжалось выделение местных "ярусов", теперь для их обоснования привлекались прежде всего палеонтологические материалы. Например, в одном из ключевых районов Японии — Канто, где стыкуются две провинции нео-

¹ Важная работа по обобщению данных по крупным фораминиферам была проведена в 40-х гг. Ханзавой (Hanzawa, 1947).

Таблица 1
Комплексы моллюсков плиоцена разных провинций Японии
(по: Noda, Amano, 1977)

Фауна Семейство	Омма-Мангандзи	Такикава	Татсунокучи	Какегав
Anadaridae	<u>Anadara amicula elongata</u> <u>Anadara ommaensis</u>	<u>Anadara</u> <u>amicula</u> <u>elongata</u> <u>Anadara</u> <u>tatunokuti</u> — <u>ensis</u> <u>nagawaensis</u>	<u>Anadara</u> <u>tatunokuti</u> — <u>ensis</u>	<u>Anadara suzukii</u> <u>Anadara castellata</u> <u>Anadara shizuokaensis</u> <u>Anadara sedanensis</u>
Pectinidae	<u>Mizuhopecten tokunagai</u> <u>Mizuhopecten poculum</u> <u>Mizuhopecten yessoensis</u> <u>yokoyamae</u> <u>Mizuhopecten tokyoensis ho-</u> <u>kurikuensis</u> <u>Chlamys cosibensis</u> <u>Chlamys daishakaensis</u>	<u>Fortipecten</u> <u>takahashii</u> <u>Mizuhopecten</u> <u>poculum</u>	<u>Fortipecten</u> <u>takahashii</u> <u>Chlamys</u> <u>sendaiensis</u>	<u>Pecten naganumanus</u> <u>Amussiopecten praesig-</u> <u>nis</u> <u>Mizuhopecten plani-</u> <u>costulatus</u> <u>Aequipecten vesicu-</u> <u>losus</u> <u>Chlamys satoi</u> <u>Chlamys shirahamaen-</u> <u>sis</u> <u>Chlamys mollita</u>
Turritellidae	<u>Turritella saishuensis</u> s.s. <u>Turritella saishuensis moti-</u> <u>dukii</u> <u>Turritella saishuensis etigoen-</u> <u>sis</u>	<u>Turritella</u> <u>fortilirata</u> <u>habei</u> <u>Turritella</u> <u>saishuensis</u>	<u>Turritella</u> <u>nipponica</u>	<u>Turritella</u> <u>pertereбра</u> <u>Turritella nipponica</u>

Подчеркнуты формы, встречающиеся в разных провинциях.

гена Тихоокеанского побережья, К. Ватанабе (Watanabe, 1954) выделил четыре яруса: олигоцен — Ахакиранский (с *Yoldia asagaensis*, *Cardium iwakiese*), нижний миоцен — Чичибумачский (*Lepidocyclus*, *Myogypsina katoi*), низы среднего миоцена — Матсуямский (*Vicarya yokoyamae*, *Vicariella ishiana*), верхи среднего миоцена — Итанханский (*Dosinia kaneharai*). Приведенная последовательность "ярусов" сохранила свое значение до сего времени, а характерные комплексы стали маркирующими для многих районов Японии. Накопление подобных данных позволило внести существенные коррективы в корреляционные схемы страны (An Outline..., 1960; Геология..., 1961).

В начале 60-х гг. было осуществлено обобщение стратиграфических материалов, которые нашли отражение в двух известных сводках по геологии Японии, получивших широкую известность как в этой стране, так и за рубежом и сохранивших свою значимость до сего времени (Takai et al., 1963; Minato et al., 1965). Значение палеонтологии в разработке стратиграфии кайнозоя постоянно росло и этому росту способствовало появление в 60-х гг. ряда крупных работ, посвященных отдельным группам, — с детальной проработкой их стратиграфической позиции и фациальной приуроченности. Так, в течение 50—60-х гг. вышли в свет исследования Т. Котака (Kotaka, 1959) по туррителлидам, К. Масуда (Masuda, 1962) по пектинидам, Г. Нода (Noda, 1966) по арцидам, С. Уодзуми (Uozumi, 1957) по иолдиям и др. Выделенные ими зоны (табл. 1), основанные на монографическом изучении отдельных

групп моллюсков (с построением в ряде случаев филогенетических линий), весьма заметно способствовали совершенствованию региональных стратиграфических схем. В методическом же отношении эти работы служили для малакологов многих сопредельных стран хорошим примером, показывающим какие большие возможности открывает детальное изучение тех или иных групп.

Однако достижения стратиграфии 60-х гг. были бы неправильно освещены, если забыть, что изучение фораминифер — особенно с переходом на планктонные комплексы — позволило дать реальную основу для привязки многих разрезов Японии к общей шкале. Работы К. Асано, Т. Саито, И. Такаянаги (Asano, 1962; Saito, 1960, 1963; Asano, Takayanagi, 1965 и др.) показали возможность выделения в южных районах Японии ряда зон палеогена—неогена, встречаемых в разрезах Европы, Азии и Америки, что внесло существенные коррективы в принимавшиеся ранее датировки осадочных толщ.

Одной из важных в этом отношении работ была книга Саито (Saito, 1963), который разработал зональную шкалу о-ва Хонсю, и в частности выделил в опорных разрезах неогена Какэгава и Босо восемь зон — от нижнего миоцена до плейстоцена. Другой чрезвычайно важной работой была статья К. Асано и К. Хатаи (Asano, Hatai, 1967), в которой на новом материале была сделана попытка существенно переосмыслить корреляцию многих формаций, что первоначально вызвало среди японских геологов достаточно активное сопротивление. Используя сравнительные стратиграфические данные по тепловодным районам (Тринидад, Венесуэла, Филиппины, Италия и пр.), авторы не только наметили зоны по планктонным фораминиферам в японских разрезах, но и в отдельных случаях увязали с ними многие местные "ярусы", которые основывались на цикличности осадконакопления и бен-тосных комплексах. С этими работами были тесно связаны исследования по другим группам — радиоляриям, диатомовым и наннопланктону (Nakaseko, 1955; Kanaya, 1959; Takayama, 1967).

Одновременно с этим велось интенсивное изучение ископаемой флоры, результаты которого были подытожены в работах Т. Танаи (Tanai, 1961, 1967). В этих работах был сделан не только анализ региональных материалов, но и важные обобщения по развитию разных типов геофлор. Привязка же их в ряде случаев к морским толщам делала континентальную стратиграфическую шкалу достаточно обоснованной в отношении возраста флороносных горизонтов.

В конце 60-х—начале 70-х гг. стремление японских геологов скоррелировать свои стратиграфические шкалы с общей шкалой было подкреплено рядом обобщений, которые опирались как на биостратиграфические данные, так и на появившиеся к тому времени в значительном количестве радиометрические датировки. Выделенные ранее "ярусы" (с буквенными индексами) и намеченные новые регионарусы (для Япономорского и Тихоокеанского побережий) стали более надежно привязываться к абсолютной и общей шкале и, таким образом, более уверенно сопоставляться с кайнозойскими толщами тихоокеанских стран (Ikebe, Chiji, 1969, 1971; Uchio, 1969).

В 1972—73 гг. появился ряд работ, в которых были сформулированы основные принципы японских геологов в построении стратиграфических шкал и намечены основные их варианты. В работе 1972 г. Икебе, Такаянаги, Чидзи и Чинзей (Ikebe et al., 1972) дали расчленение 19 основных разрезов различных неогеновых бассейнов Японии и осуществили их корреляцию. Специальное внимание было обращено на важнейшие ключевые горизонты, основанные на планктонных фораминиферах (уровни *Globigerinoides*, *Globigerinatella insueta*, *Globigerinita dissimilis*—*Gl. unicava*, *Orbulina*, *Globorotalia foshi foshi*, *Globigerina nepenthes*, *Globorotalia siakensis*, *Globoquadrina dehiscens dehiscens* / *Spha-*

roidenellopsis siminulina seminulina, Globorotalia acostaensis, Pulleniatina, Sphaeroidinilla dehiscens, Globorotalia truncatulinoides).

В связи с упоминанием этих уровней следует отметить, что именно в это время многие японские геологи пришли к выводу, что выявление датум-плейнов может стать опорой стратиграфических корреляций, и это было отражено даже в названии Международного проекта 114 МПГК ("Датум-плейны тихоокеанского неогена"), который, кстати, и был предложен представителями Японии в начале 70-х гг.

Для привязки этих уровней к абсолютной шкале японские авторы использовали данные по почти 80 радиологическим датировкам (Ikebe, 1973). Одновременно они старались увязать с этими уровнями местные горизонты с крупными фораминиферами, моллюсками, пробосцидами и десмостилидами.

Эта статья явилась важным обобщением: она содержала практически все основные идеи, предопределившие движение японской кайнозойской стратиграфии на последующий период. Однако в ней не были отражены еще в должной мере материалы по кремнистому планктону — диатомеям и радиоляриям. Между тем уже к началу 70-х гг. именно по этим группам были получены многообещающие данные (Kanaya, 1959; Nakaseko et al., 1965; Koizumi, 1968).

В 1973—76 гг. вышли в свет большие сборники статей японских геологов (в том числе стратиграфов), в которых в частности были подведены фактически все основные итоги биостратиграфической деятельности за прошедшие десятилетия (сборники были посвящены юбилею геологической науки этой страны, а также юбилеям профессоров Асано и Хатаи). В них нашли отражение новейшие материалы по планктонным фораминиферам (Ujiie, Hatsukari, 1973; Takayanagi et al., 1976; Maiya et al., 1976), диатомеям (Koizumi, 1973; Burckle, Todd, 1976), радиоляриям (Nakaseko, Suguno, 1973), моллюскам (Masuda, 1973; Itoigawa, Shibata, 1973), позвоночным (Shikama et al., 1973), по палеомагнетизму (Nakagawa et al., 1977) и др.

В 1976 г. в Токио состоялся I Международный конгресс по тихоокеанскому неогену. В трудах этого конгресса был опубликован ряд статей по разным аспектам японской стратиграфии (Ikebe, 1977; Koizumi, 1976; Kotaka, 1976; Masuda, 1977; Nakagawa et al., 1977; Saito, 1977; и др.). Упомянутые сборники 1973—1976 гг., статьи конгресса 1976 г. и третье издание книги "Геология и минеральные ресурсы Японии" (Tanaka, Nozawa, 1977) вместе хорошо отражают успехи стратиграфии кайнозоя (особенно неогена) Японии, основные направления и методы стратиграфических исследований первой половины 70-х гг.

За последние (1977—84) годы в Японии были опубликованы новые работы по расчленению и корреляции разрезов. Частично они отражены в отдельных сборниках (посвященных, например, юбилеям проф. И. Икебе в 1978 г., С. Канно в 1980 г. и др.). Другая их часть сосредоточена в книгах по отдельным группам (Hasegawa, 1979; Kato, 1980; Oda, 1977). Часть их помещена в трудах XIV Научного тихоокеанского конгресса, который проходил в Хабаровске в 1979 г., и других международных геологических совещаний. И наконец, многие важные и, пожалуй, самые новые материалы опубликованы в трудах Рабочей группы по неогену Японии (часть из них, к сожалению, издана пока лишь на японском языке).

Из них следует упомянуть сборники, вышедшие в 1977 г. (по районам Ниигаты и Хоккайдо) и в 1979 г. (по отдельным вопросам стратиграфии неогена Японии), и специально обратить внимание на очень важную сводку по 39 опорным разрезам неогена Японии — "Основные материалы по неогеновой био- и хроностратиграфии Японии" (Tsuchi et al., 1979, 1981). В ней приведен исчерпывающий материал по биостратиграфической и палеомагнитной

"обеспеченности" каждого разреза, данные по К/Аг датировкам (29 дат за 1973—78 гг. и 70 — за 1979—80 гг.) и датам (около 350), полученных трековым методом (за 1968—80 гг.). Приведенное сопоставление разрезов дает представление об их полноте, палеонтологических характеристиках и степени надежности "привязок" к зональным шкалам.

В 1981 г. выпущена другая сводка — "Неоген Японии", которая основана на материалах предыдущих работ 1979—80 гг. и включает характеристику 13 основных разрезов. Она специально готовилась геологами как итоговая к рабочему заседанию по 114-му проекту МПГК. В отличие от предшествующих сводок, вышедших на японском языке, она была напечатана на английском языке (Tsuchi, 1981b). В некоторых случаях предложенные в ней датировки ряда формаций являются спорными и не разделяются отдельными специалистами, но в целом сводка отражает современные представления о неогене Японии.

Важным событием последних лет была также публикация (на японском языке) в 1982 г. сводной работы по биостратиграфии неогена Хоккайдо (Tanai, 1982), в которой отражены самые последние материалы стратиграфических исследований, проведенных по специальной программе.

В 1983 и 1984 гг. были также напечатаны (на японском языке) сборники статей известных специалистов, посвященные проблемам происхождения и миграции кайнозойских моллюсков Японии под редакцией Т. Котака (Kotaka, Ogasawara, 1983; Kotaka, 1984). Они содержат ряд статей, в которых в новом свете излагаются сведения о пектинидах, туррителлидах, арцидах и других группах, имеющих важное стратиграфическое значение для расчленения кайнозойских толщ.

Из анализа всех работ последних лет следует, во-первых, что в практику стратиграфических исследований широко вошли физические методы: палеомагнитные данные (Sasajima et al., 1978), материалы К/Аг и трекового методов определения абсолютного возраста (Shibata, 1979; Suzuki, 1980 и др.), которые сейчас публикуются в большом количестве. Во-вторых, хотя в биостратиграфии был сделан упор на микропалеонтологию (Maiya, 1978 и др.), важные позиции в разработке региональных схем сохранили и бентосные группы, интерес к которым в последние годы, как это не кажется странным, поднялся, причиной чего явилось появление ряда работ, в которых обособывалось детальное расчленение многих разрезов, оставшихся до последнего времени нерасчлененными (Noda, Amano, 1977; Ogasawara, 1977 и др.). В-третьих, после работ "Гломар Челленджер", проведенных в акваториях вблизи Японии, стало возможным использовать полученный стратиграфический материал по океаническому дну для сравнения с данными по Японским островам (Koizumi et al., 1980 и т.п.), что подняло надежность корреляций береговых и шельфовых разрезов (Ikebe, Tsuchi, 1984b).

Чего же в результате достигла японская стратиграфия? Чтобы ответить на этот вопрос, перейдем теперь к рассмотрению современного состояния расчленения неогена Японии и обратим внимание прежде всего на те достижения, которые могут быть использованы дальневосточной практикой, и те "темные места", которые следует учитывать при использовании японских материалов. Для этого дадим характеристику конкретных разрезов Северной Японии, предварив ее небольшим вступлением.

Дело в том, что при характеристике морских неогеновых разрезов Японии необходимо учитывать их районирование, которое, с одной стороны, определяется климатической зональностью и, с другой — различием геологической истории различных бассейнов. Еще в 20—30-е годы М. Якоймой, С. Номурой, К. Хатаи и др. были намечены зоогеографические провинции Японии (Nomura, Hatai, 1936). В настоящее время наиболее известны и деталь-

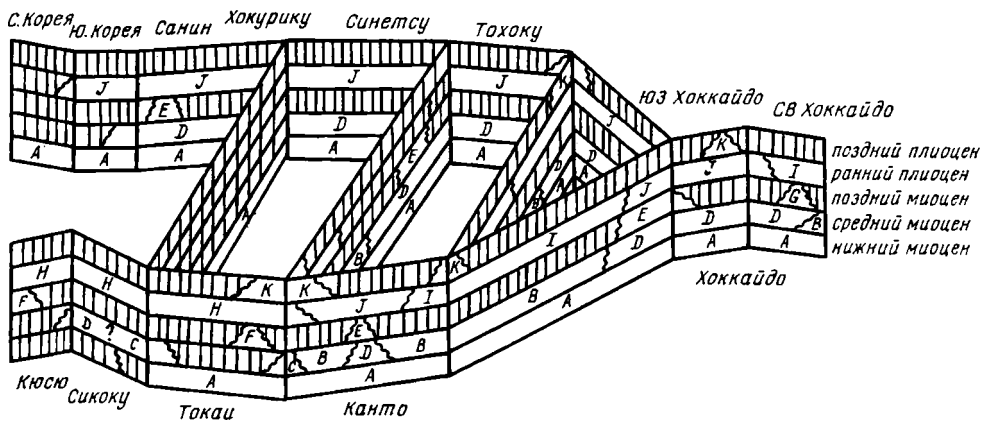


Рис. 3. Распространение пектинид, туррителлид и дозиний в неогеновых провинциях Японии (по: Masuda, 1963)

A — *Nanaochlamys notoensis*; *Turritella hataii* Nomura, *Turritella fortilirata chikubetsuensis* Kotaka, *Dosinia kannoi* Masuda, *Dosinia nomurai* Otuka; B — *Miyagipecten matsumoriensis*; *Turritella tanaguraensis* Kotaka, *Dosinia kaneharai* Yokoyama; C — *Amussiopecten akiyamae*; D — *Mizuhopecten kimurai* (s.s.); *Turritella kodono-savaensis* Otuka; E — *Kotorapecten yamasakii*; *Turritella saishuensis motidukii* Otuka; F — *Amussiopecten iito-miensis*; G — *Mizuhopecten yessoensis nakatombetsuensis*; *Turritella* cf., *saishuensis* Yokoyama; H — *Amussiopecten praesignis*; *Turritella perterebra* Yokoyama, *Dosinia bilunulata* (Gray); I — *Fortipecten takahashii*; *Turritella fortilirata* Sowerby, *Dosinia tatunokutiensis* Nomura; J — *Yabepecten tokunagai*; *Turritella fortilirata habeii* Kotaka, *Dosinia japonica* (Reeve); K — *Pecten naganumanus*, *Turritella otukai* Kotaka, *Dosinia japonica* (Reeve)

ные варианты провинциального районирования предложены малакологами. Например, в одной из своих работ 60-х гг. К. Масуда (Masuda, 1963) дал наглядную схему провинциального районирования, основанного на анализе пекте- нид, туррителлид и дозиний (рис. 3). На этой схеме можно видеть осо- бенности биогеографии пяти отрезков геологического прошлого: раннего, сред- него, позднего миоцена и раннего и позднего плиоцена. Из анализа схемы следует, во-первых, что провинции разных "срезов" геологического прошлого по своим характеристикам резко отличаются друг от друга, причем плио- ценовые провинции в значительной степени соответствуют современным. Во-вто- рых, отличие комплексов разных провинций, которое наметилось в среднем миоцене, особенно четко проявилось в плиоцене, когда на северо-западном побережье Японии была сформирована Япономорская провинция — с фауной Омма-Мангандзи, а на юго-восточном — Тихоокеанская провинция с "север- ной" (Тотсунакути—Такикава) и "южной" (Какегава) фаунами, соединенными переходной зоной Канто. Это провинциальное деление плиоценового времени подтверждается также данными и по другим группам, например, по ар- цидам (Noda, Amano, 1977).

В последнее время К. Чинзеи (Chinzei, 1978) была опубликована инте- ресная работа по палеогеографии неогена Японии, уточняющая и детализи- рующая предыдущие построения (Uozumi, 1962 и др.). Из этой работы и упо- мянутых данных следует, что климатическая зональность отразилась в нео- геновых комплексах Японии достаточно ярко. Четко, например, выявляется потепление на границе раннего и среднего миоцена, которое проявилось, в частности, в том, что теплолюбивые комплексы распространились почти по всей территории Японии (до Хоккайдо) и граница относительно теплых и холодных вод проходила где-то в районе Хоккайдо (рис. 4, см. рис. 2). В средне—позднемиоценовое время эта граница на Тихоокеанском побережье смещалась к центральным районам Хонсю, где она находилась и в плио- цене. Что касается Япономорской провинции, то эта граница в миоцене и в плиоцене была смещена к юго-западным районам Японии (фактически

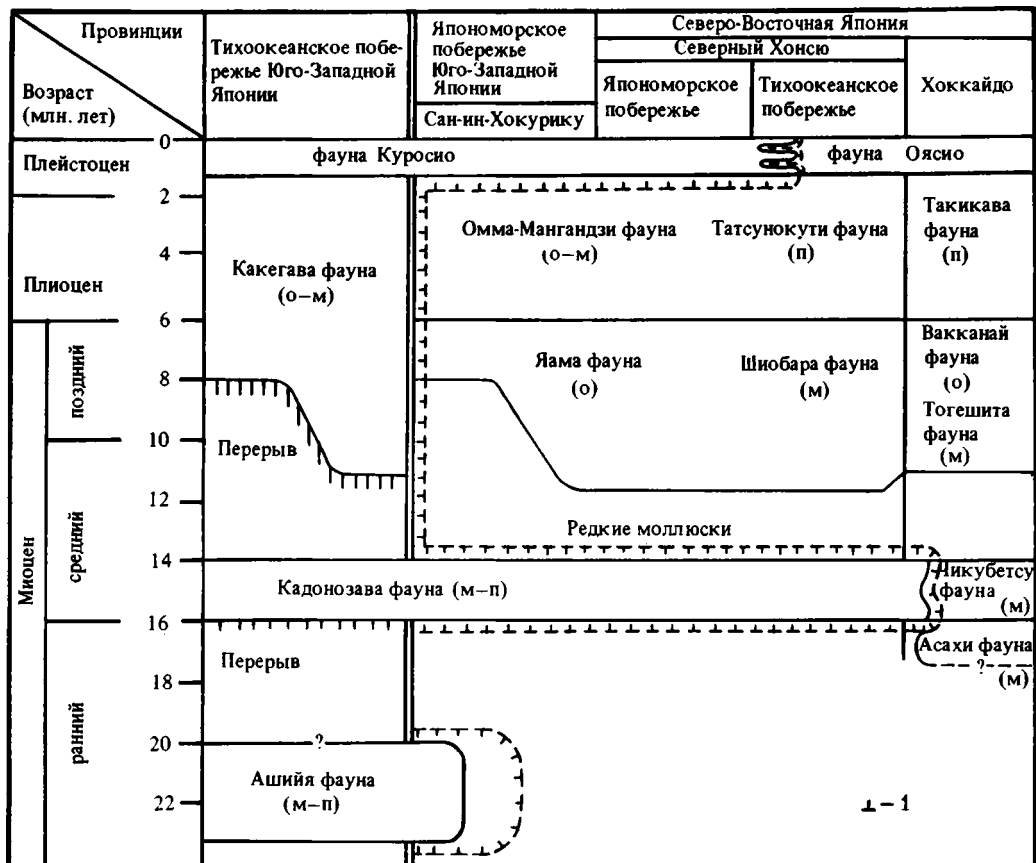


Рис. 4. Стратиграфическое и географическое распространение комплексов неогеновых моллюсков (по: Chinzei, 1978)

Фауна: п — прибрежная и солоноватоводная, м — мелководная, о — открытого моря; 1 — распространение тропической и субтропической фауны

до Цусимского пролива). В значительной мере несовпадение в широтном положении границ на западном и восточном побережьях Японии было обусловлено деятельностью системы морских течений. Если в позднеплиоценовое время холодные, идущие с севера, и теплые, проникающие с юга, течения встречались в центральной части Хонсю, где-то в районе Канто (с теми или иными отклонениями, обусловленными миграциями течений), то на Япономорском побережье холодные течения проходили центральную часть Хонсю и достигали ее юго-западных районов.

Однако не только температуры морских вод определяли особенности комплексов биоты в прошлом. Наличие геологических провинций, а в их пределах — отдельных бассейнов, отличающихся спецификой седиментации (разной скоростью осадконакопления, различным типом формаций, появлением в разрезах молассоидных или вулканических толщ и т.п.), наложило заметный отпечаток на формирование кайнозойских толщ и сопутствовавших им комплексам разных районов Японии. В северной части Хонсю и на Хоккайдо японские геологи для неогенового времени выделяют ряд структурных элементов (рис. 5): Внутренний пояс Курильской дуги (Северо-Восточный Хоккайдо), Внешний пояс Курильской дуги (Восточный Хоккайдо); Внутренний пояс Северо-Восточной Японской дуги (западная часть Хонсю и юго-западная

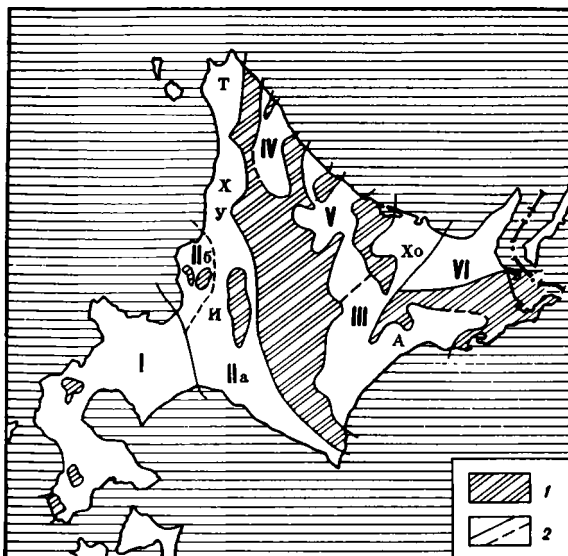
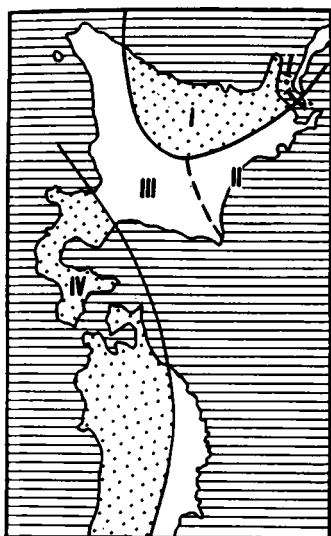


Рис. 5. Структурные зоны Северной Японии (Minato et al., 1965)

I — Внутренний пояс Курильской дуги, II — Внешний пояс Курильской дуги, III — Внешний пояс Северо-Восточной Японской дуги, IV — Внутренний пояс Северо-Восточной Японской дуги. Точками показана область "зеленых туфов"

Рис. 6. Третичные бассейны Хоккайдо (по: Tanai, 1982, с упрощением)

Провинции: I — Оshima, II — Центральная (IIa — Тешимо-Хидака и IIb — Кавабата подпровинции), III — Восточная, IV — Северо-Центральная депрессионная, V — Северо-Восточная, VI — Ширетоко. Районы с опорными разрезами: Т — Темпоку, Х — Хаборо, У — Урюю, И — Исикари, А — Атсунай, Хо — Хонки.

1 — поднятия, 2 — границы провинций (достоверные и предполагаемые)

оконечность Хоккайдо) и Внешний пояс Северо-Восточной Японской дуги (восточная часть Хонсю—центральная часть Хоккайдо). Внутренние пояса входят в область "зеленых туфов" (название дано в соответствии с широким развитием здесь характерных вулканических пород), остальные пояса относятся к области, где "зеленые туфы" отсутствуют, — "незеленотуфовый регион" (Minato et al., 1965; Tanaka, Nozawa, 1977).

Анализ комплексов ископаемых моллюсков Северной Японии (см. выше схемы Масуды, Чинзея и др.) приводят к выводу, что в ее пределах для отрезка времени от верхнего палеогена до плейстоцена можно выделить несколько основных типов фауны. Во всех случаях они сохраняют установленную стратиграфическую последовательность и являются "устойчивыми" на значительной площади. В несколько упрощенном виде они отражены в табл. 2.

Сейчас эти типы фаун моллюсков рассматриваются в исторической последовательности для всей Японии, и недавно Тсучи и Шүто (Tsuchi, Shuto, 1984) наметили четыре основные фазы их развития в миоцене. Предложенная ими схема типов фаун близка к схеме Чинзея. Вместе с тем, они специально подчеркнули наличие в каждом типе тепловодной и относительно холодноводной фауны и сообщили о привязке этих типов к зонам Блоу (по фораминиферам) или Коидзуми—Баррона (по диатомовым).

К первой фазе относится "теплая" фауна Ашийя Южной Японии (с тепловодными *Crassatella*, *Dosinia*, *Pitar*, *Glycymeris* и др.). Ее возраст принимается как позднеолигоцен-раннемиоценовый. "Холодным" эквивалентом ее является фауна Асагай—Поронай Северной Японии (с *Papyridea*, *Yoldia*, *Laternula*, *Nemocardium*, *Trominina*).

Вторая фаза охарактеризована двумя фаунами: теплой фауной Кадонозава

Таблица 2
Основные типы фауны (моллюски) Северной Японии

Возраст		Типы фауны	
Плейстоцен Эоплейстоцен		O ₄ O ₃	Сибикава Молодая Омма
Плиоцен		O ₂ O ₁	Такикава F.t. Татсунокути
Мiocен	средний – верхний	(Шигарами ?)	Верхняя Тогешита
		Шиобара (Яма)	Нижняя Тогешита
	нижний	+ Кадонозава VV	флора Дайдзима
		Асахи	флора Аниай
Олигоцен Эоцен		Момидзияма Асагай Поронай Исикари	

VV — Vicariella, Vicaria, F.t. — Fortipecten takahashii

+ — климатический оптимум, O₁—O₄ — фауна Омма-Мангандзи

и холодной Чикубетсу. Кадонозава, отвечающая зонам 8 и 9 (низам) Блоу, т.е. пограничным слоям нижнего и среднего миоцена, включает *Vicarya*, *Anadara*, *Dosinia*, *Siratoria*. В Чикубетсу отмечены *Spisula*, *Mya*, *Neptunea*.

Третья фаза соответствует фауне Шиобара—Яма (холодной) и Сагара (теплой). Для Шиобара типичны *Miyagipecten*, *Dosinia*, для Яма — *Ancistrolepis*, *Neptunea*, *Serripes*. Авторы указывают, что имеются сведения о смыкании Сагара с зонами 14—19 Блоу, о переходах Шиобара в зоны 11—13 и Яма — в зону 16. Другими словами, возраст этих фаун в целом — средний—верхний миоцен, хотя возможна и более дробная дифференциация.

Наконец, четвертая фаза включает три фауны: "теплую" Какегава (*Umbo-nium*, *Glucumetis* и пр.), "холодные" Омма-Мангандзи (*Turritella*, *Mercenaria* и пр.) и Татсунокути (*Fortipecten*, *Anadara*). Они тоже привязываются к зонам Блоу (19—21), или диатомовым зонам, причем, фауна Омма начинается где-то на уровне зон 17—18 и кончается на уровне зоны 22.

В дальнейшем, обращаясь к характеристике разрезов разных районов Японии, мы будем сравнивать свойственные им ископаемые комплексы с выделенными выше типами.

Специальное внимание при этом будет уделено их региональной корреляции, а также, где это возможно, увязке с зональными шкалами, базирующимися как на известковом, так и на кремнистом планктоне.

Дадим теперь краткий анализ некоторых опорных разрезов северной части Японии, которые особенно интересны для сравнения с нашими дальневосточными разрезами. Среди них будут освещены следующие разрезы: на Хоккайдо — район Юбари; на Северо-Восточном Хонсю — районы Китаками и Сендая; на Япономорском побережье Хонсю — район п-ова Ога; на Тихоокеанском побережье — район Джобана и для сравнения — районы Канто, Босо и Какегава (последний район относится к другой провинции — Внешнему поясу Юго-Западной Японской дуги).

Район давно привлекает внимание советских геологов в связи с очевидным сходством многих формаций с сахалинскими и камчатскими толщами. Здесь обычно указывается на несколько типов разрезов, протягивающихся с севера на юг: Темпоку, Хаборо, Урюю и Юбари (Исикари) (рис. 6). Все они относятся к "незеленотуфовой" области, в отличие от также интересного для нас другого разреза — разреза Юго-Западного Хоккайдо, входящего в район "зеленых туфов".

В последние годы (1980—82) в пределах Хоккайдо под руководством Т. Танаи (Tanai, 1982) работала группа стратиграфов, которая пересмотрела прежние стратиграфические схемы и на основе новых данных построила вариант новой корреляционной схемы (табл. 3). Эти результаты чрезвычайно важны, ибо в работе принимали участие параллельно специалисты по разным палеонтологическим группам и были получены новые К/Аг датировки. Эта работа опубликована в 1982 г. на японском языке.

В районе Юбари вскрываются формации, многие из которых давно используются для сравнения советскими геологами (пояснения к этому разрезу были даны проф. С. Уодзуми).

Разрез Юбари включает формации верхнего палеогена—неогена (снизу вверх): Поронай, Момидзияма, Асахи (=Хоромуи), Такиноуе, Кавабата, Иванисава, Ойваке и Такикава (табл. 4). Характеристика последних трех формаций дана по литературным данным (Uozumi, 1962; и др.).

Анализ разреза представляется целесообразным начать с верхнепалеогеновой формации Поронай, комплексы которой являются чрезвычайно характерными для всей Северотихоокеанской области.

Существуют две основные точки зрения на ее взаимоотношение с подстилающими формациями (табл. 5). Согласно первой из них (Asano, 1958; Saito, 1958) формация Поронай фациально замещает верхние пачки палеогеновой группы Исикари.

Большинство японских геологов, однако, придерживаются иной точки зрения, согласно которой Поронай залегает на Исикари с разрывом и несогласием (Ujiiе, Watanabe, 1960). Обычно в основании формации находится пласт (около 1 м) глауконитового песчаника, который сменяется алевролитами — черными, с поверхности ожелезненными, скорлуповатыми, мелкощебенчатыми, с карбонатными конкрециями (до 0,1 м), т.е. породами, типичными для формации Поронай.

Вторая проблема названной формации — это ее верхний контакт. Мнения японских геологов по этому вопросу можно, пожалуй, тоже свести к двум точкам зрения. Обычно предполагается, что над формацией Поронай с несогласием залегает формация Момидзияма (Shimokawara, Teshima, 1961; Kanno, Ogawa, 1964), которая, в свою очередь, с несогласием (и перерывом) перекрывается формацией Асахи (Sato, 1972) (табл. 6).

Однако имеются геологи (Hayusaka, Uozumi, 1954), которые склонны считать Момидзияма песчанистой фацией верхней части Поронай (кстати, подобное мнение иногда высказывается и в отношении лежащей выше миоценовой формации Асахи: ее считают "линзой" части формации Такиноуе). Определенный резон в таком мнении есть. Во-первых, фауна Момидзияма в значительной мере близка к фауне Поронай, хотя, на наш взгляд, у них имеются и определенные различия. Во-вторых, формация Момидзияма в отличие от широко развитой на Хоккайдо формации Поронай имеет лишь узкое, локальное распространение и не прослеживается на сколько-нибудь значительной территории. Формация Асахи, кстати, тоже приурочена к небольшому участку, а так как она разобщена с выходами Момидзияма, взаимоотно-

Таблица 3
Корреляция неогена Хоккайдо

Типы фауны (моллюски) и флоры		Хоккайдо						млн лет	Возраст
		Юго-запад	Центральная часть				Восток		
			Север			Юг			
			Темпоку	Хаборо	Урю				
						Атсунай	Хонки		
Омма-Мангандзи	Сибикава								Q
	"Молодая"	Сетана	Сарабетсу	Вакканай					0.7
									1.8
	Такикава		Юучи	Мочикубетсу	Хоронука	Такикава	Чобуси		
Шнобара (Яма)	Верхняя Тогешита	Куроматсунай	Контой Вакканай	Енбетсу	Румой Тогешита	Ойваке	Атсунай	Сатоми	
		Якумо		Чепатсунай 12,4±0,7		Иванисава	Чокубетсу 11,3±0,4	Мито Айнонай	
	Нижняя Тогешита		Масупоро	Котанбетсу	Харашии	Кавабата	Окопезава		
		Кадоно- зава +	Куинуй ++	Соя х	Санкебетсу xx	Юдору	Такиноуе		
	Асахи			ооо	Фукуродзи	Асахи		Тсубетсу Татсукобу	
	Татсукобу	Фукуяма						Футамато 31,4±1,0	
	Аниай Момидзияма Асагай		Могарибучи Утсонай		Таппу	Момидзияма Поронай	Омбетсу Урахоро	Рикубетсу	
	Поронай				Симокине	Поронай			
	Исикари (Вакканабэ)				Гр. Урю	Гр. Исикари			

+ – Дайдзима, ++ – Исиока, х – Онисибетсу, хх – Чикубетсу, ооо – Хаборо, ххх – Нунбетсу, 32,6±1,7

Таблица 4
Формация и типы фауны верхнего палеогена—неогена р-на Исикари (Хоккайдо)
(по данным Уодзуми и др.)

Возраст	Сери. группы	Формации	Типы фауны (моллюсков)
Плиоцен	Такикава	Такикава	Такикава
	Вакканай	Ойваке Иванисава	Вакканай или Атсунай—Тоге- шита
Неоген	Кавабата	Кавабата Такиноуе Асахи	Такиноуе верх- няя Такиноуе ниж- няя Асахи
Палеоген	Поронай	Момидзияма Поронай	Поронай

Таблица 5
Две точки зрения на взаимоотношение
верхнепалеогеновой формации Поронай
с подстилающими толщами района Юбари
(Хоккайдо)

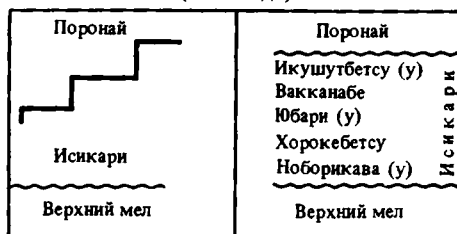
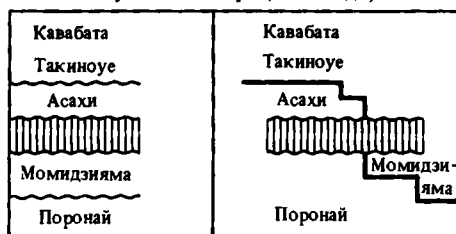


Таблица 6
Две точки зрения на взаимоотношения
верхнепалеогеновых и миоценовых формаций
в районе Юбари (Хоккайдо)



шения этих формаций остаются не до конца ясными (Асахи, или, как ее иногда называют отдельные авторы, Хоромун, прямо залегает на алевролитах формации Поронай) (рис. 7).

В пределах Юбари формация Поронай сложена ожелезненными темно-серыми, неслоистыми, тонкощебенчатыми аргиллитами и алевролитами с мелкими (2—5 см) карбонатными конкрециями, мощностью более 1500 м. Были сделаны попытки разделить формацию на отдельные части: по смене комплексов моллюсков, например, в одном из районов в ней выделены девять "зон" — от А до I (Teshima, 1955) (табл. 7). Однако многие геологи считают, что проследить эти зоны на площади очень трудно из-за их чисто фациальной природы.

Комплексы моллюсков формации Поронай изучены и описаны достаточно полно (Takeda, 1953; Teshima, 1955; Mizuno, 1964) и на протяжении ряда лет служили "реперными" для сравнения фаун других районов Японии (табл. 8) и всей Северотихоокеанской области. Среди них наиболее типичными являются следующие формы: *Solemya tokunagai*, *Acila pecturata*, *A. elongata*, *Nuculana nokkaidoensis*, *Yoldia saitoi*, *Y. sobrima*, *Y. laudabilis*, *Y. watasei*, *Palliolium ikushunbetsuensis*, *Lima suzuki*, *Crassatellites teshimai*, *Thyasira bisecta*, *Cardium asagaense**, *Nemocardium yokoyama*, *N. ezoense*, *Papyridia harimani**, *Venericardia yokoyamai*, *V. tokudai*, *Macoma sejugata*, *M. paranaiensis*, *Laternula besshoensis*, *L. ezoense*, *Turritella poronaiensis*, *Trochocerithium wadanum*, *Ancistrolepis modestoides*, *Neptunea ezoana*, *N. onbetsuensis**, *Trominima japonica*, *T. ishikariensis**, *Aturia yokoyama* и др. (звездочкой отмечены виды из района Кусиро Восточного Хоккайдо).

В этой же формации в 50—60-х гг. были найдены фораминиферы, которые приурочены к ряду местных зон. По К. Асано (Asano, 1958), здесь выделяются четыре зоны (снизу вверх): *Ammobuculites akabiroensis*—*Nonion so-rachense*, *Conuspiroids oinomikadoi*, *Bulimina ezoensis*, *Plectofrondicularia packardi*

Таблица 3
Корреляция неогена Хоккайдо

Типы фауны (моллюски) и флоры		Хоккайдо						млн лет	Возраст	
		Юго-запад	Центральная часть			Восток				
			Север		Юг					
			Темпоку	Хаборо	Урюю	Исикари	Атсунай	Хонки		
Ойма-Мангандзи	Сибикава								Q	Плиоцен
	"Молодая"	Сетана	Сарабетсу	Вакканай					0,7	
			Юучи	Мочикубетсу	Хоронука	Такикава	Чобуси		1,8	
	Такикава						Сиранука		5,5	
Шисобара (Яма)	Верхняя Тогешита	Куроматсунай	Контой Вакканай	Енбетсу	Румой Тогешита	Ойваке	Атсунай	Сатоми	10	верхний Миоцен
	Нижняя Тогешита	Якумо		Чепатсунай 12,4±0,7		Иванисава	Чокубетсу 11,3±0,4	Мито Айнонай	15	
Кадоно- зава	Нисикуро- зава	Куннуи	Масупоро	Котанбетсу	Харашио	Кавабата	Окопезава		23	средний нижний Миоцен
		++	х	xx	Юдору	Такиноуе			15	
Асахи			Соя	Санкебетсу	Фукуродзи	Асахи		Тсубетсу Татсукобу	23	Олигоцен
Татсукобу		Фукуяма						Футамато 31,4±1,0		
Аниай								Рикубетсу		EO
Момидзияма			Могарибучи		Таппу	Момидзияма	Омбетсу xxx			
Асагай			Утсонай		Симокине	Поронай	Урахоро			
Поронай										
Исикари (Вакканабэ)					Гр. Урюю	Гр. Исикари				

+ -- Дайдзима, ++ -- Исиока, х -- Онисибетсу, хх -- Чикубетсу, ооо -- Хаборо, ххх -- Нунбетсу, 32,6±1,7

Таблица 4
Формация и типы фауны верхнего палеогена—
неогена р-на Исикари (Хоккайдо)
(по данным Уодзуми и др.)

Возраст	Сери- группы	Формации	Типы фауны (моллюсков)
Плиоцен	Такикава	Такикава	Такикава
	Вакканай	Ойваке Иванисава	Вакканай или Атсунай—Тоге- шита
Неоген	Кавабата	Кавабата Такиноуе Асахи	Такиноуе верх- няя Такиноуе ниж- няя Асахи
Палеоген	Поронай	Момидзияма Поронай	Поронай

Таблица 5
Две точки зрения на взаимоотношение
верхнепалеогеновой формации Поронай
с подстилающими толщами района Юбари
(Хоккайдо)

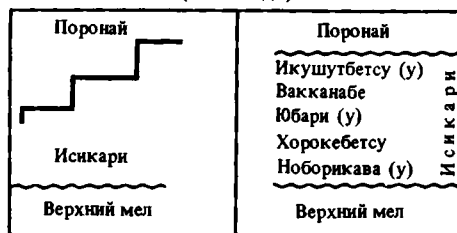
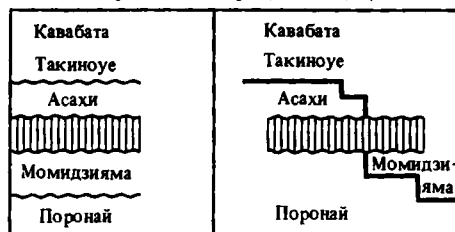


Таблица 6
Две точки зрения на взаимоотношения
верхнепалеогеновых и миоценовых формаций
в районе Юбари (Хоккайдо)



шения этих формаций остаются не до конца ясными (Асахи, или, как ее иногда называют отдельные авторы, Хоромун, прямо залегает на алевролитах формации Поронай) (рис. 7).

В пределах Юбари формация Поронай сложена ожелезненными темно-серыми, неслоистыми, тонкощелебенчатыми аргиллитами и алевролитами с мелкими (2—5 см) карбонатными конкрециями, мощностью более 1500 м. Были сделаны попытки разделить формацию на отдельные части: по смене комплексов моллюсков, например, в одном из районов в ней выделены девять "зон" — от А до I (Teshima, 1955) (табл. 7). Однако многие геологи считают, что проследить эти зоны на площади очень трудно из-за их чисто фацальной природы.

Комплексы моллюсков формации Поронай изучены и описаны достаточно полно (Takeda, 1953; Teshima, 1955; Mizuno, 1964) и на протяжении ряда лет служили "реперными" для сравнения фаун других районов Японии (табл. 8) и всей Северотихоокеанской области. Среди них наиболее типичными являются следующие формы: *Solemya tokunagai*, *Acila pecturata*, *A. elongata*, *Nuculana nokkaidoensis*, *Yoldia saitoi*, *Y. sobrima*, *Y. laudabilis*, *Y. watasei*, *Palliolium ikushunbetsuensis*, *Lima suzuki*, *Crassatellites teshimai*, *Thyasira bisecta*, *Cardium asagaense**, *Nemocardium yokoyama*, *N. ezoense*, *Papyridia harimani**, *Venericardia yokoyamai*, *V. tokudai*, *Macoma sejugata*, *M. paranaiensis*, *Laternula besshoensis*, *L. ezoense*, *Turritella poronaiensis*, *Trochocerithium wadanum*, *Ancistrolepis modestoides*, *Neptunea ezoana*, *N. onbetsuensis**, *Trominima japonica*, *T. ishikariensis**, *Aturia yokoyama* и др. (звездочкой отмечены виды из района Кусиро Восточного Хоккайдо).

В этой же формации в 50—60-х гг. были найдены фораминиферы, которые приурочены к ряду местных зон. По К. Асано (Asano, 1958), здесь выделяются четыре зоны (снизу вверх): *Ammobuculites akabiroensis*—*Nonion sorachiense*, *Conuspiroids oinomikadoi*, *Bulimina eozensis*, *Plectofrondicularia packardii*;

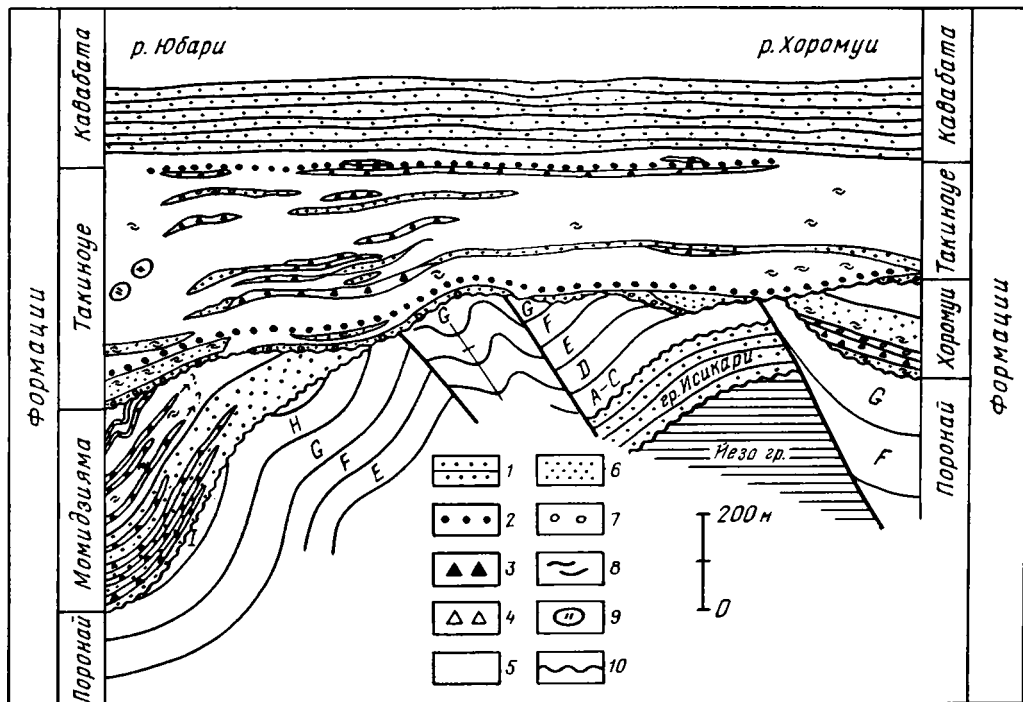


Рис. 7. Формация палеогена и неогена р-на Юбари, Хоккайдо (по: Ohara, 1966)

1 — чередование песчаников и алевролитов; 2 — глауконитовые песчаники; 3 — андезитовые туфы; 4 — диаритовые туфы; 5 — алевролиты и аргиллиты; 6 — песчаники; 7 — конгломераты; 8 — остатки моллюсков; 9 — глыбы; 10 — несогласия

A — I — зоны формации Поронай

по Г. Учиже и Г. Ватанабе (Ujije, Watanabe, 1960) — две зоны: *Paronai poronaiensis*—*Am. akabiroensis*, *Pl. packardii*—*Bulimina schwageri*); по Учио — 12 зон (Uchio, 1969).

Кроме названных форм, здесь были отмечены также *Cassidulina globosa*, *Glandulina laevigata ovata*, *Plectofrondicularia packardii multilineata*, *Pl. gracilis*, *Buliminella robutsi*, *Bathysiphon eocenicus*, *Globigerina cf. linaperta*, *Globorotaloides suteri*, *Chiloquembelina sp.* (Uchio, 1969). Майя и другие выделяют на их основе "зону" *Bulimina schwageri*—*Plectofrondicularia gracilis* (Maiya, 1977).

Недавно Кайхо (Kaiho, 1984) опубликовал новейшие данные по фораминиферам Поронай и Момидзияма. По его данным, в толщах Поронай выделяются пять зон по бентосным фораминиферам (табл. 9). Обращает на себя внимание соответствие двух нижних зон зоне А, а третьей (снизу) зоны — зоне В, выделенным по моллюскам формации Поронай. Чрезвычайно важным является выявление в Поронай ряда планктонных форм, которые отмечались и ранее, но сейчас получили более четкую стратиграфическую привязку. Наличие *Globorotaloides suteri*, *Subbotina cf. linaperta*, *Globorotalia insolita* в средней части формации Поронай и *Chiloquembelina cubensis* в ее верхней части позволяет считать эту формацию эоценовой, а верхнюю ее зону относить к пограничным эоцен-олигоценным слоям.

Из флористических остатков (листовые остатки, споры и пыльца) в формации собраны *Glyptostrobus europaens*, *Engelhardtia koreanica* *Macclintokia trinervis*, *Cunninghamia sp.*, *Liquidamber sp.*, *Pinus sp.*, *Picea sp.*, *Carya sp.*, *Fagus sp.*, *Micrhystridium sp.*, и пр. (Sato, 1972).

Залегающая выше по разрезу формация Момидзияма (около 400 м мощ-

Таблица 7
Подразделения группы Поронай по комплексам моллюсков
в районах Шимицузава и Поронай (Исикари) Хоккайдо
(по: Teshima, 1955, с упрощением)

Подразделения	Мощность (м)		Комплексы
	Шимицузава	Поронай	
I	100 +	—	<u>Neilonella</u> , <u>Venericardia</u> , <u>Acila</u> , <u>Portlandia</u> , <u>Thyasira</u> , <u>Crassatellites</u> , <u>Trochocerithium</u> , <u>Hubertschenckia</u> , <u>Lima</u> .
H	300	—	<u>Portlandia</u> , <u>Neilonella</u> , <u>Venericardia</u> , <u>Acila</u> , <u>Yoldia nagaoui</u> , <u>Periploma besshoense</u> , <u>Venericardia yokoyamai</u> , <u>Nemocardium</u> , <u>Crassatellites</u> , <u>Trochocerithium</u> , <u>Thyasira</u> , <u>Crenella?</u> , <u>Psephaea</u> .
G	300	—	<u>Portlandia</u> , <u>Neilonella</u> , <u>Nemocardium</u> , <u>Crassatellites</u> , <u>Trochocerithium</u> , <u>Turritella</u> , <u>Acila</u> , <u>Yoldia nagaoui</u> , "Propeamussium", <u>Tudicla japonica</u> .
F	80 ~ 130	200 ~ 300 +	<u>Portlandia</u> , <u>Neilonella</u> , <u>Merisca</u> , <u>Lima</u> , <u>Crassatellites</u> , <u>Crenella</u> , <u>Trochocerithium</u>
E	30 ~ 77	130 ~ 300	<u>Merisca</u> , <u>Periploma besshoense</u> , <u>Dentalium</u> , <u>Portlandia</u> , <u>Neilonella</u> , <u>Trochocerithium</u> , <u>Venericardia yokoyamai</u> , <u>Lima</u> , <u>Acila</u> , <u>Saccella</u> , <u>Yoldia nagaoui</u> , <u>Crassatellites</u> , <u>Venericardia akagii</u> .
D	10 ~ 150	70 ~ 180	<u>Portlandia</u> , <u>Neilonella</u> , <u>Yoldia nagaoui</u> , <u>Venericardia akagii</u> , <u>Dentalium</u> , <u>Trochocerithium</u> , <u>Macoma</u> , <u>Merisca</u> , <u>Periploma ezoense</u> .
C	20 ~ 150	100	<u>Acila</u> , <u>Neilonella</u> , <u>Venericardia yokoyamai</u> , <u>Venericardia akagii</u> , <u>Trochocerithium</u> , <u>Periploma besshoense</u> , <u>Portlandia</u> , <u>Dentalium</u> .
B	100 ~ 145	200 ~ 450	<u>Acila</u> , <u>Neilonella</u> , <u>Venericardia yokoyamai</u> , <u>Trochocerithium</u> , <u>Venericardia akagii</u> , <u>V. tokudai</u> , <u>Siphonodentalium</u> , <u>Yoldia saitoi</u> , <u>Y. nagaoui</u> , <u>Macoma</u> , <u>Periploma ezoense</u> , <u>P. besshoense</u> , <u>Venericardia satisparva</u> , <u>Portlandia</u> .
A		250 ~ 600	<u>Yoldia sobrina</u> , <u>Macoma</u> , <u>Venericardia yokoyamai</u> , <u>Yoldia laudabilis</u> , <u>Riuguhdrillia rugosa</u> , <u>Siphonodentalium</u>
A ₀	60 ~ 0	70 ~ 35	<u>Palliolium</u> , <u>Periploma besshoense</u> , <u>Macoma</u> , <u>Neilonella</u> , <u>Siphonodentalium</u> , <u>Isognomon</u> , <u>Portlandia</u> .

Сплошной линией подчеркнуты многочисленные формы; прерывистой — встречающиеся часто; не подчеркнуты формы, встречающиеся редко.

ности) в типовом разрезе по р. Юбари представлена в нижней части зелено-вато-серыми массивными песчаниками, а в верхней — темно-зелеными и черными крепкими, скорлуповатыми алевролитами, переслаивающимися с туфогенными породами и вмещающими карбонатные конкреции до 0,1 м (Kanno, Ogawa, 1963).

Формация характеризуется пирокластическими породами основного состава. Это резко отличает ее от вышележащей формации Асахи (=Хоромуи), для которой типичны туфогенные породы липаритового ряда (кстати, перекрывающая ее толща Такиноуе, как и Момидзияма, включает вулканогенные прослои андезитового состава). В формации Момидзияма найден достаточно

Таблица 8
Комплексы моллюсков поронайского уровня Северной Японии
(по: Mizuno, 1964, с добавлением)

Район Фауны	Исикари (группа Поронай)	Кусиро (группа Омбetsу)	Джобан (формация Асагай)
Поронай	Ancistrolepis modestoides, Tro- minina japonica, Neptunea ezoa na, Turritella poronaiensis, Tro- chocerithium wadanum, Neilo- nella poronaica, Yoldia saitoi, Y. sobrina, Y. watasei, Acila picturata, Lima j-suzukii, Crassa- tellites teshimai, Venericardia aka- gaii, V. tokudai, V. yokoyamai, Nemocardium yokoyamai, Thy- asira bisecta, Macoma poronaien- sis, Merica onishi, Laternula bes- shoense, Periploma ezoense, Cor- bicula sitakaraensis, Thyasira Pallium ikushumbetsuensis.	Bathybembix sachalinensis, Tur- ritella poronaiensis, Ancistrolepis modestoides, Neptunea obent- suensis, Trominina japonica, Nei- nella poronaica, Yoldia lauda- bilis, Y. akanensis, Y. watasei, Acila picturata, Crenella nagaha- mai, Venericardia takedai Pe- gii, V. tokudai, V. yokoyamai, riploma ezoense, Ampullina asagaensis, Neptunea onbetsuen- sis, Yoldia laudabilis, Mytilus mabuchii, Papyridea harrimanii, Corbicula sitakaraensis, Thyasira bisecta, Macoma sejugata, M. sub- sejugata, Mya grewinkii.	Turritella tokunagai. Ampullina asagaiensis, Colus asagaiensis, Molopophorus watanabei, Yoldia laudabilis, Y. watasei, Venericar- dia laxata, V. tokunagai, Thyasira bisecta, Nemocardium tristicu- lum, N. iwakiense, Clinocardium asagaiense, Papyridea harrimanii, Laternula besshoense, Macoma sejugata, Mya grewinkii.

Таблица 9
Зоны фораминифер в формациях Поронай и Момидзияма
(по: Kaiho, 1984, с изменением)

Формация	Зоны по бентосным фораминиферам	Некоторые события	Планктонные фораминиферы	Возраст
Момидзияма	Nonion ezoensis — Cyclamina pacifica	Быстрое исчезновение B. schwageri		Оligocen
Поронай	Bulimina schwageri — Cyroidina yokoamai.	Внезапное внедрение известковистых форм	1 5 4	Эоцен
	Haplophragmoides subevolutus — Cyclamina pacifica.	Исчезновение H. umbilicatus	3 4	
	Bulimina schwageri — Haplophragmoides umbilicatus	Появление B. schwageri	1 2	
	H. ombilicatus — H. subevolutus.	Исчезновение B. yabei		
	H. tanaii — H. subevolutus			

Условные обозначения: 1 — Globorotaloides suteri, 2 — Subbotina cf. linaperta, 3 — Globorotalia insolita, 4 — Subbotina cf. oregonensis, 5 — Chiloquembelina cubensis.

представительный комплекс моллюсков: Yoldia laudabilis, Y. biremis, Y. sobrina, Y. watasei, Y. ovata, Acila elongata, A. brebis, A. pictulata, Thiasira disjuncta, Venericardia hobetsuensis, Macoma cf. sejugata, Laternula besshoensis, L. iesakaii, Neptunea hobetsuensis, Turritella poronaiensis, Trominina onnaica, T. hokkaidoensis, T. umbelliformis (Kanno, Ogawa, 1964). Обычно отмечается значительное сходство этого комплекса с поронайским (наличие общих Acila, Yoldia, Laternula, Turritella и пр.). Однако здесь имеется ряд форм, которые не встречаются в Поронай: Acila brevis, Y. biremis, Thyasira disjuncta, Venericardia hobetsuensis, Neptunea hobetsuensis, Trominina onnaica, T. hokkaidoensis.

Фораминиферы здесь встречаются реже, чем в Поронай, (остатки *Plectrofrondicularia packardii*, *Pl. aff. gracilis* и др.). Они иногда объединяются в "зону" *Haplophragmoides submakuensis*—*Cyclammina pacifica* (Maiya et al., 1977). К. Кайхо (Kaiho, 1984) выделяет здесь зону *Nonion ezoensis*—*Cyclammina pacifica* и считает, что этот комплекс резко отличается от более древних: здесь исчезают *P. packardii* и многие другие поронайские формы (свыше 20). Спорово-пыльцевые спектры достаточно близки к поронайским (наличие *Micrhystridium* и пр.), однако теплые элементы, подобные *Liquidambar*, *Engelhardtia* и пр., здесь отсутствуют.

Переходя к трактовке возраста двух охарактеризованных выше формаций, отметим, что этот вопрос до сего времени не решается однозначно. По мнению ряда японских геологов, палеонтологические остатки свидетельствуют о верхнеэоценовом возрасте формаций Поронай, хотя еще около 20 лет назад ее обычно относили к олигоцену (Oyama et al., 1960).

Новые микропалеонтологические данные (с находками отдельных планктонных и бентосных форм, больше тяготеющих к эоцену, чем к олигоцену, — *G. linaperta*, *G. suteri* и пр.), флористические материалы (выявление достаточно теплолюбивых комплексов спор и пыльцы, а также листовой флоры — *Liquidambar*, *Engelhardtia* и пр.), наконец, тяготение некоторых бентосных комплексов, сходных с поронайским, к верхним горизонтам эоцена в более южных районах Японии и Северной Америки — все это как-будто подтверждает эоценовый возраст формации. Однако и сейчас, по нашему мнению, этот вопрос окончательно не решен, ибо точная привязка формации к зональной палеогеновой шкале пока отсутствует и ее точный возраст остается условным. Не исключено, что ее верхняя часть может относиться и к олигоцену, в пользу чего свидетельствует наличие во флоре ряда относительно холоднолюбивых форм, не свойственных обычно "теплому" эоцену, приуроченность в Северной Америке близких к японским комплексов фораминифер и моллюсков к олигоценовому уровню — с *Pl. multilineata*, *Y. aff. watasei*.

Возраст формации Момидзияма сейчас принимается с долей условности олигоценовым (Каппо, Ogawa, 1964), а не миоценовым, как считали некоторые геологи несколько лет назад. Залегание формации на верхнеэоценовых слоях, присутствие отдельных *Pl. aff. gracilis*, *Trominina*, *Trochocerithium* и др. — все это говорит в пользу олигоценового возраста вмещающих толщ, хотя привязка формации к более дробным частям олигодена пока не осуществлена. Это согласуется и с полученными недавно данными по абсолютному возрасту пород формации Нуибетсу, которая считается стратиграфическим аналогом Момидзияма; абсолютный возраст — $32,6 \pm 1,7$ млн лет.

Стратиграфически выше формации Момидзияма залегает формация Асахи. Она расположена в разрезе непосредственно на формации Поронай — с несогласием, с конгломератами в основании, с карманами размыва (автор наблюдал контакт этих формаций в долине р. Хоромуи). В нижней ее части преобладают глубоководные туфогенные песчаники, чередующиеся с туфогенными породами кислого состава. В 20—30 м от подошвы формации появляются песчаники со скоплением *Mytilus "tichanovitchi"*¹. Это песчанистая

¹ *M. tichanovitchi* был описан из мацигарского разреза Северного Сахалина (Makiyama, 1934). Автор познакомился с голотипом этого вида в Университете Киото. Он оказался представленным деформированной раковиной *Mytilus*, которая, как справедливо указывал в личной беседе проф. Канно, не похожа на формы с характерным депрессионным изгибом раковины, определяющиеся обычно как "*tichanovitchi*" не только в Японии, но и на Сахалине и Камчатке. Поэтому эти формы нуждаются в новом названии. Они распространены в формациях Асахи и Такиноуе, хотя есть указания, что они были отмечены и в низах перекрывающей их формации Кавабата. Однако формы из Такиноуе и Кавабата сейчас получили новые названия.

пачка (около 160 м) сменяется выше алевролитовой (около 70 м), максимальная мощность оценивается до 400 м. Эти две толщи С. Канно и другие (Kanno et al., 1968) называют формацией Хоромуи. По их мнению, формацию Асахи в широком смысле — в понимании С. Уодзуми (Uozumi, 1966) — следует разделить на Хоромуи и Такиноуе, а тип "фауны Асахи" отнести только к первой из двух формаций.

Долгие годы считалось, что на Асахи с резким несогласием залегает формация Такиноуе, контактирующая в различных районах Юбари не только с Асахи, но и с Поронай и Момидзияма. Но по самым последним данным малакологов (Ogasawara et al., 1982), взаимоотношение формаций Асахи и Такиноуе можно представить и по-другому. Формация Асахи может считаться в значительной части возрастным аналогом Такиноуе (конец нижнего—начало среднего миоцена), а наличие относительно холодноводного комплекса в Асахи (более холодноводного, чем в Такиноуе) объясняется фациальными причинами.

Такиноуе в целом представлена песчаниками до 80 м (в основании местами с конгломератами) и крепкими выбеливающимися (этим они отличаются от подстилающих пород) алевролитами до 500 м мощности. В них отмечаются прослои глауконитовых песчаников и пирокластические породы андезитового состава.

Фауна Асахи включает (Kanno, Ogawa, 1964) *Yoldia biremis*, *Y. notabilis*, *Mytilus tichanovitchi*, *Licinoma akibai*, *Peronidia tichanovitchi*, *P. matsumotoi*, *Spisula onnechiuria*, *Thracia asahiensis*, *Felaniella usta*, *Mya* aff. *grewingki*, *Natica ezoana* и пр. (подчеркнуты преобладающие формы). Уодзуми (Uozumi, 1962) отметил в формации Асахи также *Acila elongata*, *Yoldia tokunagai* *hayasakai*, *Y. watasei*, *Solemya tokunagai*, *Trominina*.

Моллюски Такиноуе представлены остатками двух комплексов (Kanno, Ogawa, 1964). Нижний — относительно тепловодный — характеризуется *Patinopecten kōbiyamae*, *Swistopecten swiftii*, *Felaniella usta*, *Ostrea giravitesta*, *Clinocardium mutuense*, *Siratoria siratoriensis*, *Cyclina japonica*, *Macoma incongrua*, *Spicula* aff. *sachalinensis*, *Mya cuneiformis*, *M. kushiroensis*, *Spisula* cf. *undilifera*, *Batillaria yamanarii*, *Dosinia chikurenensis*, *Vicaryella teshimae*, *Crepidula* cf. *jimboana*, *Turritella hataii*, *Natica meissensis*, *Coralliophila* cf. *costularia*. Верхний — более холодноводный, чем нижний, комплекс моллюсков включает *Akebiconcha chitanii*, *Yoldia* cf. *tokunagai*, *Malletia inermis*, *Saperta shimokawarae*, *Macoma calcarea*, *M. izurensis*, *Fulgoraria striata*, *Ancistrolepis peulepis* (причем в ряде мест эти формы группируются в отдельные слои или субзоны с преобладанием *Macoma*, *Yoldia* и *Venericardia*).

В дополнение к этому списку Уодзуми (Uozumi, 1962) указывает еще на ряд форм из формации Такиноуе: *Acila gottschei*, *A. divaricata*, *Yoldia uranoi*, *Y. notabilina*, *Anadara abdita*, *Glycymeris darelicata*, *Patinopecten kimurai*, *Dosinia nomurai*, *Spisula onnechinria*, *Macoma optiva*, *M. tokyoensis* и др.

Из фораминифер в формации Такиноуе отмечены *Haplophragmoides* cf. *emaciatum*, *H.* cf. *evoluta*, *H. nishikizawaensis*, *Cyclammina cancellata*, *C. japonica*, *C. orbicularia*, *Martinottiella communis*, *Spirosigmolinella compressa*, *Cibicides altamiraensis* и др. (Sato, 1972; Maiya, 1977), а также *Buccella nipponica*, *Globobulimina auriculata*, *Melonis pompilioides* и пр. Сейчас в формации найдены первые радиолярии *Sphaeropale robusta*, *Cyrtocapsella cornuta*, *P. tetrapesa* и др. С. Сато (Sato, 1972) отмечает в спорово-пыльцевых спектрах этой формации *Quercus*, *Alnus* и др., а также *Liquidambar*, *Nyssa*, *Engelhardtia*, которые относятся к сравнительно теплолюбивым спектрам (приуроченным к нижней части формации). Залегающая над Такиноуе формация Кавабата (контакт обычно выглядит согласным) представлена ритмичным чередованием (1—10 м) конгломератов, песчаников и алевролитов мощностью в несколько тысяч метров

(до 3500—3700). В толще, которую обычно трактуют как моллассоидную, отмечаются следы турбидных течений. Остатки моллюсков здесь очень редки; Уодзуми (Uozumi, 1962) отметил находки: *Acila hidakensis*, *Yoldia notabilis*, *Mytilus sakoi*, *Pitar okadana*, *Venericardia hidakensis*, *Seripes tuijensis*, *Macoma optiva*, *Mercenaria sigaramiensis*, *Spisula voyii*, *S. onnechiura*, *Crepidula ezoana*.

Фораминиферы здесь тоже очень редки (отмечено присутствие *Martinottiella communis*, представителей *Ciclammina*, *Haplophragmoides*, а в последние годы — *Globigerina woodi*, *G. bulloides*, *Orbulina universa*). Спорово-пыльцевые спектры близки таковым из верхней части Такиноуе.

Из приведенного материала по формациям Асахи, Такиноуе и Кавабата следует один важный вывод в отношении интерпретации их возраста. В нижней части Такиноуе присутствуют теплолюбивые комплексы, которые сопоставляются с палеонтологическими комплексами Южной Японии (моллюски с *Vicariella*—*Vicaria*, флора типа Дайдзима), приуроченными к пограничным слоям нижнего и среднего миоцена — к горизонту климатического оптимума. С учетом этого стратиграфического маркера, а также других палеонтологических данных формация Асахи, залегающая под маркером, относилась многими японскими геологами (Chinzei, 1978) к нижнему миоцену (его верхней части), а верхняя часть Такиноуе и Кавабата — к среднему миоцену.

Над формацией Кавабата залегают верхнемиоценовые формации Ивасавы и Ойваке, представленные кремнистыми агриллитами, "твердыми сланцами" и диатомитами, общей мощностью около 1000 м, и плиоценовыми отложениями Такикава. Последние включают песчаники и алевролиты до тысячи метров мощности и охарактеризованы комплексом моллюсков с *Fortipecten takahashii*, *Yoldia macroschema*, *Anadara trilineata* var., *Patinopecten poculis*, *Laevicardium elongata*, *Dosinia tatunopecten sachalinensis* и др. В западных (прибрежных) районах Юбари к Такикава приурочены фораминиферы "зоны" *Ammonia beccarii*—*Buccella frigida*.

Следует обратить внимание на то, что в японской литературе обычно отмечается наличие следующих ярусов неогена Хоккайдо (снизу вверх): Асахи, Такиноуе, Кавабата, Вакканай, Такикава и Сетана. Все они имеют в качестве типов соответствующие формации. Как видно из приведенного перечисления, только первые три формации и Такикава находятся в районе Юбари, другие же расположены в других районах: Вакканай (верхний миоцен) — на севере Хоккайдо, Сетана (плиоцен?—эоплейстоцен) — на его юго-западе. Эта пространственная разобщенность ярусов заставляет относиться к их корреляции с определенной осторожностью.

Подобная осторожность требуется также при сопоставлении и сравнении формаций разных районов Хоккайдо (в частности, р-на Юбари и северной части острова). При этом сравнении, как следует из литературы, возникает много трудностей. Не случайно стратиграфические совещания, проходившие в 1949 и 1968 гг. на Хоккайдо, достаточно заметно меняли варианты региональных корреляций, и, как говорилось выше, была создана специальная группа по ревизии этих корреляций. Из анализа геологических данных следует, что кайнозойские бассейны на Хоккайдо в ряде случаев были разделены физическими барьерами, что приводило к возникновению различных фациальных обстановок, и именно это является одной из причин того, что неогеновые толщи отдельных районов Хоккайдо остаются во многих случаях несопоставленными.

Принципиальная картина соотношений фаций неогеновых толщ северной части острова показана на рис. 8. На нем видны и фациальные переходы неогеновых образований и стратиграфическая позиция отдельных формаций (Uozumi, Fujie, 1958).

Проследим горизонты, выделенные в р-не Юбари, в соседние районы,

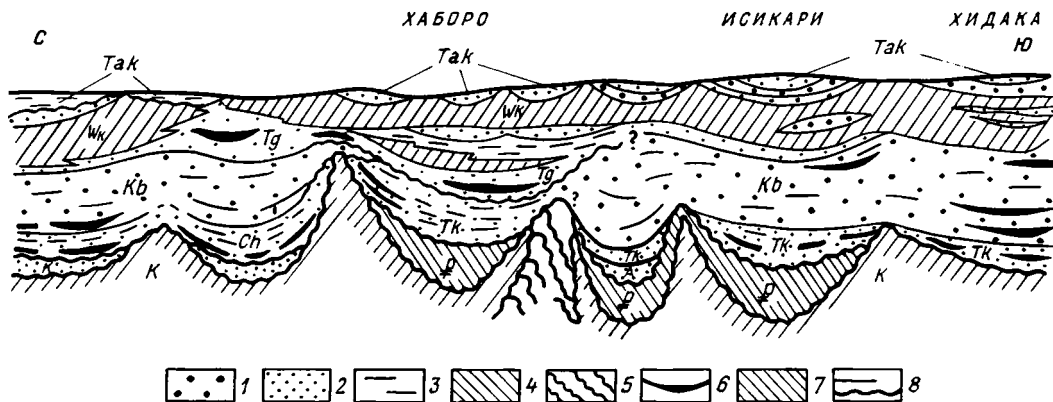


Рис. 8. Формации и структурно-фациальные зоны неогена Хоккайдо (по: Uozumi, Fujie, 1957)

1 — конгломераты, 2 — песчаники и туфы, 3 — алевролиты, 4 — кремнистые алевролиты, диатомиты, 5 — метаморфические и магматические породы, туфы, 6 — лигниты, 7 — аргиллиты, алевролиты, 8 — согласные границы и разрывы.

Формации неогена: А — Асахи, Tk — Такиноуе, Ch — Чикубетсу, Kb — Котанбетсу, Tg — Тогешита, Wk — Вакканай, Tak — Такикава

прежде всего в северном направлении, где расположены (с юга на север от Юбари) бассейны Урью, Хаборо и Темпоку, а также на юго-запад (Оутинетсу) и юго-восток (Кусиро-Токачи).

Палеогеновый уровень с Поронайской фауной достаточно четко прослеживается в р-ны Урью и Хаборо (формации Таппу и, видимо, Шимокине) и в юго-восточный район Хоккайдо (группа Омбетсу).

Группа Таппу (формации Шимокине и Таппу) охарактеризована пятью ассоциациями моллюсков (в стратиграфической последовательности): *Venericardia—Macoma*, *Pepiroma (=Laternula)*, *Pitar—Mya*, *Hubertschenckia—Trochocerithium*, *Neilonella—Venericardia* (Ohara, Kanno, 1973). Основу этих комплексов, связанных с определенными фациями Таппу, составляют *Venericardia yokoyamai*, *V. laxata*, *Macoma sejugata*, *Yoldia laudabilis*, *Y. watasei*, *Laternula besshoensis*, *Papyridea harrimani*, *Pitar matsumotoi*, *Neilonella poronaiica*, *Mya grewinkii*, *Neptunica ezoana*, *Ancistrolepis modestoides*, *Trochocerithium wadanum* и др. Фактически все перечисленные формы встречаются в поронайском комплексе. С ними ассоциируются фораминиферы "зоны" *Bulimina schwageri—Gyroidinoides yokoyamai*. В районе Темпоку отмечаются толщи Утсонай и Могарибучи, которые по стратиграфическому положению могут сопоставляться с формацией Момидзияма и, видимо, частично Поронай. Здесь выделен комплекс фораминифер с *Bulimina schwageri—Gyroidinoides yokoyamai* и *Plectofrochammina poronaiensis—Cyclamina pacifica*.

Много общих с поронайскими форм содержится также в группе Омбетсу юго-востока Хоккайдо. Среди них *Yoldia laudabilis*, *Y. watasei*, *Nucula hokkaidoensis*, *Venericardia yokoyamai*, *Papyridea harrimani*, *Laternula besshoensis*, *Mya grewinkii*, *Bathybembix sachalinensis*, *Trochocerithium wadanum*, *Trominina shikariensis*, *T. umbelliformis*, *Ancistrolepis modestoides*, *Neptunea onbetsuensis*, *N. ezoana*.

Следующий уровень — нижнемиоценовый горизонт Асахи — представлен чрезвычайно слабо. Только в одном р-не Урью имеются аналоги фауны Асахи (формация Фукуродзи) с характерным комплексом *Mytilus tichanovitchi*. В других местах они не обнаружены. На юго-западе Хоккайдо к нижнему миоцену относится, возможно, формация Фукуяма, которая характеризуется сравнительно "холодной" флорой типа Аниай.

В противоположность Асахи два горизонта Такиноуе (с теплолюбивыми

и холоднолюбивыми комплексами) широко прослеживаются на Хоккайдо. В р-не Урюю они включают группу Юдору: нижнюю формацию Хондзин-Но-Зава с *Ostrea gravitesta* и верхнюю формацию Шин-Урюю с тремя мелководными (*Tapes siratoriensis*, *Spisula haboroensis*—*Turritella hataii*, *Spisula onnechiuria*—*Mercenaria iizukai*) и одним глубоководным (*Acila elongata*—*Yoldia tokunagai*) комплексами моллюсков. Среди форм нижней ассоциации — *Anadara ogawai*, *Glycymeris vestitoides*, *Dosinia nomurai*, второго комплекса — *Acila submirabilis*, *Glycymeres matsumoriensis*, *Spikula ezodensata*, *Mya cuneiformis*; третьего комплекса — *Nucella tokudai*, *Serripes groenlandicus*, *Dosinia yamaguchue*, *Peronidia matsumotoi*, *Turritella chikubetsuensis*, *Neptunea omurai*, глубоководной ассоциации (которая по стратиграфическому положению соответствует первым трем) — *Malletia inermis*, *Macoma izurensis*, *Laternula* cf. *besshoense*, *Makiyama chitanii* и др. (Ohara, Kanno, 1973). По последним данным (Amano, 1980), комплекс Юдору (конгломераты, песчаники, алевролиты до 1360 м) включает около 50 видов моллюсков, часть которых встречалась и в более древних толщах (*Yoldia laudabilis*), но основная их часть характерна для климатического оптимума раннего среднего миоцена (*Crassostrea gravitesta*, *Siratoria siratoriensis*, *Spisula haboroensis*, *Ennucula haboroensis*, *Yoldia thraciaeformis*, *Mizuhopecten kimurai*, *Retiplanes kannoi* и др.).

В районе Урюю над формациями Хондзин-Но-Зава и Шин-Урюю залегает формация Котанбетсу, или Харашио (молассоидные толщи до 6000 м, сопоставляющиеся с Кавабата р-на Юбари), которая сверху перекрыта Тогешита и Румой (соответственно песчаники и диатомиты), а еще выше плиоценовой Такикава (песчаники с *Fortipecten takahashii*).

Новые материалы по фауне Тогешита представляют сейчас особый интерес, поскольку они позволяют подойти к расчленению средне-верхнемиоценовых комплексов известной фауны Шиобара, широко распространенной в пределах Северного Хонсю и являющейся синхронной фауне Тогешита.

Формация Тогешита (мощностью до 300—570 м) включает алевролиты (с галькой) и песчаники, по простираннию переходящие в песчаники и конгломераты (местами с лигнитами и карбонатными конкрециями). Найденная в ней фауна делится на две — нижнюю и верхнюю (Amano, 1980). В нижней определен 61 вид, среди которых характерны *Anadara hokkaidoensis*, *A. watanabei*, *Pitar hokkaidoensis*, *Mya cuneiformis*, *Glycymeris idensis*, *Dosinia kaneharai rumoiensis*, *Spisula onnechiuria*, *Clinocardium decoratum*, *Serripes japonica*, *Protothaca nodai*, *Nassarius kannoi*, *Neptunea modesta*, *Turritella fortilirata*, *Crepidula jimboana*. Для верхней типичны *Anadara hokkaidoensis*, *Mizuhopecten togeschitensis*, *Clinocardium decoratum*, *Serripes groenlandicum*, *Glycymeris essoensis*, *Turritella fortilirata*, *Nuttalia commoda*, *Crepidula grandis*, *Boreotrophon solitarius*, *Admete coutho houu*, *Oenopora kagana* (всего 48 видов). Как видно из списков, эти комплексы несколько отличаются друг от друга.

Часть видов нижней фауны Тогешита встречается в фауне Шиобара (*Dosinia*, *Protothaca* и др.). Верхнетогешитская фауна находит аналоги в верхнемиоценовых комплексах Саннохе и Куросава. В целом она более холодноводна, чем нижнетогешитская. Таким образом, в фауне Тогешита можно наметить две разновозрастные части (аналоги их японские авторы находят в нижней части маруямской свиты Сахалина и в этолонской свите Камчатки). Это значит, что, возможно, и фауна Шиобара, которая сейчас не расчленена и считается средне-верхнемиоценовой, может быть подразделена по крайней мере на две части. Над формацией Тогешита, частично замещая ее, залегает верхнемиоценовая формация Машике. Она включает песчаники, алевролиты, кремнистые породы общей мощностью от 570 до 920 м. Среди характерных для нее форм моллюсков — *Acila divaricata vigilia*, *Portlandia ovata*, *Neptunea modesta*, *Yoldia thraciaeformis*.

В районе Хаборо миоцен начинается формацией Хаборо (до 600 м), угленосные отложения которой охарактеризованы относительно теплолюбивой флорой типа Дайдзима. Выше залегают две формации — Санкебетсу (песчаники до 270 м и алевролиты с туфами и туфогенными песчаниками до 600 м) и Чикубетсу (песчаники и гравелиты до 350 м и алевролиты и туфы до 95 м). Вопрос о корреляции этих формаций является одним из наиболее спорных (Kanno, Matsuno, 1960), ибо заключенные в них комплексы не всегда сопоставляются с разновозрастными комплексами более южных районов. Для нас они представляют значительный интерес, так как обнаруживают близость к сахалинским и камчатским ассоциациям. По Канно и Матсуну, нижняя часть Санкебетсу охарактеризована *Acila vigilia elongata*, *Y. biremis*, *Nemocardium yokoyamai*, *Papyridea "harrimani"*, *Dosinia yamaguchia*, *Macoma optiva*, *Laternula "besshoensis"*, *Mya cuneiformis*, *Lithophaga chikubetsuensis*.

Наличие теплолюбивых представителей фауны — *Lithophaga* и *Dosinia* — позволяет японским геологам сопоставлять этот комплекс с низами Такиноуе. Верхняя часть названной формации содержит комплекс с *Yoldia tokunagai* (отсюда, видимо, указываются *Elphidium takinouense*).

Формация Чикубетсу, которая залегает выше, характеризуется *Yoldia notabilis*, *Serripes groenlandicus*, *Mercenaria chitaniana*, *Spisula onnechiuria*, *Pernidia matsumotoi*, *Macoma optiva*, *Mya cuneiformis*, *Natica ezoana* и пр. Этот комплекс в целом может сопоставляться с верхней ("холодной") частью Такиноуе. Надстраивающая разрез толща Котанбетсу р-на Хаборо (с "зоной" *Mortinotiella communis*—*Spirosigmollinella compressa*) коррелируется с формацией Кавабата Юбари.

Самые последние данные внесли новые разночтения в интерпретацию возраста названных формаций. Микропалеонтологи (Mayia et al., 1982) считают Санкебетсу палеогеновой (наличие фораминифер *Plectofrondicularia packardii*, *Caucasina schwageri* и наннопланктона *Coccolithus subdistichus* и др. — позднего эоцена—начала олигоцена), а Чикубетсу — фактически среднемиоценовой (появление *Ammonia yubariensis*, *Martinoffiella communis*). Другими словами, между этими формациями предполагается большой перерыв. Слабость такой трактовки заключается в том, что микроостатки в Санкебетсу найдены лишь в одном образце (из нескольких десятков), что позволяет думать об их поступлении в породу в результате перемива.

Малакологи не согласны с такой трактовкой возраста нижней формации (Ogasawara et al., 1982; Tanai, 1982). Комплексы моллюсков Санкебетсу и Чикубетсу имеют много общего (табл. 10), и поэтому по возрасту эти формации не могут быть разорваны (это верхи нижнего—низы среднего миоцена). Более того, предполагается, что частично эти формации замещают друг друга по простирацию (наличие общих теплолюбивых форм в Санкебетсу и в нижней части Чикубетсу), хотя в целом Чикубетсу занимает более высокое стратиграфическое положение (здесь появляется около 10 новых видов, не встречавшихся ниже, и исчезают 7—8 видов, характерных для Санкебетсу). Остатки микрофауны трактуются в этом случае как перемитые.

В последние годы появились интересные данные по верхней части разреза Хаборо — формаций Ембетсу (диатомиты до 450—1000 м) и Мочикубетсу (песчаники — 120 м), которые сопоставляются с позднемиоценовым—плиоценовым уровнями (Ujiie et al., 1977).

В первой формации обнаружены *Neptunea vinosa*, *Yoldia thraciaeformis*, *Spisula voyi*, *Macoma optiva*, а также *Denticula kamtschatica*, *Actinocyclus ochotensis*, *Coscinodiscus symbolophorus*, *Thalassiosira nidulus* (из диатомей). Во второй формации моллюски представлены *Acila gottschei*, *Astarte borealis*, *Clinocardium californiense*, *Glycymeris yessoensis*, *Dosinia japonica*, *Panope japonica*, *Fortipecten takahashii*. Среди фораминифер — *Globigerinita minuta*, *Neoglobobuad-*

Таблица 10
Распространение некоторых видов моллюсков в формациях Санкебетсу (С),
Чикубетсу (Ч) и Асахи (А) Хоккайдо (по:
Ogasawara et al., 1982, с упрощением)

Виды	С	Ч	А
<i>Yoldia biremis</i>	+	+	+
<i>Y. cf. notabilis</i>	+	+	+
<i>Acila cf. praedivaricata</i>	+	+	—
<i>Anadara cf. watanabei</i>	—	+	—
<i>Mytilus cf. tichanovitchi</i>	+	—	+
<i>Cyclocardia cf. tokunagai</i>	+	+	—
<i>Nemocardium cf. yokoyamai</i>	+	—	—
<i>Serripes groenlandicus</i>	—	+	—
<i>Dosinia yamaguchie</i>	+	+	—
<i>Macoma optiva</i>	+	+	—
<i>M. cf. tokyoensis</i>	+	—	+
<i>Peronidia elongata</i>	+	+	+
<i>Spicula onnechiura</i>	+	+	+
<i>Thracia cf. asahiensis</i>	+	+	+
<i>Mya cuneiformis</i>	+	+	—
<i>M. cf. grewingi</i>	+	+	+
<i>M. cf. japonica</i>	+	+	—
<i>Pholadidae kotakae</i>	+	+	+
<i>Turritella chikubetsuensis</i>	+	—	—
<i>Tectonatica ezoana</i>	+	+	+
<i>Neptunea oomurai</i>	+	+	—

rina pachyderma, *Criboelphidium yabei*, *Buccella frigita* и др., среди диатомей — *Denticulopsis kamtschatica*, *D. seminae fossils*, *Thalassiosira gravida fossils* и др.

В районе Темпоку (*Nemoto et al.*, 1979) достоверные аналоги "теплой" части разрезов Юбари и Хаборо отсутствуют (возможно, к ним относится формация Соёя и низы Онисибетсу). Миоцен здесь представлен следующими формациями: Онисибетсу (песчаники, алевролиты, 200 м, с *Yoldia scapha*, *Macoma optiva*, *M. tokyoensis*, *Ammonia yubariensis* и др.), соответствующей Чикубетсу р-на Хаборо; Масупоро (косослоистые песчаники с конгломератами до 600—900 м с *Martinottiella communis*—*Spirosigmoilinella compressa*), соответствующей Котанбетсу; Вакканай (кремнистые алевролиты 600—850 м *Lucinoma acutilineata*, *Thyasira bisecta*, *Solemya tokunagai*, *Yoldia japonica*, *Serripes pauperculus*, *S. groenlandicus*, *Muliamina echigoensis* и пр.) и Койтой (диатомиты до 800 м с *Acila kurodoi*, *Macoma tokyoensis*, *Denticula kamtschatica*, *Uvigerina peregrina*, *Epistominella pulchella*, *Martinottiella communis* и пр.) Плиоцен и зоплейстоцен включают две формации — Ючи (песчаники с *Mercenaria stimpsoni*, *Macoma optiva*, *Turritella fortilirata*, *Criboelphidium yabei*, *Amonia cf. bessarii*, а также *Denticulopsis seminae fossils*, *D. kamtschatica*), которая коррелируется с уровнем Такикава р-нов Юбари—Урюю, и Сарабетсу (пески, гравий более 500 м, с *Dosinia tatsunkuchiensis*, *Panope japonica*, *Spisula voyi* и пр.). В толщах, относимых к Ючи, отмечены также *Astarte borealis*, *A. teshioensis*, *Mizuhopecten poculum*, *Mya japonica*, *Crepidula grandis* и др. (*Kanno et al.*, 1980).

Заметим, что район Темпоку особенно, пожалуй, интересен для сахалинских геологов, ибо многие из названных формаций прослеживаются непосредственно к Сахалину. Часть из них является потенциально нефтесодержащей (*Fujioka, Saga*, 1980), особенно формации Масупоро, а также Вакканай, Онисибетсу и Чикубетсу. Эта часть разреза отвечает среднему и верхнему миоцену.

Таблица 11

Климатические изменения на границе раннего и среднего миоцена в некоторых разрезах Хоккайдо по палинологии (по: Sato, 1972, 1977)

Районы		Юго-Восток		Хаборо		Исикари	
Возраст							
Миоцен	средний	Куннуи	+	Чикубетсу	=	Такиноуе	—
			—	Санкебетсу	+		
	нижний	Иосиока	+	Хаборо	+		+
		Фукуяма	—			Асахи	—

+ потепление — похолодание

На юго-западе Хоккайдо (п-ов Осима), как и в разрезах центральных районов острова, тоже намечается "теплый" уровень, отвечающий низам Такиноуе (формации Иосиока и Куннуи — угленосные и туфогенные песчаники, мощностью несколько сотен метров). Здесь отмечены соответствующие комплексы моллюсков и флоры (Uozumi, 1962; Sato, 1972). Однако при этом недавно выявилось следующее обстоятельство.

В 1977 г. состоялось очередное стратиграфическое совещание по неогену Хоккайдо. На нем, в частности, были приведены некоторые новые данные по палинологии, касающиеся одного из опорных горизонтов — уровня Такиноуе (Sato, 1977). Эти данные, в принципе, достаточно хорошо согласуются с материалами по фауне и листовой флоре, которыми намечен "теплый" уровень на границе нижнего и среднего миоцена (нижняя часть Такиноуе и Юдору, Хаборо и низы Санкебетсу, Иосиока и Куннуи). Однако детальное изучение некоторых спектров показало, что в пределах "теплого" уровня отмечаются и "холодные" спектры (в частности, в Иосиоке и Куннуи). И именно это поставило под вопрос достоверность достигнутых ранее корреляций (Tanai, 1977), ибо сразу же возникла проблема: что это — небольшие флуктуации на фоне общего потепления указанного отрезка геологического времени или самостоятельные похолодания, которые не позволяют объединять "соседние" климатические потепления в один общий оптимум (табл. 11).

Залегающие над Куннуи¹ средне-верхнемиоценовые формации Якумо и Куроматсунай представлены твердыми кремнистыми алевролитами и диатомитами с *Spirosigmoilinella compressa*, *Martinottiella communis*, а в верхней части — с *Miliammina echigoensis* *Islandiella japonica* (общей мощностью более 1500 м). Разрез венчается формацией Сетана (конгломераты и песчаники до 400 м), которую относят к плиоцену—эоплейстоцену. В ней собран богатый комплекс моллюсков: *Acila gottschei*, *Yoldia johanii*, *Arca boucardi*, *Patinopecten tokyoensis*, *Chlamys heteroglyptus*, *C. islandica*, *Astarte hakodatensis*, *A. borealis*, *A. alaskensis*, *Clinocardium cilitum* *Papyridea nipponica*, *Dosinia japonica*, *Spisula voyi*, *Macoma incongrua*, *Mya truncata*, *Panopejaponica*, *Neptunea intersculpta* (Uozumi, 1962). Здесь же отмечены фораминиферы: *Elphidium crispum*, *Criboelphidium*

¹ Недавно трековым методом были получены возрастные датировки для пород формаций Фукуяма — $24,3 \pm 20$; $22,3 \pm 2,3$; $22,3 \pm 1,8$; $21,7 \pm 1,7$ млн лет и Куннуи — $17,1 \pm 1,6$; $16,8 \pm 1,3$; $14,5 \pm 1,4$ млн лет (Koshimizu et al., 1986).

Таблица 12
Биостратиграфия неогена п-ова Осима Хоккайдо (по: Tsuchi, 1981, с упрощением)

Возраст	Формация	Зоны		
		по бентосным фораминиферам	по планктонным фораминиферам	по диатомовым
	Сетана	<i>Elphidium crispum</i> — <i>Criboelphidium yabei</i>	<i>Globigerina pachyderma</i> (s.), <i>G. incompta</i>	—
Плиоцен	Куроматсунай	<i>Islandiella japonica</i> — <i>Uvigerina akitaensis</i> , <i>Bolivina quadrilata</i> — <i>Melonis nicobarense</i>	<i>G. pachyderma</i> (d.)— <i>G. orientalis</i>	<i>Denticulopsis seminae</i> f.— <i>D. kamtschatica</i>
	Якумо	<i>Mibiammina echigoensis</i> — <i>Cribr stomoides</i> cf. <i>subglobosum</i>	<i>Globorotalia ikebei</i> — <i>Orbulina universa</i>	<i>D. kamtschatica</i> <i>Thalassionema hirosakiensis</i>
	Якумо	<i>Spirosigmoilinella compressa</i> — <i>Martinotiella communis</i>	<i>Globorotalia pseudopachyderma</i> — <i>Globigerina woodi</i>	—
	Кунну	<i>Hopkinsina morimachensis</i> — <i>Florilus kidoharaensis</i>	<i>Globorotalia peripheroronda</i> — <i>G. quinifalcata</i> — <i>Globigerinoides sichus</i> — <i>Praeorbulina curva</i>	—
Мiocен	Фукуяма	—	—	—

yabei (Maiya et al., 1977). По данным Е. Савада (Sawada, 1962), комплекс моллюсков сетанского уровня (51 вид двустворок и 33 — гастропод) приурочен, в частности, к двум разрезам: р-на Сетана (разрез начинается формацией Чинкопе, являющейся типом Сетаны, — песчаники до 180 м) и р-на Куроматсунай — формация Наканокава (алевролиты, песчаники, лигниты, до 280 м). Обе формации подстилаются и замещаются толщами конгломератов (до 180—250 м) и залегают с размывом на нижележащих отложениях.

Перекрываются они согласно — в первом районе формацией Минами—Тошибетсу (песчаники до 150—250 м), во втором — формацией Сойбетсугава (песчаники до 90—95 м). Эти формации отделены от более молодых образований несогласием. В них найдены остатки моллюсков, которые в целом близки подстилающему комплексу (Чинкопе и Наканокава), хотя они несколько беднее и в деталях отличаются от него. От более древних уровней все перечисленные формации сетанского горизонта отличаются типом фауны, близким современному: вымершие виды моллюсков здесь представлены единичными формами. Правда если учитывать процент "исчезнувших" видов в этом горизонте, то он будет достаточно высоким (от 12,2 до 17,6% в разных толщах), хотя в разряд "исчезнувшие" виды, видимо, могут попасть не только вымершие, но и мигрировавшие (не живущие сейчас в этих районах) виды.

По всей видимости, в Сетану объединяются толщи как плиоценового, так и четвертичного возраста (в этом комплексы Сетаны похожи на фауну Омма-Мангандзи — см. далее). Сейчас к этому мнению приходят многие стратиграфы. В последней сводке по неогену Японии (Tsuchi, 1981b) С. Майя, Ичиносеки и Ф. Акиба дали свой вариант расчленения разреза п-ова Осима (табл. 12). По их мнению, в изученных разрезах формация Сетана скорее всего является эоплейстоценовой.

Возвращаясь к горизонту Такикава, который характеризуется комплексом *Fortipecten takahashii*, отметим два обстоятельства, которые выявились в последнее время. Во-первых, названный вид, обычно отмечаемый в "незеленотуфовой области", недавно обнаружен в зеленотуфовом районе — на юго-западе Хоккайдо (р-н Хоробетсу). Здесь в формации Муроран (Akamatsu et al., 1979), внизу представленной туфами (около 200 м), а сверху — песчаниками и алевролитами (бо-

лее 200 м), найдены остатки *Fortipecten*, *Anadara tatunokutiensis*, *Clamys cosibensis*, *Dosinia tatunokutiensis*, *Natica janthostoma*, *Yoldia thraciaeformis*, *Mya truncata* и др. Пространственно это местонахождение расположено близко к району развития Сетаны, что имеет чрезвычайно важное значение для их корреляции.

Второе, что следует отметить в отношении *Fortipecten takahashii*, это более точное определение его стратиграфического положения. В юго-восточной части Хоккайдо, в р-не Токачи, в плиоценовой толще (нижняя часть группы Икеда — гравелиты и песчаники более 100 м) были найдены два горизонта с *Fortipecten* (внизу и сверху). Среди сопутствующих форм — *Acila insingnis*, *Anadara amacula elongata*, *Clinocardium californiense*, *Spicula voyi* и др. Под нижним горизонтом недавно была получена радиологическая датировка — около 4,12 млн лет (по K/Ar), а над верхним — 1,65 (трековым методом) и 1,53 и 1,7 (?) (по K/Ar) млн лет.

В последнем случае анализировались обсидианы из глыб и гравелитов, перекрывающих верхний горизонт с *Fortipecten* (Yamaguchi et al., 1978; Oka, Akamatsu et al., 1979). Интересно, что над этими обсидианами в нижней половине перекрывающей толщи (формация Осапушинай) найден комплекс моллюсков, который включает *Umbonium costatum*, *Batillaria cumingii*, *Crepidula grandis*, *Buccinum middendorffi*, *Neptunea vinosa*, *Admethe couthouyi*, *Acila gottschei*, *Yoldia notabilis*, *Glycymeris yessoensis*, *Ostrea gigas*, *Spisula voyi*, *Macoma incongrua*, *M. cf. middendorffi* и др. В породах формации Отофуке, перекрывающей этот комплекс, K/Ar методом определен абсолютный возраст: 0,75 и 0,95 млн лет.

Таким образом, комплекс является зоплейстоценовым (пожалуй, это один из немногих случаев такой относительно точной привязки). Важным является также то, что в его составе содержатся представители *Umbonium*, которые являются хорошими коррелятивами для плиоцена и зоплейстоцена в других провинциях Японии (западных и южных).

В одной из последних работ по этому вопросу (Uozumi et al., 1984) дана еще одна интерпретация положения слоев с *Fortipecten*. По этим данным, толщи с *Fortipecten takahashii*—*Anadara amacula elongata* являются фактически плиоценовыми (в интервале 6—2 млн лет), а перекрывающие слои с *Umbonium akitanum*—*Pseudomiantis tonyensis*, а также Сетана или ее верхняя часть с появившимися бореальными элементами типа *Chlamys islandica* (1,5—0,75 млн лет) — зоплейстоценовыми. Однако имеются данные, что подошва Сетаны опускается в зону 21 Блоу, т.е. находится в плиоцене (Tsuchi, Ibaraki, 1982).

Приведенные выше материалы показывают, что многие вопросы расчленения неогена Хоккайдо уже достаточно убедительно решены, хотя ряд проблем остается при этом все же неосвещенным. В настоящее время наступил новый важный этап в изучении этого района, который уже сейчас дает свои плоды. Так, недавно сделаны обобщения по фораминиферам (Maiya et al., 1977).

В пределах верхней части палеогена везде достаточно четко отбиваются слои с *Bulimina schwageri* (в одних случаях с представителями *Plectofrondiculatia*, в других — с *Gyroidinoides uokoymatai* и др.) поронайского уровня. В пределах среднего — верхнего миоцена во многих районах хорошо выдерживаются "зоны" с *Ammonia yubariensis* (уровень Чикубетсу—Онишибетсу), *Mortinotiella communis*—*Spirosigmoilinella compressa* с включением *Globigerina bulloides*, *G. woodi*, *Globigerina glutinata* и др. (уровень Котанбетсу—Масупоро), *Uvigerina peregrina*—*Epistominella pulchella* (уровень Коитой). На плиоценовом уровне (Такикава—Ючи) характерной является зона *Ammonia cf. beccarii*—*Buccella frigata*. Помимо этих зон в частных разрезах выделяются и другие, но их устойчивость на площади более низкая и они, видимо, относятся к ряду типичных экзон. Что же касается перечисленных выше зон, то они, судя по всему, являются локальными. Конечно, их границы и характеристики нуждаются еще в уточнении (и возможно, предлагаемые корреляции в чем-то не совсем корректны), но по крайней мере некоторые из них в пределах миоцена—плиоцена можно считать реальными (Maiya, Murata, 1977).

Таблица 13

**Распространение некоторых видов моллюсков
в верхнепалеоген—неогеновых разрезах Хоккайдо**

Палеоген		Миоцен					Плиоцен	
		нижний		средний		верх- ний		
Поронай	Момидзи- яма	Тсубетсу- Татсукобу	Асахи	Такиноуе	Кавабата	Вакканай		
— — — — —	-1-			— 2—		— — 3—		<i>Papyridea harrimani</i>
— — — — —	-1-			— 2—		— — 3—		<i>Laternula besshoensis</i>
— — — — —	-1-		— — 2—					<i>Yoldia watasei</i>
-1-				— 2—				<i>Nemocardium yokoyamai</i>
			— — — 1—	— 2—	— 3—			<i>Mytilus tichanovichi</i>
— — — — —	— — — — —							<i>Trochocerithium wadanum</i>
				— — 1—		— — 2—		<i>Glycymeris vestiroides</i>
								<i>Serripes groenlandicus</i>
								<i>Spisula onnechiura</i>
								<i>Macoma optiva</i>
								<i>Yoldia tokunagai</i>
				— — 1—	— — 2—			

Сплошная линия — предполагаемое распространение отдельных видов по литературным данным прошлых лет; пунктирная линия — то же с учетом последних данных (номера соответствуют реальным видам).

Когда выше говорилось о верхнепалеогеновых—неогеновых горизонтах Хоккайдо, то обращалось внимание на то, что они базируются в основном на комплексах моллюсков. Другими словами, намеченные в стратиграфической последовательности комплексы достаточно уверенно выдерживаются на всей территории Хоккайдо (за исключением случаев, рассмотренных выше), что и позволяет расчленить канзойские толщи на слои и горизонты. В пределах миоцена—эоплейстоцена таких горизонтов по крайней мере шесть или семь: Асахи, климатический оптимум нижнего Такиноуе, верхний Такиноуе, Кавабата, Вакканай, Такикава и Сетана. Эти горизонты уже сейчас достаточно жизненны, но их характеристика может стать еще более четкой, если будет уточнено стратиграфическое положение отдельных видов и проведена их ревизия. При чтении отдельных японских статей прошлых лет не всегда можно составить правильное представление о возрасте многих форм. В табл. 13 приведены примеры того, какое положение в разрезе занимают отдельные виды моллюсков, как это следует из обобщения японских данных прошлых лет, и какое реальное их распространение выявляется сейчас, на что было обращено внимание, в частности, профессором Уодзуми в дискуссиях с автором и что было выявлено автором при просмотре японских палеонтоло-

Таблица 14
Биостратиграфия неогена р-на Хидака, Хоккайдо
(по: Tsuchi, 1981 с упрощением)

Возраст	Формации	Зоны	
		по бентосным фораминиферам	по диатомовым
Q	Микава Такикава	Ammonia of beccarii- Buccella frigida	
Плиоцен			
	Нина	Uvegirina peregrina Epistominella pulchella	Denticulopsis kamtschatica
Миоцен	верхний	Биратори	Marinottiella commun- is—Uvigerina peregrina
			Thalassionema hirosakiensis
	средний	Карумай	D. hustedtii
			D. praedimorpha
			D. nicobarica
	нижний	Такиноуе	D. lauta
			Actinocyclus ingens
	Асахи		

гических коллекций в 1980 г. Так, некоторые формы, судя по литературе, имеют значительный возрастной диапазон. Однако анализ представителей ряда родов показывает, что вместо одного "вида" во многих случаях можно выделить два или три самостоятельных вида (они обозначены цифрами, а их распространение дано пунктиром). Например, считалось, что *Yoldia tokunagai* распространена от формации Асахи до формации Кавабата, однако в последней к этому виду, по свидетельству профессора Уодзуми, часто ошибочно относился вид *Y. kagaginskiensis*.

Недавно проведенное изучение митилид из неогена Хоккайдо позволило установить, что формы, относимые традиционно к *Mytilus tichanovitchi*, можно разделить на два и даже три вида: *M. tichanovitchi*, *M. monbetsuensis* и *M. hidakensis* — соответственно верхи нижнего—низы среднего миоцена (уровня Асахи и части Такиноуе), средний миоцен (уровень основной части Такиноуе) и верхи среднего миоцена (уровня Кавабата) (Uozumi et al., 1984).

Также в широких пределах отмечалось распространение *Paryridea hattimani*, однако сейчас вместо одного вида выделяются три вида этого рода на трех разных уровнях и т.п. Одновременно с этим сейчас более точно установлены, с одной стороны, уровни первого проявления отдельных видов (например, *Serripes groenlandicus*, появляется с верхов Такиноуе, а не с ее нижней части, как это часто принималось ранее), а с другой — их распространение в горизонтах (*Trochocerithium wadanum*, например, оказался ограниченным более узким интервалом, чем предполагалось, а *Spisula onneshiurua* — более широким).

Эта работа по ревизии моллюсков и других групп еще не закончена, и она, видимо, еще даст новые плоды.

В связи с анализом выявленной в отдельных районах определенной последовательности комплексов, которая в ряде случаев с успехом используется для местной стратиграфии, следует обратить специальное внимание на следующее обстоятельство. Практика показывает, что для того, чтобы

Таблица 15

Биостратиграфия неогена р-на Хаборо—Эмбетсу (по: Tsuchi, 1981, с упрощением)

Возраст	Формации	Зоны	
		по бентосным фораминиферам	по диатомовым
Плиоцен	Мочикубетсу (песчаники и алевролиты, 150 м, с <i>Fortipecten takahashii</i>)	<i>Criboelphidium yezoense</i> , <i>Ammonia cf. beccari</i>	—
	Эмбетсу (туфогенные песчаники и алевролиты, диатомиты, 450—1000 м)	<i>Uvigerina peregrina</i> , <i>Epistominella pulchella</i>	<i>Coscinodiscus marginatus</i> , <i>Denticulopsis kamtschatica</i> , <i>D. seminae</i> f., <i>Thalassiosira hirosakiensis</i> , <i>Th. antiqua</i> , <i>Th. nidulus</i>
Миоцен	верхний	Кинкоманай (конгломераты, алевролиты, диатомиты, твердые сланцы, 500 м)	—
		—	<i>Actinocyclus ingens</i> , <i>Coscinodiscus endoi</i> , <i>C. yabei</i> , <i>D. dimorpha</i> , <i>D. hustedtii</i>
	средний	Котанбетсу (переслаивание конгломератов, песчанников и алевролитов, 3000—6000 м)	<i>Martinotiella communis</i> , <i>Spirosigmolinella compressa</i>
		—	<i>A. ingens</i> , <i>C. endoi</i> , <i>D. hyalina</i> , <i>D. lauta</i> , <i>Kisselviella carina</i>
	нижний	Чикубетсу (туфогенные песчаники и алевролиты, конгломераты в основании, 280 м)	—
		—	—
	Санкебетсу	—	—

использовать этот критерий для более широких корреляций, необходима строгая проверка "устойчивости" комплексов и составляющих их форм в разрезе. Например, выше говорилось о комплексах фораминифер неогена Хоккайдо, которые позволяют сопоставить (вместе с другими группами) многие разрезы этого острова. Однако если взять некоторые отдельные виды этих комплексов, то оказывается, что их стратиграфическое положение в разрезах разных бассейнов оказывается неодинаковым, и недооценка этого обстоятельства может привести к недоразумениям и даже ошибкам. Так, *Spirosigmolinella compressa*, весьма характерная для неогена Хоккайдо, занимает, по последним данным Майя и других (Maiya, Murata, 1977), разные стратиграфические уровни: в разрезах на Япономорском побережье — Уэцу геосинклиналь области "зеленых туфов" — она распространена от нижнего до верхнего миоцена, а на Тихоокеанском побережье — Йэзо геосинклиналь — она приурочена лишь к верхам нижнего миоцена.

В одной из последних сводок по неогену Японии (Tsuchi, 1981) для р-на Хидака Хоккайдо приведена стратиграфическая схема, составленная Майя, Ичиносеки и Акиба (табл. 14). Названные авторы дали свою интерпретацию возраста формаций, в ряде случаев достаточно спорную. Так, формация Такикава (с *Fortipecten takahashii*) отнесена к плейстоцену, с чем совершенно не согласны многие японские геологи, указывающие на недостаточную обоснованность вышеприведенной схемы.

В той же сводке Т. Саито дал свою интерпретацию расчленения неогена р-на Хаборо—Эмбетсу Хоккайдо (табл. 15). Здесь формация с *Fortipecten* отнесена уже к плиоцену, как это обычно и принимается. Но в отличие от распространенного мнения, формация Чикубетсу, располагавшаяся над уровнем климатического

оптимума, отнесена здесь к нижнему миоцену, что вызывает у многих специалистов большие сомнения.

Все это говорит о том, что многие вопросы расчленения неогеновых толщ Хоккайдо остаются еще нерешенными, хотя прогресс в их изучении несомненен.

К вопросу о нижнем миоцене Хоккайдо

Интересные результаты были получены группой Т. Танаи (Tanaï, 1982). Как известно, до последнего времени нижнемиоценовый интервал в японских разрезах не был заполнен (за исключением самой верхней его части, к которой относилась формация Асахи). И вот в пределах северо-восточной части острова были описаны две формации — Татсукобу и Тсубетсу (аргиллиты, алевролиты около 1000 м и кремнистые породы до 1000 м), которые по своему стратиграфическому положению могут занять этот интервал. Они подстилаются андезитами Футамата (абсолютный возраст $31,4 \pm 1,0$ млн лет) и континентальными толщами с флорой типа Аниай, а перекрываются формацией Мито, содержащей ископаемые климатического оптимума миоцена (т.е. пограничных слоев нижнего и среднего миоцена).

В этих формациях найдена микро- и макрофауна. Нижняя формация (Татсукобу) соответствует двум зоналам бентосных фораминифер — С и D (Takayanagi et al., 1982), которые считаются микропалеонтологами верхнеолигоценовыми. Верхняя (Тсубетсу) — с зоналами Е и F относится к нижнему миоцену. Однако состав этих зонул (С—F) фактически идентичен, они отличаются лишь двумя формами *Cl. ezoensis* и *Cl. pupoides*, отмеченными в верхней формации, но названные формы также находятся в эоцене и олигоцене соседних районов (табл. 16).

Малакологи считают эти две формации нижнемиоценовыми, хотя и отмечают, что они несколько отличаются по фауне. Нижняя из них охарактеризована *Malletia* aff. *poronaiica*, *Sacella chehalisensis*, *Yoldia gratiosa*, *Y. breviscapa*, *Y. watasei*, *Glycymeris* sp., *Septifer* sp., *Chlamys* sp., *Delectopecten peckhami*, *Ostrea* sp., *Cyclocardia orbica*, *C. cf. laxata*, *Turricula* sp., *Neptunea ombetsuensis*, *N. cf. ocmurai*. (Morita, 1984).

Верхняя — *Yoldia thraciaeformis*, *Y. cf. scapha*, *Mya japonica* *ocnagai*, *Makiyama chitanii*. Общими для двух формаций являются *Neilo kakimii* ("Yoldia" *multidentata*), *Yoldia sobrina*, *Y. cf. sagittaria*, *Y. cf. watasei*, *Y. tokunagai*, *Lucinoma acutilineatum*, *Masco-ma optiva*, *Periploma yoko-yamai*. В верхней части отмечены остатки диатомей *Kisselleviella carina*.

Таблица 16
Зоны третичных формаций Северо-Восточного Хоккайдо
(по: Takayanagi et al., 1982)

Возраст	Зоны — зонулы
Плиоцен	L — <i>Epistominella pulchella</i> — <i>Elphidium clavatum</i>
средний— верхний	K — без названия J — <i>Bolivina</i> sp. C— <i>Oridorsalis umbonatus</i> I — <i>Ammonia</i> sp. C— <i>Cassidulina</i> sp.
Миоцен	H — <i>Cyclammina ezoensis</i> — <i>Cyclammina japonica</i> G — <i>Cyclammina ezoensis</i> — <i>Martinotiella communis</i> F — <i>Globobulimina ezoensis</i> — <i>Discamina</i> sp. E — <i>Cyclammina pacifica</i> — <i>Plectotrochammina poronaiensis</i>
Олигоцен	D — <i>Cyclammina pacifica</i> — <i>Haplophragmoides subevolutus</i> C— <i>Cyclammina ezoensis</i> — <i>Cyclammina pacifica</i>
Эоцен	B — <i>Globobulimina ezoensis</i> — <i>Plectofrondicularia smithi</i> A — <i>Cyclamina ezoensis</i> — <i>Haplophragmoides subevolutus</i>

Таким образом, в разрезах Хоккайдо впервые четко выявлен комплекс, залегающий между комплексами уровня Момизиджая (внизу), верхней части которой соответствуют К/Аг датировки 31,4—32,6 млн лет, и климатического оптимума миоцена. Отличие его заключается в том, что в нем имеются формы палеогенового происхождения (*Y. sobrina*, *Y. watasei*, *N. ombetsuensis* и др.) и в то же время появляются виды, которые типичны для средних и более молодых горизонтов миоцена (*Yoldia thraciaeformis*, *Macoma optiva*, *Mya japonica* и т.п.). Приведенные данные свидетельствуют в пользу того, что названные формации относятся, скорее всего, к нижнему миоцену.

Хонсю

Район Кадонозава расположен в северной части о-ва Хонсю, в районе гор Китаками (консультации по району давал доктор Чинзей). Здесь издавна были известны комплексы характерных моллюсков (Otuka, 1934), которые близки сахалинским и камчатским комплексам. Именно отсюда, в частности, происходит реперная "фауна Кадонозава", известная как тепловодная фауна нижней части среднего миоцена. И именно здесь были отмечены характерные плиоценовые ассоциации с *Fortipecten takahashii* и *F. ken-yoshiensis*.

В последние годы отсюда были получены и микропалеонтологические данные (прежде всего по диатомовым) (Koizumi, 1979). Сведения последних материалов по этому району опубликованы Чинзеем (Chenzei, 1966; Tsuchi, 1981).

В данном районе выделены две группы: Шираторигава (средний миоцен) и Саннохе (верхняя часть среднего миоцена—плиоцен). Этот разрез отличается значительным количеством вулканогенного материала. В первую группу (снизу вверх) входят три формации.

Формация Ютсуяки включает лавы, туфобрекчии андезитов, чередующиеся с вулканогенными песчаниками и конгломератами (100 м) с фауной — *Batillaria yamanarii*, *Solltellina minoensis*, *Vicaryella otukai*, *Ostrea* sp.

Формация Кадонозава сложена темно-серыми алевролитами (100 м) в основании с маломощными песчаниками с тепловодными моллюсками (фауна Кадонозава — *Batillaria yamanarii*, *Soletellina minoensis*, *Anadara ninohensis*, *Vicarya callosa japonica*, *Yoldia kadonosawaensis*, *Ostrea* sp. и др.). Верхняя часть этой формации характеризуется другим комплексом моллюсков — *Macoma "optiva"*, *Yoldia thraciaeformis*, *Anadara amicula*, *Cultellus izomoensis*, *Anadara amicula* и пр. Здесь появляются диатомеи среднемиоценовой зоны *Denticulopsis lauta*.

Формация Суеноматсуяма представлена в основном серыми, рыхловатыми, иногда косослоистыми песчаниками (200 м), в верхней части которых отмечаются андезиты и их туфы. Среди моллюсков здесь отмечены *Protothaca tateiwai*, *Mercenaria yoko-yama*, *Panomya simotomensis*, *Mizuhopecten kimurai*, *M. yamasakii*. Предполагается, что внутри формации проходит верхняя граница зоны *D. lauta*.

Формация Томезаки (200 м), начинающая группу Саннохе, построена относительно сложно. В низах находится ракушечник с *Mizuhopecten kimurai*, *M. yamasakii*, *Clamys cosibensis*; в средней и верхней ее частях преобладают алевролиты и песчаники, в средней части также отмечаются кремнистые "твердые сланцы" и диатомиты (до 80 м). В верхней части намечена граница среднего и верхнего миоцена (по диатомеям).

Формация Шитазаки включает тонкослоистые алевролиты и диатомиты в верхней части с прослоями пемзовых туфов и песчаников (200 м) с *Macoma calcarea*, *Nuculana gobai*, *Rectiplanes sadoensis*, *Turritella nipponica*.

Формация Кубо в нижней части сложена туфопесчаниками, туфами и туфобрекчиями андезитов, в верхней — туфопесчаниками с прослоями туфов с пемзой (150 м). В ней отмечены диатомеи зоны *D. kamtschatica* верхнего миоцена.

Плиоценовая формация Тогава сложена кремнистыми "твердыми сланцами",

Таблица 17

Биостратиграфия неогена р-на Кадонозава, Северный Хонсю (по: Tsuchi, 1981, с упрощением)

Возраст		Формации, группы		Моллюски	Зоны	
					по диатомовым	по радиоляриям
Плиоцен			Тогава	F.k. 		
			Кубо	T.n.		
Миоцен	верхний	Саннохе	Шитазаки		D. kamtschatica	S. peregrina
			Томесаки	M.k. 	D. hustedtii	O. penultimus O. antepenultimus
			Суеноматсуяма	M.o. 	D. hustedtii – D. lauta	C. petterosoni
			Кадонозава	M.o. 	D. lauta	D. alata
	средний	Шираторигава	Ютсуяку	V.c. 	A. ingens	C. costata
	нижний					

Комплексы:

V.c. – *Vicaria callosa japonica*
M.o. – *Macoma optiva*
M.k. – *Mizuhupecten kimurai*
T.n. – *Turritella japonica*
F.k. – *Fortipecten kenyoshiensis*

серыми, рыхловатыми песчаниками, с прослоями туфов и потоками дацитов (500 м). Из моллюсков здесь характерны *Fortipecten kenyoshiensis*, *Anadara nagawensis*, *Mizuhupecten sannohensis*. Возрастные привязки формаций отражены в табл. 17.

Район Сендая. Объяснения к разрезу были даны профессором Масуда и доктором Като. Обобщенный разрез данного района, расположенного южнее р-на Кадонозава, рисуется, по С. Ишизахи и И. Такаянаги, следующим образом (Hanzawa et al., 1953; Tsuchi, 1981). Залегающие в основании формации Тсукиноки и Такадате (до 250 м) включают песчано-конгломератные породы (с *Anadara kakehataensis*, *Batillaria sito*, *Vicaria* sp.) и андезито-базальтовые толщи с остатками флоры и позвоночных (табл. 18). Выше залегает формация Монива, которая представлена в основном песчаниками (до 130 м) с тепловодными *Nanaochlamys notoensis*, *Chlamys parakawai*, *Aequipecten yanagawaensis*, *Globigerinoides sicanus*, *Praeorbullina glomerata sicanus* и пр. Перекрывающая ее формация Хататате (130 м) сложена серыми песчаниками и алевролитами, в которых найдены остатки фораминифер *Orbulina satiralis*, *Globorotalia lenquaeensis*, *G. miozea* и пр. (Oda, Sakai, 1977), относимых к среднему миоцену (возможно, частично верхнему миоцену).

Формация Тсунаки включает пирокластические породы и песчаники (130 м), для которых характерны *Anadara ninohensis*, *Dosinia kaneharai*, *Pitar itoi*. Залегающая на ней с несогласием формация Юмомото представлена дацит-риолитовыми пемзовыми туфами и туфобрекчиями (160 м), которые вверх по разрезу сменяются базальтами Митаки и туфами, песчаниками и озерными алевролитами Ширазавы (330 м) с флорой (на этом уровне в соседних районах отмечена фауна Шиобара). Выше формация Камеока (50 м) тоже содержит много вулканогенных пород (с флорой *Glyptosrobis europaeus*, *Fagus crenata* и др.).

Надстраиваемая разрезу формация Татсунокучи (до 60 м) является морской — она содержит песчаники с остатками моллюсков *Fortipecten takahashii*, *Anadara*

Таблица 18

Биостратиграфия неогена р-на Сендай
(по: Tsuchi, 1981, с упрощением и дополнением)

Возраст		Группы	Формации	Абсолютный возраст (млн. лет) по К/Аг	Биостратиграфические реперы
Плиоцен		Сендай	Дайнендзи		
			Мукаяма		
			Татсунокучи		Fortipecten takahashii, Denticulopsis seminae f.—D. kamtschatica
			Камеока		Флора
Миоцен	верхний	Акиу	Ширазава	5,1	Флора Ширазава
			Митаки	7,1	
	нижний – средний	Натори	Юомото		—
			Тсунаки		Anadara ninohensis, Dosinia kaneharai, Pitar itoi
			Хататате		Globorotalia acistaensis
			Монива		Globorotalia peripheroacuta, G. siakensis
			Такадате		Pracorbulina glauca curva Globigerinoides sicanus Nanochlamys notoensis
			Тсукиноки		17 ^x 22,5

Примечание. x – трековым методом

tatunoktiensis, диатомей зоны Denticulopsis kamtschatica—D. seminae f, вымерших слонов Trilophodon sendaicus. Выше залегают еще несколько формаций плиоцена (до 250 м) и плейстоцена.

Для нас особенно интересна увязка комплексов моллюсков с планктонными фораминиферами среднего миоцена и диатомовыми плейстоценового уровня, которые позволяют выводить бентосные комплексы названных формаций к океанической шкале (формация Монива соответствует зоне 8 Блоу, Хататате — зонам 9—14, Осунаки — зонам 15—16). Кроме того, для этого разреза имеется несколько радиологических датировок (см. табл. 18), которые в принципе подтверждают биостратиграфические выводы.

Выше была упомянута фауна Шиобара, что требует специального небольшого комментария.

Эта фауна (Шиобара) была выделена ИвазакИ (Iwasaki, 1970) в северной половине о-ва Хонсю — р-ны Шиобара, Такасаки. Впоследствии фауна этого типа была найдена во многих районах Хонсю, а на Хоккайдо ей был определен возрастной аналог — фауна Атсунай—Тогешита (с Anadara ogawai, Glycymeris vestitoides, Spisula voji, Serripes groenlandicus, Mya cuneiformis). Среди моллюсков для этой фауны характерны Ostrea gravilesta, Anadara ninohensis, Felaniella usta, Dosinia kaneharai, Panopea japonica, Macoma optiva, Miyagipecten matsumoriensis, Patino-

pecten kimurai, Chlamys kaneharai, Glycymeris yessoensis, Turritella tonaguroensis и др. Комплекс Шиобара характерен для относительно мелководных толщ, а в более глубоководных отложениях (фауна Яма) он несколько меняется и включает *Yoldia johanni*, *Serripes laperousii*, *Macoma tokyoensis*, *Tellina venulosa*, *Turritella fortilirata* и др. (Nomura, 1935). Этот тип фауны относился первоначально к верхнему миоцену, но исследования 70-х гг. внесли коррективы в определение его возраста.

Моллюски формации Шимокуросава р-на Ичиносеки, относящиеся к типу фауны Шиобара (*Acila* cf. *insignis*, *Anadara* cf. *watanabei*, *Miyagipecten matsumoriensis*, *Macoma optiva*, *Neptunea* cf., *koromogawana*, *Epitonium yabei* и др.), после работ микропалеонтологов оказались привязанными к зонам 12—14 или 15 Блоу, т.е. среднему или частично верхнему миоцену (Takayanagi et al., 1976; Masuda, 1977; Oda, 1977). Здесь, в частности, были обнаружены из фораминифер *Globigerina falconensis*, *G. foliata*, *G. praebulloides*, *G. venezuelana*, *G. woodi*, *Globoquadrina dehiscens dehiscens*, *Globorotalia linguaensis*, *G. siacensis* и пр. Из наннопланктона — *Coccolithus pelagicus*, *Cyclococcolithus leptopora*, *Discoaster bronwegi* и др. Другими словами, фауна Шиобара соответствует, видимо, не только какой-то части верхнего миоцена, но и верхней части среднего миоцена.

Фактически она характеризует те толщи, которые находятся выше слоев, несущих следы климатического оптимума конца раннего — начала среднего миоцена, и ниже плиоценовых слоев с *Fortipecten takahashii*. Конечно, этот солидный возрастной интервал нуждается в дальнейшем расчленении, и уже давно делаются попытки выделить более дробные палеонтологические комплексы.

В частности, в самой верхней части верхнего миоцена намечается комплекс моллюсков Шигарами, выделенный в разрезах Западной Японии (в типовом разрезе — это формация Шигарами, которая перекрывает формацию Огава). Он включает *Anadara amacula*, *Acila insignis*, *Dosinia kaneharai*, *Patinopecten yessoensis*, *Chlamys cosibensis*, *Turritella saishnensis motidukii* (Kuroda, 1931; Tomizawa, 1958). Этот комплекс, содержащий не только плиоценовые, но и миоценовые формы, занимает более низкую стратиграфическую позицию, чем фауна Омма-Мангандзи. Дальнейшее прослеживание его на площади и выявление его стратиграфической устойчивости покажет, насколько этот комплекс будет реальным маркером верхней части верхнего миоцена в японских разрезах.

Что касается фауны Тогешита о-ва Хоккайдо, в которой сейчас выделяются фактически два комплекса, о чем уже говорилось выше, то эти новые материалы тоже могут быть в будущем использованы для расчленения фаун, относящихся сейчас к Шиобаре без какого-либо подразделения.

Район Дзэбан, расположенный несколько южнее р-на Сендая, издавна представлял большой интерес для стратиграфов. Автор посетил этот разрез вместе с профессором Котакой и доктором Огасаварой. Здесь были проведены детальные работы и описаны представительные ископаемые комплексы. Именно отсюда произошла так называемая "Асагайская фауна", широко известная на всем Североазиатском побережье Тихого океана. Моллюски асагайского типа были впервые выделены Макиямой на примере комплексов формаций Асагай данного района и мачигарских отложений п-ова Шмидта Северного Сахалина (Makiyama, 1934). Среди наиболее типичных видов им были отмечены *Yoldia laudabilis*, *Cardium asagaiense*, *S. iwakiense*, *Papyridea harrimani*, *Venericardia laxata*, *Periploma besshoensis*, *Macoma asagaiensis*, *Mya grewingki*, *Turritella tokunagai* и др. Именно эти формы считались (а многими считаются и сейчас) маркирующими для верхнепалеогеновых (олигоценовых?) толщ северотихоокеанского обрамления.

Подробная сводка по моллюскам этого района была дана в 60-е гг. И. Камадой (Kamada, 1962). По его мнению, группа Учиги является олигоценовой, группы Юнагайя, Ширадо и Тага — ниже-среднемиоценовыми, а верхние формации Футоба—Томиока — плиоценовыми (табл. 19). Если группа Учиги характеризо-

Таблица 19

Биостратиграфия неогена р-на Дзэбан (по: Kamada, 1962; Kato, 1980)

Kamada, 1962		Формации, группы		Типы фаун	Формации, группы		Kato, 1980
Плиоцен		Футава—Томиока		Ш V V A	Тага гр.		средний миоцен—плиоцен
Миоцен	нижний—средний	Шимотакаку Нуманоучи Камитакаку			Такаку		
		Накаяма			Ширадо		
		Мизава Хонья Каменоо Мидзунойя Гоуази Кунугидайра			Юнагайя		
Олигоцен		Ширасака Асагай Иваки Ширамидзу		Учиго		Ширасака	
Условные обозначения							
A — фауна Асагай, V — комплексы с Vicarya и Vicaryella, Ш — фауна типа Шиобара							

валась асагайской фауной, то для двух следующих групп типичными были комплексы с *Vicarya* и *Vicariella*, а для третьей — комплексы типа Шиобара.

Новая работа Като (Като, 1980), давшего анализ планктонным комплексам из этих же отложений, поставила вопрос об уточнениях датировок верхних формаций. По его мнению, в частности, группа Такаку является более древней (нижний—средний миоцен), чем группа Тага (средний миоцен—плиоцен), которая ранее считалась ей одновозрастной. Некоторое несходство возраста групп по старым и новым схемам возникло, однако, как следует из материалов Като, не только из-за уточнения возраста отдельных слоев по планктону, но и из-за различного объема группы Тага в разных частях района Дзэбан (в южной части района, где работал Като, она более древняя, чем в северной, т.е. нижняя граница этой группы является, видимо, диахронной).

Тем не менее обращает на себя внимание тот факт, что граница нижнего и среднего миоцена, по М. Като, как будто довольно четко определяется в группе Такаку. Здесь отмечены зоны 7—9 шкалы Блоу — с *Globigerina praebulloides pseuduciperoidensis*, *Globigerinoides sicanus*, *Globorotalia mayeri*. В верхней части группы содержатся остатки наннопланктона зон 4—5 шкалы Мартини (*Sphenolithus heteromorphus*) и радиоларии зоны *Calocycletta costata* (*Lithopera renzae*, *Cannartus violina*). Именно с этого уровня (среднего миоцена) появляется в разрезе фауна Шиобара. Настораживает здесь, однако, то обстоятельство, что тепловодные комплексы моллюсков с *Vicarya*—*Vicaryella*, обычно характеризующие климатический оптимум, находятся ниже нижне-среднемиоценовой границы, определенной по фораминиферам (обычно климатический оптимум, как уже указывалось, захватывает низы среднего миоцена). В этой связи некоторые геологи предполагают, что остатки фораминифер перебиты или собраны без точной стратиграфической привязки.

Не останавливаясь подробно на микропалеонтологической характеристике группы Тага, в которой выделены биофации Шимотезуна, Кохама и Тенризан, отметим, что данные по фораминиферам, наннопланктону и диатомовым (зоны *Denticulopsis lauta*—*D. hustedtii*, *D. hustedtii*, *D. kamtschatica*) свидетельствуют

о среднемиоценовом—плиоценовом возрасте этой группы. Для нас важно, что комплекс моллюсков с *Umbonium giganteum yamamotoi*, *Nemocardium samangae* и пр. сопоставлен с плиоценовой зоной диатомей.

Район Дзедан является одним из районов, где можно наблюдать смешение верхнекайнозойских (плиоцен-плейстоценовых) комплексов моллюсков разного типа — южного тепловодного (Какегава), северного умеренного (Татсунокучи) и, возможно, западного холодноводного (Омма). Это дает возможность решать вопросы палеогеографии и корреляции, обычно трудно поддающиеся расшифровке. Так, в группе Tera (Ohara, Nemoto, 1975) фауна Какегава (*Ginebis argenteonites Kelleitia lischkei*, *Crassatella oblongata* и пр.) соседствует с моллюсками Татсунокучи (*Turritella fortillurata*, *Fusitriton oregoensis*, *Fortipecten cf. kenyoshiensis*) и Омма (*Neptunea otukai*, *Antiplanes sadoensis*, *Clinocardium californiense*, *Spisula voyi*, *Macoma calceata*). Такое совместное нахождение фауны разных типов может свидетельствовать о связи различных биогеографических провинций Японии в плиоцене и о расположении северной границы провинции Какегава в р-не Дзедан.

В районе Чоси (центральная часть Тихоокеанского побережья Хонсю) в плиоцен-плейстоценовом разрезе определены как диатомеи (уровня зон *Denticulopsis seminae* f., *Antinocyclus oculatus* и выше), так и планктонные фораминиферы (зоны 21—22 шкалы Блоу). Наличие палеомагнитных зон повышает уверенность корреляции этого разреза. Здесь особенно интересно то, что диатомовые ассоциации бореального типа смешиваются с комплексами южных широт (Koizumi, Kanaya, 1976).

В районе п-овов Босо и Миура (они расположены южнее р-на Дзедан, разобранного выше) находятся неогеновые разрезы, которые резко отличаются от разрезов Северного Хонсю и Хоккайдо (автор посетил п-ов Босо вместе с доктором О'Хара). По сравнению с Северным Хонсю в данном районе резко меняются комплексы моллюсков, которые формировались здесь в условиях теплых вод (влияние течения Курисио). В этом же районе неогеновые толщи содержат представительные комплексы планктонных фораминифер, которые севернее встречаются весьма редко. В последние годы появились новые детальные данные по фораминиферам, значительно уточняющие прежние материалы. Прежде всего хотелось бы отметить работу М. Ода по Центральному Хонсю (Oda, 1977). Она особенно интересна тем, что, с одной стороны, в ряде изученных Одой разрезов содержатся определенные комплексы моллюсков и в некоторых случаях — диатомей, с другой — приводимые им характеристики планктонных ассоциаций неогена относятся практически к самым северным их ареалам (изучались разрезы Какегава, Босо, Чоси, а также Такасаки и Ичиносеки). Для верхней части разреза здесь получены палеомагнитные характеристики.

Наиболее полным разрезом неогена является разрез п-ова Босо (Тихоокеанское побережье Японии). Здесь в стратиграфической последовательности залегают 15 формаций. В нижней части залегает формация Киноне (нижний миоцен), которая с несогласием перекрывает группу Хота олигоценевого (?) или нижнемиоценового возраста (с *Yoldia cf. watasei*). Это темно-серые алевролиты и песчаники, с конгломератами в базальной части, общая мощность около 150 м. Выше залегает группа Миура. В ее основании отмечаются формации Сакума (серые глинистые алевролиты с *Miogypsina*) и Киноне (песчаники, которые обычно относятся к нижнему—среднему миоцену. Из базальных конгломератов Сакума, относимых к нижнему миоцену, найдены диатомеи: *Kisseleviella carina*, *Cosciodiscus symbolophorus*, *Thalassionema nitzschioides*, *Thalassiosira fraga* (Akiba, 1980). Это один из немногих комплексов диатомей, которые найдены на нижнемиоценовом уровне. Названные формации перекрывает формация Аматацу (средний—верхний миоцен), которая представлена серыми алевролитами или голубовато-серыми массивными песчаниками с прослоями (0,1—0,2 м) черных туфов; в верхах преобладают туфогенные песчаники с пемзой, мощность 1050 м. Рас-

полагающаяся выше формация Кийосуми (верхний миоцен—плиоцен) сложена желтовато-коричневыми песчаниками с прослоями алевролитов и черных туфов, 500 м. Она перекрывается формацией Анно (плиоцен), включающей чередующиеся туфогенные песчаники и алевролиты со значительным количеством туфовых прослоев, 600 м.

Выше располагается несогласно лежащая группа Кадзуса, состоящая из нескольких формаций (снизу вверх). К плиоцену здесь относятся формации: Куротаки — конгломераты и туфогенные песчаники, с тонкими прослоями алевролитов и белесых пемзовых туфов (30 м); Намихана — алевролиты и песчаники с прослоями туфов, внизу преобладают песчаники (420 м); Охара — чередование алевролитов и песчанников с многочисленными туфовыми прослоями (160 м). Внутри формации Охара проходит граница плиоцена и четвертичной системы. К плейстоцену относятся формации: Кивада — массивные серые алевролиты с прослоями песчанников и туфов (770 м); Отадай — чередование алевролитов и песчанников с прослоями туфов (420 м); Умегазе — песчаники, чередующиеся с прослоями алевролитов и туфов (520 м); Кокумото — чередование песчанистых алевролитов и песчанников с прослоями туфов (340 м) — здесь отмечается смена зоны Матуюма на зону Брюнес; Какинокидай — песчаники и алевролиты, чередующиеся с туфовыми прослоями (75 м); Чонан — чередование песчанников и алевролитов с прослоями туфов (75 м); Мандано — песчаники и конгломераты, часто косослоистые (40 м); Казамори — глинистые песчаники и песчанистые глины (150 м). Выше залегают группы Симоза и Ябу (песчаники, пески, прослои черных туфов).

Анализ комплексов фораминифер Центральной Японии позволил Ода наметить 11 зон (снизу вверх): нижний миоцен — *Globigerinoides sicanus*—*Globigerinata insueta*, средний миоцен — *Orbulina sutulis*—*Globorotalia peripheroronda*, *Gl. peripheroacuta*, *Gl. cf. miocenica conoidea*, *Globigerina nepenthes*—*Globorotalia siakensis*, *Globoquadrina dehiscens*, верхний миоцен — верхняя часть *Gl. dehiscens*, *Globorotalia tumida plesiotumida*, низы *Pulleatina primalia*—*Globigerina nepenthes*, плиоцен — верхняя часть последней из названных зон, а также *Globorotalia miozea conoidea*, *Gl. tosaensis*, плейстоцен — *Gl. truncatulinoides*. В табл. 20 показано положение зон в разрезе (по отношению к формациям), а в табл. 21 и 22 отражен состав зон и их корреляция с общей шкалой и шкалой Санто,

Обращает на себя внимание то, что моллюски фауны Шиобара (ее тип приурочен к формации Симокуросава р-на Ичиносеки, и она отмечается также в формации Итахана р-на Такасаки) оказались привязанными к средне-верхне-миоценовому уровню. С другой стороны, в р-не Чоси, в плиоцен-плейстоценовой части разреза вместе с фораминиферами найдены диатомеи, что тоже имеет важное значение для увязки комплексов разных групп указанного возрастного интервала.

Вместе с тем при анализе разреза Босо вскрылось одно любопытное обстоятельство: корреляция по планктону названного разреза с экваториальными разрезами Тихого океана (в частности, сопоставление уровней появления *G. truncatulinoides* и др.) выявило определенные трудности в увязке палеомагнитных зон, намеченных в этих разрезах. Если, например, в зоне Матуюма океанического разреза отмечено два "положительных" эпизода, то в этом же интервале п-ова Босо выделено 5 или даже 7 "положительных" эпизодов. Остается пока неясной причина этого расхождения. Возможно, в более мощных толщах п-ова Босо палеомагнитная "запись" оказалась более полной и детальнее отраженной.

Разрез п-ова Босо, помимо отмеченных, отличается еще двумя особенностями. Во-первых, в группе Хота отмечаются, хотя и редко, остатки моллюсков поронай-момидзийского типа, что, видимо, определяет южную границу их ареала. Во-вторых, обращает на себя внимание эоплейстоцен и нижняя часть плейстоцена

Таблица 20

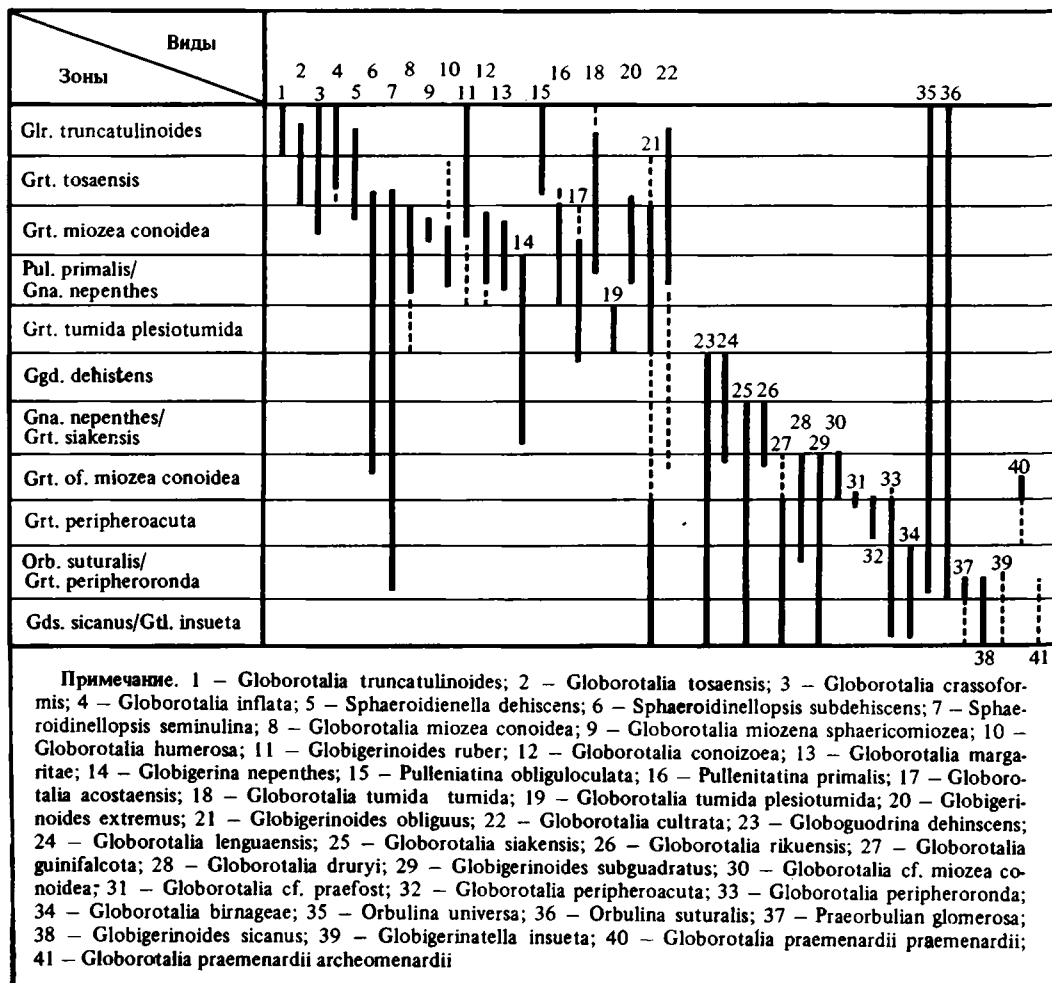
Зональное расчленение неогеновых формаций п-ва Босо (по: Oda, 1977)

Возраст	Формации	Зоны	Мощность (м)
Q	Ка	Globorotalia truncatulinoides	0
	Кив		100
Плиоцен	О		200
	Ку-Н	Globorotalia tosaensis	300
	Ан	Globorotalia miozea conoidea	400
	К	Pullenialina primalis / Globigerina nepenthes	500
Мiocен	верхний	Globorotalia tumida plesiotumida	500
		Globoguardina dehiscens	
	средний	Globigerina nepenthes / Globorotalia siakensis	
		Globorotalia cf. miozea conoidea	
		Globorotalia peripheroacuta	
	нижний	Orbulina suturalis / Globorotalia peripheroronda	
	Ки	Globigerinoides sicanus / Globigerinatella insueta	

Условные обозначения
 Ки – Киноне, А – Аматсу, К – Кийосуми, Ан – Анно, Ку – Куротаки, Н – Нами, О – Охара, Кив – Кивада, Ка – верхняя часть группы Казуса,
 Пунктиром показано стратиграфическое положение фауны Шиобара (моллюски) в р-нах Такасаки и Ичиносеки.

Таблица 21

Планктонные фораминиферы неогена Центральной Японии (по: Oda, 1977)



(группа Кадзуца), которые включают большое количество формаций (8—10) и достигают 2—3 км мощности. Относящиеся к ним толщи деформированы и слагают моноклираль, образовавшуюся, по мнению японских геологов, в результате конседиментационных движений. Кроме того, интересно, что фораминиферы, отмеченные в разрезе, как правило, являются глубоководными (некоторые палеонтологи склонны определять глубину их обитания более 800 м), однако текстуры пород, их состав и наличие мелководных моллюсков свидетельствуют об относительно мелководных условиях накопления этих толщ.

Для разреза п-овов Босо и Миура Савамура (Sawamura, 1973) выделил комплексы диатомей, часть из которых может прослеживаться в северные районы. Для нижнего миоцена (группы Хайяма и Хота) характерна Kisseleviella carina, для среднего миоцена (формация Ябе и средняя часть группы Сакума) — Actinocyclus ingens, Dentilopsis lauta, для среднего-верхнего миоцена (верхняя часть Сакума) — D. hustedtii, для верхнего миоцена (нижняя часть группы Миура) — Hemidiscus suniformis. Как видно из этих данных, имеются определенные расхождения в определении возраста отдельных формаций разными микропалеонтологами.

Таблица 22

Неогеновые зоны Центральной Японии (по: Oda, 1977)

Возраст	№ зоны Blow, 1969	Oda, 1977	Saito, 1963
Q	22	<i>Globorotalia truncatulinoides</i>	
Плиоцен	21	<i>Globorotalia tosaensis</i>	
	20	<i>Globorotalia miozea conoidea</i>	<i>Sphaeroidinellopsis-seminulina</i>
	19	<i>Pulleniatina primalis/Globigerina nepentes</i>	<i>Globorotalia menardii menardii/Globigerina nepentes</i>
	18		
Миоцен	верхний	17	
		?	
		16	
	средний	15	
		14	<i>Globorotalia mayeri/Globigerina nepentes</i>
		13	<i>Globorotalia bykovae</i>
		12	
		11	
	нижний	10	<i>Globorotalia fohsi fohsi</i>
		9	<i>Globorotalia fohsi barisanensis</i>
		8	<i>Globigerinatella insueta/Globigerinoides bisphericus</i>
		7	<i>Globigerinatella insueta/Globigerinoides trilobus</i>

Если Ода по фораминиферам формацию Аматсу относит к среднему—верхнему миоцену, то Савамура по диатомеям определяет средний миоцен уже в средней части подстилающей формации Сакума, а ее верхнюю часть относит к среднему—верхнему миоцену.

Недавно Тсучи ревизовал комплексы моллюсков неогена п-ова Босо (Tsuchi, Ibaraki, 1979). В частности, в плиоценовой формации Куротаки им был выделен комплекс *Amussiopecten praesignis*—*Mizuopecten tokyoensis hokurikuensis*, который считается руководящим для данного стратиграфического уровня во многих районах Японии.

Район Какегева находится в юго-восточной части о-ва Хонсю. Здесь расположен один из опорных разрезов неогена, который типичен для Южной Японии. Именно здесь (вместе с р-ном Босо) в основном и была создана зональная шкала по планктонным фораминиферам (Saito, 1963). Не останавливаясь подробно на характеристике этих зон — они рассмотрены в ряде предыдущих работ (Крашенинников, 1973; Гладенков, 1978), сошлемся на последнюю сводку по неогену Японии (Tsuchi, 1981), в которой Тсучи и Ибараки специально еще раз разобрали неоген данного района. В его пределах неоген вмещает до 6000 м осадков. К нижнему миоцену (зоны Блоу 6—8) отнесены группы Курами и Саиго. Курами вклю-

чают базальные конгломераты, песчаники, кремнистые алевролиты, массивные алевролиты с прослоями зеленых туфов (около 150—170 м). Саго сложена алевролитами с известняками (50 м) в которых отмечены *Lepidocyclus* и *Miogypsina*.

К позднему миоцену—плейстоцену (зоны Блоу 14—22) относятся группы Сагара, Какэгава и Сога. Группа Сагара представлена ритмичным переслаиванием песков и глин (до 100 м). Какэгава — чередованием тех же пород, среди которых отмечаются прослои конгломератов массивных алевролитов, а также туфов (до 250 м). Сога включает конгломераты, пески, глины с прослоями туфов (50 м). Мощность перечисленных групп варьирует и в ряде случаев значительно превосходит приведенную выше, данную для опорного разреза.

Этот разрез интересен тем, что здесь сделана попытка выделить несколько ярусов по моллюскам, которые оказываются привязанными к планктонным группам. Ярус Юиан отвечает зонам Блоу 15—19 и характеризуется *Amussiopecten iitomiensis*. Ярус Тотомиан (19—21 зоны) характеризуется *Suchium suchiense paleoschiense*. Для залегающего выше яруса Сучиан (зона 21) типичным является комплекс *S. suchiense s.s.* Ярусы Кечиензиан и Юзанзиан (зона 22) соответственно охарактеризованы *S. suchiense subsuchiense S. giganteum*. Фактически в толщах, отложившихся в последние три миллиона лет, выделяется три (для верхнего плиоцена) или четыре (с учетом эоплейстоцена) яруса. Эти ярусы, по мнению Тсучи, могут быть использованы для широких региональных корреляций.

Однако комплексы моллюсков этого района являются резко отличными от комплексов более северных районов, что всегда препятствовало их корреляции.

Анализируя моллюски верхней части серии Какэгава, Макияма (Makiyama, 1927) еще в 20-х гг. отметил, что в плиоценовой части разреза, которая характеризуется тепловодной фауной курсийского типа, находится до 53,2% вымерших видов, причем гастроподы, по его мнению, эволюционировали несколько быстрее пелеципод.

Заметим, что в районе Мизунами (южная часть Хонсю), группа Ава, после изучения фауны миоценовых толщ обнаружилось, что планктон (*Globigerinoides sicanus*, *Praeorbulina transitoria* и др.) дает возможность привязать такой хорошо известный и широко распространенный вид моллюсков, как *Yoldia tokunagai* из группы Морозаки, где встречены также *Laternula bessboense*, *Malletia inermis*, *Acila pictulata*, *Lucimoma acutilineatum*, *Propeamussium tatewai*, *Neilo morozakiensis* ("Multidentata") (Shikama, Kase, 1976; Itoigawa, Shibata, 1973). Как говорилось ранее, *Y. tokunagai* отмечается в группе Юнагай р-на Дзэбан (кстати, там же появляются первые *Masoma optiva*, *Yoldia thraciaeformis* и другие бореальные формы), в формации Такиноуе Хоккайдо — на уровне пограничных толщ нижнего и среднего миоцена. Возможно, именно этот уровень является верхним пределом развития данного вида, а р-н Мизунами отвечает южной части его ареала.

Рассмотренные выше разрезы о-ва Хонсю касались в основном его Тихоокеанского (восточного) побережья и прилегающих к нему районов. Теперь обратимся к западному (Япономорскому) побережью, где также находятся представительные разрезы неогена. Обычно они рассматриваются отдельно, т.е. принадлежат самостоятельной биогеографической провинции, достаточно резко отличаются от разрезов Тихоокеанского побережья. Наиболее известные разрезы здесь расположены в районах Акита (прежде всего на п-ове Ога) и Ниигата.

Полуостров Ога (северо-западная часть Хонсю) известен своим прекрасным разрезом неогена, который является одним из опорных в Японии, и не случайно почти все литературные источники по неогену Японии содержат ссылки на этот разрез. Достоинство этого разреза в его относительной полноте и комплексной палеонтологической характеристике. Развитые здесь толщи являются типичными для так называемого "япономорского типа" неогена. Сведения об этом разрезе

Таблица 23

Региоярусы и формации неогена п-ова Ога

Возраст	Регионалы	1	Группы	Формации	2	Мощность (м)	
Q	Катаниши	Брюнес	Брюнес	Катаниши	Брюнес	40	
	Камаячи			3			
	Сибикава			Анден	?	?	130
				Сибикава	?		
Плиоцен	Вакимото	Брюнес	Брюнес	Вакимото	Гильберт—Гаусс	130—230	
	Китаура			Китаура		900—1200	
	Фунакава			Фунакава		500—800	
Мiocен	Оннагава	Дайдзима	Дайдзима	Оннагава		190—300	
	Нисикурсава			Нисикурсава	+	25—150	
	Дайдзима			Дайдзима	+	250	
	Монзен			Монзен	—	960	
				Акаси́ма		200	
Палеоген							

+ теплолюбивые комплексы; — холоднолюбивые комплексы

Зоны намагниченности (прямой и обратной)

1 — Палеомагнитные данные 1976 г.; 2 — Палеомагнитные данные 1978 г.

несколько лет назад обобщены Такаясу и другими (Takayasu, Matoba, 1976). Однако в последние годы появились некоторые новые материалы по разрезу. Ниже будет дана его характеристика в свете последних данных и с учетом альтернативных точек зрения на те или иные проблемы. Автор посетил п-ов Ога вместе с профессором Такаясу и доктором Огасавара.

Неоген данного района включает следующие подразделения (региоярусы) (табл. 23): миоцен — Монзен, Дайдзима, Нисикурсава, Оннагава, Фунакава; плиоцен — Китаура, Вакимото; плейстоцен — Сибикава, Катаниши.

Наиболее древние толщи неогена расположены в западной части п-ова Ога, и разрез наращивается в восточном направлении, вскрываясь как на северном, так и южном побережье полуострова.

Таблица 24
Датирование формаций неогена в районе п-ова Ога
(Takayasu, Matoba, 1976; Tamanyu, 1978; Suzuki, 1980; Shibata et al., 1984)

Возраст		Формации	Абсолютный возраст (млн лет)		
			K/Ar	Трековый метод	
				до 1978 г.	1978 г. и позднее
Плейстоцен		Камаячи			
Эоплейстоцен		Анден			
		Сибикава		2,8	1,1
Плиоцен		Вакимото		6,8	2,8
Миоцен	?	Киатура	1,75 6,07 6,48	7,5	3,5
		Фунакава		6,4 6,9 8,1 12 13	5,6 5,8 6,9 7,5
			10		
	средний	Оннагава	8,40 8,7 9,0 9,8 7,0 8,0		
		Нисикурсава +	8,6	16 25	14
	нижний	Дайдзима +		20 25 28,8 36,4 31,2	21,5 31 39
		Монзен —		26 59,2	25,3 27,1 31,5 59
			39	54,7 69,2	
		Акаси́ма	37 30	56,4 71,3 61,8 78,2 67,2 61,2	67 61 49,3 51,4 60,7
		Основание		62 96,1	88,8 112 60,7

+ теплолюбивые комплексы, — холоднолюбивые комплексы

Ярус Монзен, несогласно залегающий на адамеллитах предположительно мелового—раннепалеогенового возраста, представлен вулканическими толщами формаций Акаси́ма и Монзен (общей мощностью более 1100 м). Среди них преобладают андезиты, базальты и их туфы и туфобрекнии; в верхней части появляются дациты, риолиты и соответствующие им пирокластические породы. В формации Монзен отмечена относительно холоднолюбивая флора, сходная с типом флоры Аниай (нижний миоцен).

Радиологические датировки для этой части разреза свидетельствуют, в целом, о палеогеновом возрасте яруса Монзен (табл. 24). Однако они в ряде случаев

слишком условны, и не случайно разные авторы по-разному оценивают продолжительность формирования вулканических формаций и перерывов между ними (Taguchi, 1973, Таману, 1978, Suzuki, 1980). Выше над формацией Монзен залегает группа Дайдзима, включающая две формации: континентальную Дайдзима (250 м) и морскую Нисикуросава (от 25 до 150 м). Первая из них, лежащая с резким несогласием, представлена дацитами, их брекчиями и туфами в нижней и средней частях, и песчаниками, конгломератами, пемзовыми туфами и туфогенными алевролитами (с лигнитами) — в верхней. К верхней части приурочена так называемая флора Дайдзима, включающая относительно теплолюбивые остатки (*Liquidambar miosinica*, *Keteleeria ezoana*, *Metasequoia occidentalis*, *Comptonia naumannii*, *Cinnamomum lanceolatum*, *Alangium aequalifolium*, *Salvinia formosana*).

Формация Нисикуросава тоже залегает с несогласием. Она представлена песчаниками, конгломератами, алевролитами и туфами. Среди органических остатков — флора типа Дайдзима, а также фораминиферы (*Миогипсина котой*, *Operculina complanata* японска, *Ammonia tochigiensis*, *Criboelphidium yabei*), радиолярии (*Lychnocanium nipponicum*, *Thecosphaera akitaensis*), наннопланктон (*Sphenolithus heteromorphus*, *Coccolithes pelagicus*), позвоночные (*Desmostylus hesperus japonicus*), моллюски (*Anadara ogawai*, *Chlamys kaneharai*, *Glycymeris vestitoides*, *Yoldia yamagasana*, *Mizuhopecten kimurai murayamai*, *Ostrea gravitesta*, *Vicaryella s-hataii*, *Dosinia nomurai* и др.). Среди планктонных фораминифер — *Globorotalia peripheroronda*, *G. birnageae*, *G. peripheroacutai*, *G. densecohnexa*. Этот комплекс коррелируется с зоной 9 шкалы Блоу.

Уровень Дайдзима—Нисикуросава является маркирующим: он характеризуется теплолюбивым комплексом фауны и флоры пограничных слоев нижнего и среднего миоцена, который четко прослеживается практически во всех разрезах Японии.

Залегающая выше формация Онагава (190—300 м) включает типичные так называемые "твердые сланцы" — чередующиеся кремнистые алевролиты, диатомиты и тонкослоистые песчаники, которые в основании содержат глауконитовые песчаники. В ней найдены редкие остатки спонгий *Makiyama chitanii* и чешуя рыб. В ней же отмечены *Cyclammina japonica*, *C. cancellata*, *Martinottiella communis*, а из планктона *Globorotalia pseudopachyderma*, *Globigerina woodi*, а также *Denticulopsis lauta* и *D. hustedtii*.

Формация Фунакава, согласно перекрывающая Онагаву, характеризуется темными алевролитами, диатомитами, туфами и туфогенными песчаниками до 800 м. Среди фораминифер в ней отмечены *Globigerina bulloides*, *G. pachyderma*, *Globorotalia ikebei*, *Orbulina universa*, *Cassidulina japonica*, *Martinottiella communis*. Среди диатомей — *Denticulopsis hustedtii*, *D. kamtschatica*, *D. seminae*, *Stephanopyxis schenkii* и др. Среди радиолярий *Lychnocanium nipponicum*, *Cenosphaera yatsuensis*, *Aktinomma miocenicum*, *Fustella camerina* и пр. Моллюски представлены здесь *Chlamys cosibensis*, *Mizuhopecten matumoriensis*, *Nemocardium samarangae*, *Serripes japonica*, *Macoma optiva*, *Mya cuneiformis*, *Neptunea nomurai*, *Fulgoraria tokunagai* и др.

Стратиграфически выше залегает формация Китаура (900—1200 м). Она включает в нижней части пачки туфогенных песчаников и алевролитов, в средней — ритмичное тонкое чередование (0,1—0,3 м) этих же пород с прослоями (до 0,8 м) пепловых туфов, в верхней — пачки тех же пород, но с преобладанием песчаников и песков. Контакт с Фунакавой проводится по прослою пеплового туфа (0,2—0,5 м).

Среди характеризующих ее фораминифер — *Globigerina rubescens*, *G. pachyderma* (dex), *G. bulloides*, *G. woodi*, *G. quinqueloba*, *Globorotalia orientalis*, *G. inflata praeinflata*, *G. inflata inflata*, *Cassidulina yabei*, *Epistominella pulchella*, *Bolivina decussata*, *Uvigerina akitaensis*, *Rectobolinina raphana*, *Elphidium clavatum*; в нижней части отмечены *G. asanoi*. Среди моллюсков — *Chlamys cosibensis*, *Palliolium*

peckhami, *Thyasira tokunagai*. Радиолярии: *Thecosphaera japonica*, *Actinomma japonicum*, *Stichocorys peregrina*, *Ommaatartus tetrathalamus*. Среди наннопланктона — *Coccolithus pelagicus*, *Cyclococcolithus leptoporus*.

Формация Вакимото, надстраивающая разрез, сложена серыми песчанистыми алевролитами (до 130—230 м). Фораминиферы представлены здесь *Globigerina pachyderma* (sin.), *G. bulloides*, *G. falconensis*, *G. foliata*, *G. woodi*, *Cassidulina yabei*, *Uvigerina yabei*, *U. akitaensis*, *Criboepidium yabei*, *Bolivina decussata*, *Epistominella pulchella*, *Elphidium crispum*. Среди моллюсков отмечены *Yoldia thraeaeformis*, *Y. notabilis*, *Nuculana pernula sadoensis*, *N. robai*, *Mizuhopecten yessoensis*, *Antiplanos contratia*, *Macoma tokyoensis*, *Natica tugaruana*, *Turritella* cf. *saishuensis*. Из диатомей типичны *Denticulopsis seminae*, *D. kamtschatica*, *Thalassiosira antiqua*, *T. zabelinae*, *T. nidulus*, *Rhezosolenia praebergonii*, *Actinocyclus curvatus*, *A. cf. oculatus*. Среди радиолярий — *Thecosphaera japonica*, *Actinomma miocenicum*, *Larnacantha polyacantha*.

Формация Сибикава, перекрывающая Вакимото, залегает, видимо, с разрывом и несогласием. Она представлена главным образом песчаниками и гравелитами с тремя прослоями лигнитов и туфов (до 130 м). В верхах этой формации в последнее время выделяют самостоятельную формацию Анден (песчаники и глины). С уровнем Сибикава коррелируется пачка пемзового туфа Тога.

Остатки моллюсков характеризуются *Acila insignis*, *Arca boucardi*, *Glycymeris yessoensis*, *Mizuhopecten yessoensis*, *M. tokyoensis*, *Swiftopecten swifti*, *Pecten albicans*, *Actarte borealis*, *A. benetti*, *Venericardia ferruginea*, *Clinocardium californiense*, *Mercenaria stimpsoni*, *Peronidia venulosa*, *Turritella andensis*, *T. fortilirata*, *T. otukai* и др. Отмечаются редкие находки *Juglans sieboldiana*. Среди остатков фораминифер — *Globorotalia inflata*, *Globigerina bulloides*, *G. pachyderma*, *G. rubescens*, *Globigerinoides ruber ruber*, *Bolivina robusta*, *Cibicides lobatulus*, *Rosalina bradyi*, *R. australis*, *Pararotalia globosa*, *Uvegirina yabei*, *Elphidium crispum*, *E. jensenii* и др.

Из наннопланктона отмечены *Coccolithus pelagicus*, *Braarudosphaera bigelowi*. Из диатомей — *Denticulopsis seminae*, *D. kamtschatica*, *Actinocyclus* cf. *oculatus*, *Coscinodiscus marginatus*, *Hemidiscus cuneiformis*. Из радиолярий — *Thecosphaera japonica*, *Flustrella camerina* и др.

В этой же формации присутствуют остатки брахиопод (*Hemithyris psitacea*, *Terebratulina coreanica*), морских ежей (*Echinorachnius laganolithinus*) и растительности (*Juglans sieboldiana*).

Формация Камачи, залегающая несогласно на нижележащих толщах и, в отличие от этих толщ, практически горизонтально, характеризуется гравелитами и песчаниками (3 м). Считается, что зубы *Paleoloxodon naumanni yabei*, найденные в этом районе, приурочены именно к этой формации. Среди моллюсков формации — *Arca boucardi*, *Chlamys nipponensis*, *Mercenaria stimpsoni*, *Glycymeris acbolineata*.

Описание разреза п-ова Ога можно закончить горизонтально лежащей формацией Катаниши, которая приурочена к морским террасам высотой 40—60 м над уровнем моря. К ней относятся косослоистые пески, глины, гравий (40 м). Среди органических остатков — *Acila insignis*, *Glycymeris yessoensis*, *Mercenaria stimpsoni*, *Corbicula japonica*, а также *Fagus crenata*, *Thuopsis dolabrata*, *Trapa manshurica*, *Juglans sieboldiana*.

До последнего времени возраст перечисленных выше формаций является предметом жарких дискуссий, несмотря на многочисленные палеонтологические находки, радиологические датировки, а также имеющуюся палеомагнитную характеристику для верхней части разреза. Датировки, полученные трековым методом, в большинстве случаев противоречивы (см. табл. 24). Так, для формации Сибикава имеются значения (крайние) 1,1 и 2,8 млн лет, для Вакимото — 2,9 и 6,8; для Китауры — 3,6 и 7,5; Фунакава — 5,8 и 13; Нисикурсава — 14 и 25; Дайд-

Таблица 25

Возраст верхнекайнозойских формаций п-ова Ога (по разным авторам)

Автор		Huzioka, 1959 (1)	Huzioka, 1973 (1)	Koizumi, 1968 Burdle, 1971 (2)	Kimura, 1974 (6)	Maiya, 1975 (3)	Kitazato, 1975 (6)	Kurihara, 1977 (3)	Koizumi 1977 (2)	Maiya, 1978 (3)	Tsuci et al. 1979 (2, 3, 6)	Nakaseko, 1977 (4)	Uchio, 1977 (5)	Sawamura 1977 (2)	Sasajima et al. 1978 (6)	Ikebe et al. 1978 (3)
Формации																
Сибикава																
Вакимото																
Китаура																
Фунакава																
Оннагава																
Нисикурсава																
Примечание. (1) – по моллюскам, (2) – по диатомовым, (3) – по фораминиферам (4) – по радиоляриям, (5) – по наннопланктону, (6) – по палеомагнитным данным																

зима — 20 и 39 и т.д. Имеются расхождения и в датировках по К/Ар. Например, в Китауре получены значения от 1,75 до 6,48 млн лет. Как видно из таблицы, цифры, полученные разными методами, часто отличаются. Но не менее заметно и то, что многие цифры совершенно не соответствуют датировкам, полученным в последнее время по микропалеонтологическим и палеомагнитным данным. В табл. 25¹ отражена эволюция взглядов на возраст верхнекайнозойских формаций этого разреза за последние годы.

В 50—60-е гг., по данным прежде всего малакологов, нижняя граница плиоцена проводилась в подошве формации Вакимото, а Сибикава относилась к плиоцену или плейстоцену. Затем, в 70-е годы, по диатомеям и фораминиферам, которые были скоррелированы, как тогда казалось, с палеомагнитными зонами Брюнес и Матуяма, верхняя граница плиоцена была существенно опущена — фактически ниже уровня прежнего положения нижнеплиоценовой границы — внутрь формации Фунакава. В самые последние годы эти границы стали опять "подниматься". Симптоматично, что среди тех, кто поднимает границы, оказались специалисты по разным фаунистическим группам (фораминиферам, радиоляриям, наннопланктону) и палеомагнетизму. Конечно, сейчас среди палеонтологов имеются сторонники омоложения кайнозойских формаций (пожалуй, самыми стойкими в этом отношении являются диатомологи), но многие геологи поддерживают противоположную точку зрения в оценке их возраста.

Что же повлияло на появление этой тенденции? С одной стороны, расхождение новых схем с радиологическими датировками, которые (при всех колебаниях своих значений) свидетельствовали в пользу более древнего возраста формаций, чем это казалось раньше. Напротив, формация Китаура, относимая во многих схемах к плейстоцену, была охарактеризована цифрами 1,75; 6,07; 6,48 (по К/Ар) и 7,5; 3,6 (по трекам) млн лет. С другой стороны, новая интерпретация палеомагнитных данных позволила наметить иной вариант положения зоны Брюнес, нежели

¹ В таблице N₁ — нижняя часть плиоцена, N₂ — верхняя часть плиоцена.

Таблица 26

Корреляция зон неогена р-нов Нингата—Акита (Северо-Западный Хонсю)
с зонами Блоу (1969) и Саито (1963) (по: Maiya, 1978, с упрощением)

Возраст	Blow (1969)	Saito (1963)	Зоны и ярусы				Датум – плейны	по бентосным форамини- ферам
			по планктонным фораминиферам	Нингата	Акита			
Плиоцен–Плейстоцен	N 23	Q	Globigerina pachyderma (sinist.)/ Globigerina incompta	Ханзуме	Саэока		Criboelpluidium yabei	
	N 22		Globigerina pachyderma (sinist.)/ Globigerina quinqueloba	Нисияме	Тентокудзи		Uvigerina subperegrina	
	N 21		Globigerina pachyderma (dext.)/ Globorotalia orientalis					
	N 19							
	?							
Верхний миоцен	N 17		Globorotalia ikebei/ Orbulina universa	Шийя	Фунакава	Globorotalia ikebei	Miliammina echigoensis	
	?	Sphaeroidinella seminulina						
Средний миоцен	N 16	Globorotalia menardii menardii/Globigerina nepenthes		Терадомари	Онна- гава		Spirosigmo- ilinella compressa	
	N 15							
	N 14	Globorotalia mayeri/ Globigerina nepenthes						
	N 13							
	N 12	Globorotalia bykovae	Globorotalia pseudopachy- derma/ Globigerina woodi (s.l.)					
	N 11							
	?							
Нижний миоцен	N 10	Globorotalia fohsi fohsi	Globorotalia pseudoperi- pheroacuta/Globorotalia miozea (s.l.)	Нанатами	Нисикурсава		Hopkinsina morima- chiensis (Miogypsina Operculina)	
	N 9	Globorotalia fohsi barisaensis	Globorotalia peripheroronda / Globorotalia quinifalcata					
	N 8	Globigerinatella in- sueta/Globigerinoides bisphericus	Globigerinoides sicanus/ Praeorbulina glomerosa curva					
Нижний миоцен	N 7	Globigerinatella in- sueta/Globigerinoides trilobus	↑ появление вида ↓ исчезновение вида					

принималось раньше; если прежде нижняя граница Брюнес проводилась в верхах Китауры, то теперь намечается где-то внутри Сибикавы, а Китаура попала на уровень зоны Гильберт (Sasajima et al., 1978).

Малакологи, мало изменившие свои взгляды на положение границ плиоцена, исходя из эволюции *Turritellidae*, *Pectenidae*, *Anadaridae* и других групп, а также процентного соотношения вымерших и нынеживущих видов в ископаемых комплексах (в Вакимото вымерших видов около 20%, а в Сибикава из 360 фактически только 3 формы), считают целесообразным проводить границу между плиоценом и кварталом между формациями Вакимото и Сибикава. Именно здесь, в частности и сменяется плиоценовая зона *Turritella saishuensis* на зоны *T. otuka*, *T. andensis* (Kotaka, 1973). Однако в последнее время некоторые из них не исключают возможности отнесения части Вакимото к эоплейстоцену.

Специалисты по фораминиферам, изучавшие неоген северо-западного побережья Японии, одним из районов которого является п-ов Ога, провели в послед-

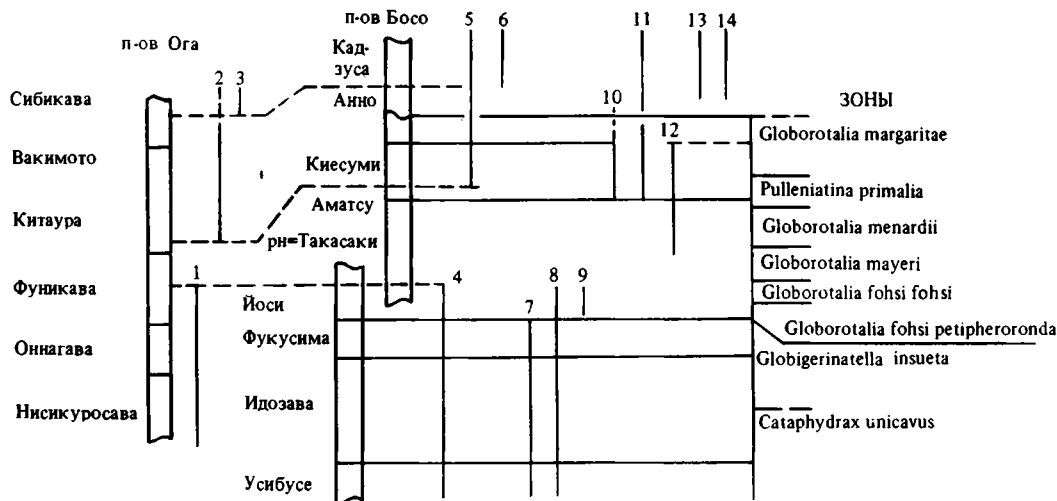


Рис. 9. Стратиграфическое распространение некоторых бентосных и планктонных фораминифер и корреляции формаций п-ова Ога и р-на Като (п-ов Босо и р-н Такасаки) (по: Kurihara, 1977)

1, 4 — *Spirosigmoilinella compressa*, 2, 5 — *Bolivinita quadrilatera*, 3, 6 — *Bolimmina marginata*, 7 — *Globigerinatella insueta*, 8 — *Globorotalia fohsi peripheroronda*, 9 — *Globorotalia fohsi fohsi*, 10 — *Pulleniatatina primalis*, 11 — *Globorotalia tumida*, 12 — *Globigerina nepenthes*, 13 — *Globorotalia tosaensis*, 14 — *Globorotalia truncatulinoides*

ние годы расчленение неогеновых толщ на ряд зон. Одни из них базируются на бентосных комплексах (в пределах неогена их выделено четыре снизу вверх: *Hopkinsina morimachiensis*, *Spirosigmoilinella compressa*, *Miliammina echigoensis*, *Uvige — rina subperegrina*). Другие основываются на планктонных видах. По ним выделено шесть зон. Если три нижние из них (*Globigerinoides sicanus* / *Globorotalia peripheroronda*, *G. quinifalcata*, *Gl. peripherea* / *G. miozea*) с определенным основанием могут коррелироваться с зонами 8, 9 и 10 Блоу (верхи нижнего и нижняя часть среднего миоцена), то остальные зоны точно сопоставить со шкалой Блоу пока трудно (одна из них — *G. pseudopachyderma* / *Globigerina woodi* — выводится на уровень 12—13 зон Блоу, затем в пределах зон 14—16 следует перерыв в планктонных комплексах, где-то на уровне зон 17—18 Блоу выделяется зона *G. ikebei* / *Orbulina universa* и 19—21 Блоу — зона *G. pachyderma* (dext.) / *G. orientalia*). Считается, что отмеченный в верхней (из перечисленных зон) горизонт с *Globoquadrina asanoi* приурочен к основанию палеомагнитного эпизода Олдувай, выше которого в Тихоокеанской области появляются *G. truncatulinoides* и *G. inflata inflata*. Это дает основание проводить здесь, т.е. внутри верхней зоны, границу неогена и квартера (табл. 26) (Maiya, 1978).

Вместе с тем возраст и, следовательно, корреляция формаций п-ова Ога с формациями Тихоокеанского побережья, где планктонные комплексы более богатые, на основании фораминифер определяются неоднозначно. В одной из работ на эту тему Курихара (Kurihara, 1977) предложил свой вариант корреляции комплексов, п-ова Ога и п-ова Босо (рис. 9). Его интерпретация возрастного положения верхних формаций п-ова Ога несколько отличается от вариантов других микропалеонтологов. В частности, верхняя граница плиоцена поднимается им в формацию Вахимото (обычно же эта граница опускается микропалеонтологами, как говорилось выше, к верхней части Китаура). Эта корреляция неогеновых толщ западного и восточного побережий Хонсю представляет большой интерес, ибо она свидетельствует о наличии общих элементов фауны в неогене этих двух разобщенных районов, представляющих различные биостратиграфические области.

Вместе с тем имеющиеся расхождения в трактовке возраста верхненеогеновых толщ говорят о необходимости тщательного анализа при определении возрастного положения тех или иных формаций.

Трактовка возраста верхних формаций имеет большое значение, в частности, для определения стратиграфического положения так называемой фауны Омма-Мангандзи, которая отмечается в формациях Вакимото и Сибикава и, возможно, спускается даже в формацию Китаура.

В заключение следует добавить, что п-ов Ога, как опорный разрез, сейчас несколько потерял свою популярность (именно из-за многочисленных случаев разночтения возрастных датировок горизонтов и формаций). Поэтому японские специалисты предпочитают в данном регионе чаще пользоваться разрезами нефтяного поля Акиты. Некоторые формации Акиты одноименны с таковыми п-ова Ога, но их стратиграфический объем оказывается несколько отличным (часто формация Фунакава на п-ове Ога помещается в плиоцен, а в р-не Акита — в верхний миоцен). Возрастными аналогами Нисикурсава здесь считаются Санокобучи и Уяшинай, плиоцену соответствуют Тентокудзи и Сасаока.

Фауна Омма-Мангандзи

Этот тип фауны плиоцена был выделен Отукой (Отука, 1939) как специфический тип, связанный с палеотечением Оясио. К нему были отнесены сравнительно холодноводные ассоциации моллюсков р-нов Мангандзи (Акита) и Омма (Ишикава) Япономорского побережья. Предполагалось, что формирование этой фауны вдоль западной окраины Японии (до Кореи) было обусловлено морской трансгрессией с севера (зона распространения фауны около 1500 км).

Уже давно указывалось, что в этом типе фауны можно выделить по крайней мере две группы остатков (одна приурочена к нижней и средней частям формации Омма, а другая — к верхней). Одновременно было выяснено, что состав моллюсков иногда отличается из-за различий литологии вмещающих их слоев (тяготение, например *Anadara amicula elongata*, *Clinocardium fastoum* и др. к мелкопесчанистым слоям лиманов, а *Glycymeris yessoensis*—*Peronidia zyoensis* — к породам взморья).

Наличие в этой фауне туррителлид позволяет на основе разработанной Котакой (Kotaka, 1973) филогенетической схемы выделить определенные зоны и наметить границу плиоцена и квартера (между зонами *Turritella saishuensis* и *T. saishuensis etigoensis*). Однако по микрофауне (Hasegawa, 1979) эта граница иногда опускается ниже — в среднюю часть формации Юничи (на основании последних находок *Globotalia asanoi* и первого появления *Geophrygocapsa caribbeanica*).

В целом к этой фауне отнесено около 150 видов моллюсков, из которых 38 являются вымершими (около 25%): из 78 видов пелеципод вымерших 19, из 71 вида гастропод — 19 (соответственно 25 и 28%). К доминирующим видам относятся *Anadara amicula elongata*, *Chlamys daishakaensis*, *Acila insignis*, *Clinocardium fastosum*, *Felaniella usta*, *Mizuhopecten yessoensis*, *Venercardia ferruginea*, *Yoldia notabilis*, *Macoma* cf. *calcareas*, *Mya* cf. *japonica*, *Ostrea gigas*, *Nemocardium samarangae*, *Astarte hakadatensis*, *A. boralis*, *Turritella saishuensis*, *Umbonium akitanum* и пр. Вместе с тем, как показал Огасавара (Ogasawara, 1977), в моллюсках Омма-Мангандзи намечается до 3-х или 4-х группировок, которые, видимо, являются разновозрастными и характеризуют, как можно предположить, две части плиоцена и две части квартера (эоплейстоцен и плейстоцен).

В плиоцене намечаются две зоны по туррителлам: *T. saishuensis motidukii* и *T. saishuensis s.s.* При этом в самом низу формации Юничи отмечаются тепловодные элементы фауны. Второй комплекс с теплолюбивыми формами попадает уже в четвертичную часть разреза (зона *T. etigoensis*).

Сейчас комплекс моллюсков верхней части формации Омма (зона *Turritella etigoensis*) относится к "молодой фауне Омма", ибо он, как выяснилось, заметно

отличается от типичной фауны Омма-Мангандзи. Он включает много относительно тепловодных форм (*Canarium japonicus*, *Babylonia japonica*, *Oliva mustelina* и др.). В нем отмечено только два вымерших вида (*Anadara pseudosubcrenata*, *Mizuhopecten yessoensis yokoyamae*). Выше этот комплекс сменяется комплексом зоны *Turritella otukai*.

Для нас интересно то, что моллюски Омма-Мангандзи в последнее время оказались частично сопоставленными с бентосными и планктонными фораминиферами, а также наннопланктоном, изученными Хасегава (Hasegawa, 1979). При этом было использовано как совместное нахождение остатков этих группы в одних и тех же слоях, так и корреляция слоев с разными группами, основанная на прослеживании маркирующих пластов туфов от разреза к разрезу. В группе Хими (включает формации Юничи, Омма, до 400 м, и др.) по планктону намечаются два уровня: нижний — *Globoguadrina asanoi*, *Globorotalia inflata praeinflata*, и верхний — *Geophygocapsa oceanica*, *G. caribbeanica*. Между ними, собственно, и проводится верхняя граница плиоцена (по этим данным, кстати, стратотип формации Омма оказался, по существу, в четвертичной части разреза).

Планктонные фораминиферы (52 вида) включают много форм, проходящих по всему разрезу и характеризующих плиоцен—плейстоцен в целом: *Globigerina bulloides*, *G. pachyderma*, *G. incompta* и др. Бентосные фораминиферы сгруппированы по экологическому принципу в шесть "типов": 1 — *Globocassidulina depressa*, *Bolivina decussata*, *Uvigerina akitaensis*; 2 — *Elphidium bartletti*, *Pseudoparella naraensis*; 3 — *Cibicides subpraecinctus*, *Elphidium crispum*, *Globocassidulina subglobosa*; 4 — *Cassidulina yabei*, *Ammonia beccarii*; 5 — *Islandiella translucens*, *Gavelinopsis praegeri*; 6 — *Elphidium clavatum*, *Bolivina robusta*, *Ammonia japonica*. Их анализ показывает, что комплексы нижней части группы Хами формировались в водах умеренных температур, а верхней — под влиянием субарктических вод с проникновением в отдельные моменты субтропических вод, что в целом совпадает с выводами, полученными по моллюскам.

Фауна Омма-Мангандзи (в типичном ее выражении) протягивается от Кореи на север, до юго-западной части Хоккайдо, где она, как уже указывалось ранее, частично сопоставляется с плиоценовой фауной Такикава (*Fortipecten takahashii*, *Denticulopsis seminae* f. и др.). Такая корреляция позволяет как бы с двух сторон проверить возраст данного типа фауны.

Южная Япония

На юге Японии находится один из разрезов, в котором имеются пограничные толщи палеогена и неогена. Учитывая, что эта часть разреза в Японии охарактеризована обычно слабо, кратко остановимся на ней (Mizuno, 1964). Верхнепалеогеновые—нижнемиоценовые толщи развиты здесь на севере о-ва Кюсю, в р-не Ашийя (Tsuchi, 1979). Здесь, по данным Шуто и других, вскрываются (снизу вверх) группы Ногата (с эоценовой фауной Ногата — *Venericardia nipponica* и др.), Отсудзи и Ашийя. Две первые представлены преимущественно неморскими толщами (или чередованием морских и континентальных пачек), третья — морскими. Группа Ашийя включает формации Ямага, Сакамидзу и Вайта — конгломераты, песчаники, алевролиты общей мощностью 1100 м. Именно в них отмечена так называемая фауна Ашийя, представленная моллюсками *Turritella infralirata*, *Colus fujimotoi*, *Ancistrolepis chikuzenensis*, *Monopophorus watanabei*, *Yoldia laudabilis*, *Y. scaphoides*, *Nucula yotsukuraensis*, *Acila nagooi*, *Cyclocardia vestitoides*, *Lucionoma nagooi*, *Pitar kyushuensis*, *Dosinia chikuzenensis* и др. Шуто считает, что граница палеогена и неогена приурочена к подошве упомянутой группы. Судить об этом, однако, очень трудно, ибо в этом разрезе нет планктона, а в группе Отсудзи морских остатков почти нет. Зато в других разрезах Кюсю, в частности в р-нах Каратсу и Ничинан (западная и юго-восточная часть Кюсю), планктон иногда отмечается.

В р-не Ничинан развита группа Ничинан олигоцен-миоценового возраста, состоящая из двух подгрупп: Ничинан (нижняя) и Сакатани (верхняя). Нижняя из них характеризуется ритмично чередующимися песчаниками и алевролитами, верхняя, залегающая согласно на нижней, представлена более песчанистыми фациями. Подгруппа Ничинан на трех уровнях содержит остатки планктонных фораминифер: в нижней части (формация Ичиги, 170 м) — олигоценовые *Globigerina ampliapertura*, *G. venezuelana*, в средней (Нанго, 400 м) — нижнемиоценовые *Catapsydrax dissimilis*, которые ассоциируются с моллюсками Кисима (*Acila nagaoi*, *Callista matsuraensis* и пр.). Верхняя часть (Такигахира, 780 м) охарактеризована *Catapsydrax stainforthi*, *Orbulina universa* и моллюсками типа Ашийя (*Acila ashiaensis*, *Cyclocardia vestitoides*, *Pitar kyushuensis*, *Laternula besshoensis* и пр.)¹ Подгруппа Сакатани (Сасебо) содержит тепловой комплекс моллюсков с *Anadara daitokudoensis*, *Trachicardium shiobagaense* среднего миоцена (Shuto, 1962). Таким образом, можно предполагать, что олигоцен-миоценовая граница проходит внутри подгруппы Ничинан, и фауна Ашийя получает в этом случае достаточно точную привязку к нижнему миоцену (для нас это важно, ибо некоторые упомянутые виды встречаются и в более северных районах Японии — *Yoldia laudabilis*, *Laternula besshoensis* и др.).

Как известно, около 20 лет назад в Юго-Западной Японии Мидзуно (Mizuno, 1964) был выделен ряд ярусов палеогена и неогена (снизу вверх): Такасима, Окиносима, Фунадзу, Мадзе, Нисисоноги и Сасебон (три нижних из них были выделены в р-не Такасима, два последующих — в р-не Сакито и последний — в р-нах Хокушо и Куратсу). Интересно, что нижнемиоценовая фауна Ашийя соответствует комплексам Нисисоноги р-на Сакито и Куратсу р-на Куратсу (в обоих случаях, кстати, отмечаются *Yoldia laudabilis*, *Y. sobrina*, *Y. scaphoides*). С другой стороны, формации Мадзе р-на Сакито и Кисима р-на Каратсу, подстилающие толщи с фауной Ашийя, судя по планктону, относятся, видимо, тоже к нижнему миоцену (Asano, 1962). Поэтому принятая в прошлые годы граница олигоцена и миоцена в кровле Нисисоноги сейчас сдвигается к основанию Мадзе.

В дополнение к сказанному обратим внимание на интересные корреляции, которые наметил Шуто, используя комплексы моллюсков тропических широт. Во-первых, он дал анализ смены комплексов на границах ярусов и, в частности, на олигоцен-миоценовой границе в Южной Японии (Shuto, 1978), а во-вторых, попытался протянуть наметившиеся уровни в сопредельные районы Юго-Восточной Азии (Shuto, 1975). Его корреляции охватили обширную территорию, включающую Индонезию (Ява, Суматра, Тимор, Борнео), Филиппины, Бирму, Индию, Пакистан. Расчленение и сопоставление формаций этих районов в целом были увязаны с зональными схемами, основанными на планктоне, и была показана хорошая сходимость данных по этим двум группам. Следует обратить внимание еще на одну работу по олигоцен-миоценовой границе Юго-Западной Японии — статью Д. Катто и К. Масуда (Katto, Masuda, 1978). Эти авторы недавно изучили коллекции ископаемых разреза п-ова Кии. Здесь в относимой к олигоцену формации Танами (алевролиты и песчаники) были обнаружены *Yoldia watasei*, *Acila elongata*, *Laternula cf. iesakai*, *Neptunea dispar*, *Trominina cf. ishikariensis*, *Beringius hobetsuensis*, *Orectospira cf. wadana*, *Aturia cf. minoensis*. Как видно из приведенного списка, этот комплекс весьма близок к асагай-поронайскому типу фауны. Выше с несогласием залегают формация Уематсу (грубые песчаники, конгломераты, алевролиты), которая вмещает остатки *Lepidocyclina japonica*, *Miogypsina kotoi*,

¹ Сейчас появилась несколько иная точка зрения на возраст этих комплексов. Согласно последним данным Х. Ниши (Nishi, 1985), в формации Такигахира найдены комплексы планктонных фораминифер олигоцен-миоценового возраста (зоны Р 22 и N 4 по Блоу). Поэтому граница олигоцена и миоцена, по Ниши, может проводиться в основании средней части формации. По его мнению, это единственный разрез в Японии, где граница олигоцена и миоцена определяется по микрофауне достоверно.

а из моллюсков — *Acila submirabilis*, *Lucinoma annulata*, *Nemocardium* cf. *bechi*, *Venericardia siogamensis*, *Macoma optiva*, *Conus tokunagai* и др. Этот комплекс отнесен к нижнему миоцену, но можно предположить, что это верхняя часть нижнего миоцена (в пользу этого свидетельствует появление *Miogypsina*, *Macoma optiva* и др.), и тогда, если разделить точку зрения о незначительности перерыва между формациями Танами и Уематсу, можно думать, что Танами относится не только к олигоцену, но частично и к миоцену.

СЕВЕРНАЯ АМЕРИКА (ТИХООКЕАНСКОЕ ПОБЕРЕЖЬЕ АЛЯСКИ, КАНАДЫ, ШАТАВ ВАШИНГТОН, ОРЕГОН И КАЛИФОРНИЯ)

В истории становления кайнозойской стратиграфии Северной Америки намечается несколько этапов (Addicott, 1981). В конце прошлого и в первое тридцатилетие нашего века была проведена большая работа по описанию палеонтологических остатков из палеогеновых и неогеновых толщ. Моллюски, которые служили тогда основой биостратиграфических построений, изучались такими широко известными палеонтологами, как Конрад, Долл, Вивер, Арнольд, Ханнибал, Кларк, Дурам и др. В этот период были заложены основы стратиграфических схем и в ряде случаев при корреляции использовались данные не только по формациям, как это обычно бывало в американской практике, но и по горизонтам, которые уже тогда относились (например, Вивером, Арнольдом) к подразделениям хроностратиграфического типа. Вивер, один из создателей третичной биостратиграфии северо-востока Пацифики, выступил с идеей о горизонтах, которые базировались на палеонтологической основе еще в 1916 г. Интересно, что многие палеонтологи приходили к выводам о необходимости использования подобных подразделений, исходя непосредственно из опыта своего участия в геолого-съёмочных работах. Некоторые из них были пионерами или активными участниками картирования отдельных регионов Северной Америки (Вивер создал геологическую карту запада штата Вашингтон; Арнольд принимал участие в создании карт Калифорнии и т.п.). В эти же годы были сделаны первые выводы о палеогеографии и палеоклимате третичного периода Тихоокеанского побережья Северной Америки (в частности, Арнольдом) и выпущен ряд обобщающих палеонтологических монографий — Кларком, Вивером и др.

Важным этапом в развитии биостратиграфии этого региона были 30—40-е гг., когда под руководством Вивера были созданы и опубликованы корреляционные схемы кайнозоя Тихоокеанского побережья Северной Америки (Weaver et al., 1944). Достоинство этих схем заключалось в синтезе данных по всем наиболее важным разрезам (около 30) побережья от Вашингтона и Орегона (на севере) до Калифорнии (на юге) в стремлении авторов привязать многочисленные формации (более 150) к 16—17 региональным ярусам и обосновании их не только мега-, но и микрофауной, данные по которой в это время уже накопились. В значительной мере стимулятором активных исследований микропалеонтологов в эти годы послужили интенсивные нефтепоисковые работы в Калифорнии. В течение ряда лет здесь были описаны многочисленные комплексы бентосных фораминифер (Кашменом, Шенком, Ханной и др.), которые со временем в конце 30-х гг. были приведены к региональным "ярусам" (Schenck, Kleinpell, 1936; Kleinpell, 1938), получившим в дальнейшем широкое использование.

Выделение "ярусов" (по моллюскам и бентосным фораминиферам) было, конечно, заметным достижением того времени. Именно на этой основе с определенной достоверностью были скоррелированы разрезы разных бассейнов Тихоокеанского побережья (от Калифорнии до Канады), сопоставление которых ранее казалось невозможным, и именно эти данные позднее были использованы для корреляций третичных толщ Северо-Восточной Азии палеонтологами СССР и Японии.

Однако уже в те годы были ясны и некоторые слабые места этих схем. Очень часто региональные "ярусы" выделялись не в непрерывных разрезах, а в разрезах разных, иногда удаленных районов, что ставило под вопрос достоверность последовательности этих "ярусов". Также часто ископаемые комплексы характеризовались лишь в общем виде, поформационно, что не позволяло судить о послонной смене фаун в разрезе. Если же учесть, что формации имели в ряде случаев диахронные границы и их объемы в разных районах значительно отличались, то становится понятным, почему многие формационные комплексы оказывались недостаточно точно привязанными к определенным стратиграфическим уровням. К тому же, к 40-м гг. изученность фауны была еще недостаточно полной — во многих районах комплексная палеонтологическая характеристика отсутствовала. Что касается Аляски, то стратиграфические данные по ней были вообще весьма скудны, и региональные общие схемы здесь появились лишь к 60-м годам (Mac Neil et al., 1961). Намеченное сопоставление американских схем с европейскими оставалось в 40-е годы во многом условным, на что указывали сами авторы. Особенно это относилось к олигоцену и неогену. Вивер и его соавторы специально должны были подчеркнуть, что если в пределах Северной Америки для этого интервала, т.е. олигодена—плиоцена, и удалось выснить сравнительно определенное стратиграфическое положение ярусов, выделенных по моллюскам и бентосным фораминиферам (правда, при частом несовпадении их границ и объемов), то варианты их корреляции с европейскими стратотипами оказались во многом несбиваемыми, и это было оговорено в объяснениях к корреляционным схемам.

Если проанализировать работы американских геологов, изучавших третичные толщи Северной Америки в период до 60-х гг., то можно прийти к выводу, что среди стратиграфических единиц наиболее часто использовались не горизонты и "зоны", которые выделялись в отдельных районах на палеонтологической основе, а формации, что вообще было свойственно американской практике. Хорошо известно, что литологическое направление, закрепленное американским Стратиграфическим кодексом в качестве самостоятельного, оставалось господствующим в течение многих лет. Однако та же практика все чаще приводила к выводу о необходимости широкого использования и биостратиграфического направления. Так, составление обзорных геологических карт Тихоокеанского побережья заставило геологов искать при сопоставлениях разрезов разных районов хроностратиграфические уровни, а они могли основываться только на биостратиграфических данных. Вот почему все эти годы параллельно с литостратиграфией развивалась и биостратиграфия, и ее успехи стали особенно заметны в последние 10—15 лет.

В эти годы были предприняты, в частности, попытки распространить калифорнийские ярусы Кляйнпелля и др., выделенные по бентосным фораминиферам, на более северные районы — Орегон, Вашингтон и даже Аляску: серия работ 50—70-х гг. В. Рау, В.С. Меллори и др. (Rau, 1958, 1979; Mallory, 1959). Одновременно изучение неогеновых комплексов моллюсков территорий расположенных севернее Калифорнии (Adegoke, 1969; Moore, 1963; Addicott, 1976; Armentrout, 1975, и др.), дало новый материал для их сравнения с аляскинскими и калифорнийскими комплексами и привело к выделению региональных ярусов.

Самые большие достижения удалось получить при изучении планктонных фораминифер и наннопланктона (Lipps, 1967; Ingle, 1967; Crouch, Buckry, 1979 и др.). С помощью планктона здесь удалось прежде всего осуществить реальную привязку американских толщ (в частности, неогена) к международной шкале, чего так не хватало даже самым лучшим калифорнийским схемам. Вместе с этим было установлено, что некоторые ярусы, основанные на бентосных фораминиферах и широко использованные Кляйнпеллем, Меллори и др., во многих случаях выделены неудачно. Обнаружилось, в частности, что они в одних случаях не смыкаются, а в других — перекрывают друг друга по возрасту (табл. 27). При этом стратиграфическое положение отдельных ярусов оказалось не таким, как это принималось

Т а б л и ц а 27
Положение стратотипических разрезов неогеновых ярусов (по бентосным фораминиферам) Калифорнии в общей шкале (по: Poore, Barron, Addicott, 1984)

Возраст		Зоны	Типовые разрезы ярусов по фораминиферам		Ярусы по моллюскам			
Нижний плиоцен			зона Bolivina obliqua		"Сан Хоакин"			
		T				"Этчегин"		
Миоцен	верхний	N		Монийский		"Хакалитос"		
		Ta			"Маргаритский"			
		Dh				"Темблор"		
	средний	Dh-Dl		"Делмонтский"	?		"Делмонтский"	
		Dl				Луизский		"Темблор"
	нижний	A		"Релизский"	"Вакерос"			
							Сацесский	

Примечание. T—T. oestrupii, N — Nitzschia reinholdii, Ta — Thalassiosira antiqua, Dh — Denticulopsis hustedtii, Dh-Dl — D. hustedtii-D. lauta, Dl — Denticulopsis heteromorphus, A — Actinocyclus ingens

Примечание. T—T. *oestrupii*, N — *Nitzschia reinholdii*, Ta — *Thalassiosira antiqua*, Dh — *Denticulopsis hustedtii*, Dh—Dl — *D. hustedtii*—*D. lauta*, Dl — *Denticulopsis heteromorphus*, A — *Actinocyclus ingens*

долгие годы. Поэтому не случайно, что многие американские биостратиграфы указывают на необходимость ревизии датировок ярусов Кляйнпелля (Poore et al., 1984). Привлечение к стратиграфическому анализу комплексов кокколитов позволило установить, что тип Сацесского яруса является нижнемиоценовым (аналог аквитана и части бурдилага), а Релизский ярус отвечает самым верхам нижнего миоцена (верхняя часть бурдилага). Обращает на себя внимание то, что тип Релизского яруса оказался соответствующим части типа Сацесского яруса¹.

Анализ кокколитов и диатомей Луизского яруса показал, в свою очередь, что он является среднемиоценовым (соответствуя Лангию и низам Серравалия Европы). Находки кокколитов из типового разреза Монийского яруса и диатомей из толщ, которые с ним сопоставляются, позволили определить возраст яруса средне-верхнемиоценовым (верхний Серравалий, Тортон и часть Мессиния). Диатомеи же из Делмонтского яруса определили его среднемиоценовый возраст

¹ Недавно Кроуч и Бакри (Crouch, Bukry, 1979) обнаружили в глубоководных отложениях калифорнийского района смешение бентосных фораминиферных комплексов, по которым выделялись Земорский и Сацесский ярусы. По их мнению, многие комплексы кляйнпеллевских ярусов тесно связаны с фациями и не могут быть надежным показателем возраста (Poore et al., 1984).

(верхняя часть Серравалия) и заставили сопоставить тип Делмонтия с нижней частью Мония (в прежних схемах Делмонтий перекрывал Моний).

Изучение Луизского яруса Калифорнии позволило определить его возраст более точно, чем раньше (Baldauf, Barron, 1982). В нем, в частности, были обнаружены диатомеи зоны *Denticulopsis lauta* и подзоны "а" зоны *Denticulopsis hustedtii*—*D. lauta*, относящиеся к нижней части среднего миоцена (около 16—14 млн лет).

В последнее время Армёнтроут и Эхолс (Armentrout, Echols, 1981) с учетом новых данных построили уточненную корреляционную модель разрезов неогена Тихоокеанского побережья Северной Америки. Анализ 48 опорных разрезов (25 — Калифорнийской провинции, 15 — Тихоокеанской северо-западной провинции и 8 — провинции залива Аляски) проводился ими на хроностратиграфической основе с учетом региоярусов и зон. Расположение формаций разных районов в корреляционной таблице с учетом новых данных по их стратиграфическому положению еще раз показало ряд ее особенностей, которые необходимо учитывать при интерпретации американских данных.

Снова было подчеркнуто, что объем формаций в разных районах часто не совпадает. Это относится, в частности, к таким широко известным из литературы формациям Америки, как Монтерей (ее возраст датируется в разных районах от нижнего до верхнего миоцена), Астория (нижний—средний миоцен), Эмпайр (средний—верхний миоцен) и др. Помимо этого из таблицы следует, что в этих разрезах часто имеются значительные перерывы, или эти разрезы (более 40 из 48 опорных) не являются полными, т.е. они не характеризуют весь объем неогена. К наиболее полным, непрерывным относятся разрезы лишь отдельных районов (Санта Барбара, Салинас, Вентура, Темблор Калифорнии, Якатага Аляски). Выявление перерывов позволяет интерпретировать разрезы более реально, чем это было раньше, когда во многих прежних схемах формации рисовались часто друг над другом без учета перерывов.

Анализ геологических данных привел в 70-х гг. У. Аддикота (Addicott, 1977) к выводу, что для неогена на Северотихоокеанском побережье Америки можно выделить три крупные фаунистические провинции (с юга на север): Калифорнийскую (часть Мексики и Калифорния), Северо-Восточной Пацифики (северная часть Калифорнии, Орегон, Вашингтон, южная часть Канады), побережье Аляски (северная часть Канады — Аляска). Границы их приурочены соответственно к 40 и 54° с.ш. (см. рис. 1). Для палеогенового времени такая дифференциация фаун была не столь типична: наоборот, многие авторы указывают на значительную общность эоценовых и олигоценовых комплексов данного участка побережья. Провинциализм и эндемизм фаун неогена является, по Аддикоту, в целом следствием климатической зональности и относительной обособленности древних бассейнов. Их сопоставление на основе бентосных комплексов достаточно трудно. Только в период среднемиоценового потепления (вследствие миграции тепловодных комплексов к северу) количество общих элементов в этих провинциях заметно вырастает, что и позволяет их коррелировать достаточно надежно. По мнению Аддикота, в каждой провинции необходимо создавать местные стратиграфические схемы, беря за основу хроностратиграфические подразделения — региоярусы, и лишь потом пытаться их коррелировать. Автору пришлось изучать следующие разрезы Северной Америки — на Аляске: о-ва Кодьяк, р-нов Беар Лейк и Порт Хейден (вместе с доктором Маринковичем); в штатах Вашингтон, Орегон и Калифорния — стратотипы основных региоярусов и формаций (вместе с доктором Аддикотом) (Гладенков 1979). Собранные материалы использованы в следующих разделах.

Основываясь на моллюсках, в 70-е гг. Аддикот пересмотрел "ярусы" Калифорнии, дав им более точную увязку с фораминиферовыми ярусами. Им было показано, что объемы многих ярусов не соответствуют одноименным формациям и их стратотипам. В этом отношении, в частности, показателен пример со среднемиоценовым "ярусом Темблор" и формацией того же названия, возраст которой оказался в пределах олигоцена—среднего миоцена (Addicott, 1972) (рис. 10).

В результате детального изучения было обнаружено, что некоторые миоценовые "ярусы" являются не подразделениями, надстраиваемыми друг друга, а скорее фациями одного уровня; поэтому бывшие средне-верхнемиоценовые "ярусы" Брионес, Циербо и Нероли объединены сейчас в региоярус, который получил новое название — Маргаритский.

Стратиграфически снизу вверх в Калифорнии выделяются сейчас следующие неогеновые региоярусы (по моллюскам): Вакерос, Темблор, Маргаритский, Хакалитос, Этчегоин и Сан-Хоакин. Чтобы подчеркнуть их преемственность от подразделений прежних стратиграфических схем почти все названия региоярусов сохранены от прежних "ярусов" (за исключением Маргаритского), но, желая показать их определенную обособленность от одноименных формаций, объемы которых часто им не соответствуют, многие авторы ставят эти названия в кавычки, подчеркивая их условность.

Большая часть стратотипов ярусов приурочена к бассейну Сан-Хоакин центральной Калифорнии. Еще в начале века Арнольд сделал попытку расчленить их по пектинидам. В 70-е гг. малакологическую характеристику им дал Аддикот (Addicott, 1972). Ярус Вакерос (песчаники, конгломераты и аргиллиты, до 2400 м) характеризуется тропическими и субтропическими формами с характерными гигантскими пектинидами, острями и туррителлами: *Lyropecten crasscardo*, *Dosinia margaritana projecta*, *Macrochlamys magnolia*, *Turritella inezana*, *Rapana vaquerosensis*, *Crassostrea vaquerosensis*. Он коррелируется с верхней частью Земорского яруса и Сацесским ярусом, выделенным по бентосным фораминиферам. Земорский ярус (с двумя зонами *Uvigerina gallowayi*, *U. sparsicostata*) и Сацесский ярус (с зонами *Siphogenerina transversa*, *Plectoparondicularia miocenica*, *Uvigerionella obesa*) сейчас охарактеризованы планктонным комплексом фораминифер олигоцена—нижней части нижнего миоцена (*Globigerina ciperoensis*, *G. oligocaenica*, *Globorotalia opima*, *G. permicra*, *G. pana*, *Globigerinoides quadrilobatus*, *Globorotalia minutissima*, *G. mayeri* и др.)

Ярус Темблор (глинистые сланцы, песчаники, диатомиты, туфы, обычно около 600—700 м, иногда до 2000 м) содержит много тропических родов моллюсков (в первую очередь гастропод). Среди двустворок характерны *Mytilus middendorffi*, *Patiopecten propatulus*, *Nassarius arnoldii*, *Leptopecten andersoni*, среди морских ежей — *Echinarachnins merriami*. Он соответствует самой верхней части Сацессия, Релизскому и Луизскому ярусам Кляйнпелля. Релизский (с зонами *Siphogenerina hungyesi*, *S. branneri*) и Луизский ярусы (*Siphogenerina reedi*, *S. nuciformis*, *S. collomi*) недавно охарактеризованы планктоном нижнего и среднего миоцена. Здесь отмечены в частности, *Globigerinoides quadrilobatus*, *Globorotalia peripheroronda*, *G. obesa*, а также *Candorbulina universa*, *Globigerina concinna*, *G. tecta*, *Globorotalia mayeri*, *G. peripheroronda* и др. Время образования этого яруса отвечает климатическому оптимуму.

Маргаритский ярус включает три бывших "яруса" — Брионес, Циербо и Нероли. В нем отмечены комплекс морских ежей, острей, пектинид и гастропод субтропических и умеренно-теплых вод. Из моллюсков характерны *Leptopecten discus*, *Forreria carisaensis*, *Turritella carisaensis*, *Nassarius pabloensis*, *Agasoma sinnata*. Ежи представлены *Astrodrapsis brewerianus*, *Echinarachnins gabbi*, *Astrodrapsis midus*.

Надстраивающий его ярус Хакалитос характеризуется комплексом моллюсков с *Lyropecten terminus*, *Turritella cooperi nova*, *Nassarius salinasensis*. Здесь исчезают

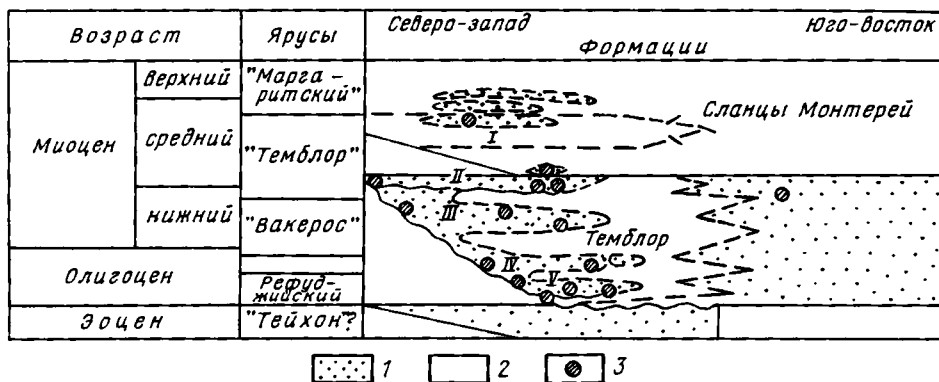


Рис. 10. Положение в разрезе кайнозоя формации Темблор в хребте Темблор, Калифорния (по: Addicott, 1972, с упрощением)

1 — преобладание песчаников, 2 — преобладание сланцев и аргиллитов, 3 — ассоциации моллюсков.

Пачки песчаников и алевролитов: I — Девилотер, II — Буттонбед, III — Карнерос; IV — Агуа; V — Факондес

морские ежи рода *Astrodapsis* и моллюски *Trophosycon*, *Lucinisca*, а появляются виды *Patinonopecten*, *Clinocardium*, *Meekianum*, *Dendraster*. Арнольд и Андерсон в начале века (Stanton, Dodd, 1970) выделили здесь три "зоны": нижнюю — больших *Trophon*, *Forreria migaster*, *Macoma vanvlecki*, *Panopea estrellana*; среднюю — *Dendraster gibbsii*, *Panopea abrupta*; верхнюю — *Lyropecten terminus*, и др. Формы умеренно-теплых вод здесь преобладают, но они более холодноводны, чем виды Маргаритского яруса.

Ярусы Маргаритский и Хакалитос отвечают Монийскому ярусу бентосных фораминифер (зоны *Bolivina modeloensis*, *B. uvigerinaformis*, *B. hughesi*). Относимые к ним толщи включают разнофациальные осадки — песчаники, аргиллиты, диатомиты, туфы (внизу), конгломераты (вверху). Их мощность в среднем около 1000 м, местами достигает 2000 м. Комплекс планктонных фораминифер состоит из *Orbulina universa*, *Globorotalia mayeri*, *G. scitula*, *Globigerina bulloides*, *G. bramlettei* и свидетельствует о средне-верхнемиоценовом возрасте вмещающих пород.

Залегающий выше ярус Этчегоин (преимущественно песчаники, местами — диатомиты и аргиллиты, до 1500—1600 м мощности) содержит богатые комплексы моллюсков, с которыми ранее обычно сопоставлялись этолонские фауны Камчатки. Это *Glycymeris coalingensis*, *Pseudocardium densatum*, *Anadara trilineata*, *Chlamys hastatus*, *Clinocardium meekianum*, *Dosinia jacalitosana*, *Lyropecten terminus*, *Patinonopecten lohri*, *Securella elsmersensis*, *Ostrea atwoodi*, *Margarites johnsoni*, *Turritella vanvlecki* и др.

По О. Адегоку, в этом ярусе по моллюскам можно выделить несколько зон и зонул, имеющих местное значение (Adegoke, 1969).

Выше залегает ярус Сан-Хоакин (песчаники и конгломераты до 700 м) с зонами *Pecten coalingensis*, *Swiftopecten etchegoini*, *Ostrea vespertina*, *Mya qrenaria*, *Littorina mariana* и др.

Региоярусам Этчегоин и Сан-Хоакин соответствуют Делмонтский, Репетский и Вентурский ярусы фораминиферовой шкалы (с *Bolivina obliqua*, *B. rankini*, *Bulimina delreyensis*, *Cassidulina delicata* и пр.) В них встречены планктонные *Sphaeroidinellopsis subdehiscens*, *S. seminulina*, *Globigerina apertura*, *G. bulloides*, а также *Pulleniatina obliquiloculata*, *Sphaeroidinella dehiscens*, *Globorotalia tumida*, *G. crassaformis* и др., которые характеризуют поздний миоцен и плиоцен.

Неогеновые комплексы моллюсков Калифорнии обычно более богаты по систематическому составу, чем комплексы более северных районов. Это было хорошо показано Аддикотом при анализе пектинид (Addicott, 1970).

Долгое время ярусы позднего палеогена и неогена, выделенные в Калифорнии, старались проследить и в более северных районах — Орегоне, Вашингтоне и западной части Канады. Однако это оказалось непросто. Поэтому не случайно возникла мысль выделить для этой провинции локальные региоярусы. В 70-х гг. они были описаны и охарактеризованы комплексами моллюсков У. Аддикотом (Addicott, 1976). В методическом смысле выделение региоярусов было проведено на более серьезной, чем раньше, основе. Для каждого яруса был указан стратотип, который выбирался так, чтобы в нем были подстилающий и перекрывающий региоярусы, т.е. чтобы имела место их смыкаемость и было ясно их положение относительно друг друга (рис. 11 см. вкл.). Каждый региоярус был охарактеризован определенным комплексом моллюсков, связанных с определенным этапом развития древнего бассейна (в частности, были использованы пектиниды, секуреллы, брукларки и др.)

Учитывая, что объем формации в разных районах отличен, а одноименные ярусы дискредитировали себя, Аддикот счел необходимым дать новые наименования выделенным ярусам, используя названия локальных районов, где расположены типовые разрезы.

Район Орегона и Вашингтона является чрезвычайно важным для корреляций: с одной стороны, корреляции неогена Аляски и Калифорнии (как связующее звено), а с другой — корреляции кайнозоя Северо-Восточной Азии и Северной Америки (как разрез, наиболее близкий по биостратиграфическим характеристикам разрезам Камчатки и Сахалина).

В олигоцене—неогене здесь выделено семь региоярусов: Матлокский, Хуанский, Пилларский, Ньюпортский, Уишкаанский, Грейзский, Макклипский.

Матлокский ярус (Argementrout, 1975) выделен в нижней части формации Блеклей (преимущественно алевролиты с прослоями конгломератов и песчаников; несколько сотен метров) и соответствует "зоне" *Echinophoria rex* (*Acila gettysburgensis*) (Durham, 1944). Среди моллюсков здесь отмечены *Solemya dalli*, *Yoldia blakeleyensis*, *Y. aff. watasei*, *Conchloidesmya* (= *Laternula*) *bainbridgensis*, *Lima robertsae*, *Nemocardium lorentzanum*.

Хуанский региоярус отвечает верхней части Блеклей (зона *Echinophoria apta* Дуррама) и верхней толще формации Твин Ривер (кстати, бывший "ярус Блеклей" Вивера и др. был по объему меньше, чем формация Блеклей). В стратотипе ярус представлен главным образом алевролитами, в нижней части с тремя пачками песчаников (до 10 м), в верхней — с пачкой конгломератов (до 5—15 м) общая мощность до 1500 м. Для него характерны моллюски: *Conchloidesmya bainbridgensis*, *Bathybembix washingtoniana*, *Bruclarkia acuminata*, *Yoldia clallamensis*, *Spisula hannibali*, *Thracia trapezoides*, *Pitar lorentzana*, *Mytilus mathewsonii*, *Nemocardium weaveri*, *Aforia clallamensis*, *Molopophorus newcombei*, *Phacoides hannibali*, *Ancistrolepis clarki*. В верхней части региояруса определена граница Земорского и Сацесского фораминиферовых ярусов.

Пилларский региоярус соответствует формации Каллам (стратотип), которая представлена в основном песчаниками до 300 м, и алевролитами Найе. Среди моллюсков характерны *Vertipecten fuvanus*, *Dosinia whithey*, *Cyclocardia subtenta*, *Aforia tricarinata*, *Acila conradi*, *Priscofusius aff. geniculus*, *Bruclaruia oregonensis*, *Crepidula princeps*, *Musashia indurata*, *Turritella oregonensis*. Некоторые из этих видов близки ярусу Вакерос Калифорнии: *Vertipecten fucanus*, *Epitonium clallamense* и др. Заметим, что *Vertipecten* найден также в самой верхней части формации Пул Крик Аляски. Бентосные фораминиферы здесь соответствуют Сацесскому ярусу.

Ньюпортский региоярус включает в себя формацию Астория (в основном песчаники мощностью несколько сотен метров, которые залегают на подстилающих

толщах несогласно) и перекрывающие ее вулканические толщи. Типичными моллюсками являются *Antilopsis posunculensis*, *Molopophorus mattheni*, *Popalia williamsoni*, *Nassarius arnoldi*, *Mytilus middendorffi*, *Patinopecten propatulus*, *Securella ensifera*, *Yoldia oregona*, *Anadara devincta*, *Sacella amelga*, *Priscofus medialis*. В этом комплексе много тепловодных субтропических форм, продвижение которых на север связывается с климатическим оптимумом начала среднего миоцена. Среди форм, которые также типичны для яруса Темблор Калифорнии, здесь отмечены, в частности, *Opalia williamsoni*, *Nassarius arnoldi*, *Patinopecten propatulus*, *Mytilus middendorffi*. Последняя из названных форм встречается и на Аляске. Бентосные фораминиферы отсюда принадлежат Сацесскому и частично Релизскому ярусам.

Уишкаанский региоярус выделен в нижней части формации Монтесано, которая представлена песчаниками, местами алевролитами и конгломератами (в основании), мощностью до 300 м. Залегает обычно несогласно на подстилающих толщах. Эти отложения относят к нижней части поздненеогенового седиментационного цикла данного региона. Моллюски здесь представлены *Acila blancoensis*, *Clinocardium hannibali*, *Patinopecten oregonensis*, *Spisula albaria arnoldi*, *Nuculana chehalisensis*, *Macoma astori*, *Tellina kincaidi*, *Nuttalia montesanoensis*, *Nucella imperialis*, *Opalia wishkahensis*, *Buccinum hannibali*. Среди них ряд форм, которые получают развитие в более молодых толщах (*Clinocardium meekianum*, *Pseudocardium densatum*, *Tectonatica jauthostoma*, *Macoma secta*, *Yoldia cooperi* и др.). Бентосные фораминиферы в этом региоярусе — верхнемиоценовые.

Грейзский региоярус соответствует средней и верхней частям формации Монтесано (соответственно песчаники с алевролитами мощностью около 500 м). В комплексе моллюсков отмечены *Acila semirostrata*, *Nemocardium griphus*, *Yabepecten condoni*, *Fusitriton aff. cammoni*, *Yoldia scissurata*, *Buccinum hannibali* и др. В нем отмечаются сравнительно глубоководные формы *Delectopecten*, *Lucinoma*, *Portlandia* и др.

Диатомовые из средней части разреза характеризуют зоны XIV или XIII Шредера позднего миоцена и соответствуют верхней части Монийского яруса Калифорнии. Фораминиферы, собранные в верхах данного региояруса, соответствуют Делмонтскому ярусу Калифорнии.

Моклипский региоярус выделен по разрезу формации Куинаулт (алевролиты с отдельными пачками песчаников в нижней и средней частях, общей мощностью более 1300 м). Начало региояруса находится в 700 м над подошвой формации.

Для этого уровня чрезвычайно характерны *Lituyapecten dilleri* (отмечается и в Калифорнии), *Rectisulcus* sp. nov. Часть видов проходит сюда из подстилающих толщ (*Nassarius andersoni*, *Securella securis* и др.), часть появляется здесь, заходя в более молодые слои (*Nucella canaliculata*, *Neptunea lirata*, *Macoma carlottensis* и пр.). Здесь же найдены *Globorotalia crassiformis*, *G. punctulata* и некоторые бентосные фораминиферы плиоценового возраста.

Нижняя граница миоцена в североамериканских разрезах

Как известно, одним из самых неясных и запутанных вопросов неогеновой стратиграфии Северотихоокеанской области является вопрос о положении нижней границы неогена. В Северной Японии, на Сахалине и Камчатке он пока решается достаточно условно. Более уверенно он освещается в Южной Японии, где имеются толщи с планктонными комплексами фораминифер, но прослеживание этой границы в северные районы Азиатского материка встречает трудности (отсутствие в Северной Японии непрерывных олигоцен-миоценовых морских разрезов, недостаточная увязка планктонных и бентосных комплексов и т.п.). В этом отношении крайне интересными представляются последние данные по Северной Америке (Аддикот, Пур, 1982).

Таблица 28
Положение палеоген—неогеновой границы
в стратиграфических схемах Калифорнии 40-х гг.

По макрофауне		По микрофауне	
Возраст	Ярусы	Ярусы	Возраст
Миоцен	"Брюнес"	Монийский	Миоцен
		Луизский	
	"Темблор"	Релизский	Оligоцен
	"Вакерос"	Сацесский	
		Земорский	
Оligоцен	"Блеклей"	Рефуджийский	

Для обоснования этой границы сейчас используются материалы по тепловодному планктону и радиоизотопным датировкам. Как известно, в прошлые годы положение границы определялось по-разному. В Калифорнии долгое время она помещалась в основании яруса Вакерос (слои с *Turritella inezana*). Однако в 30-х гг. микропалеонтолог Шенк стал относить этот ярус к олигоцену (на основе находок *Lepidocyclina* в его верхней части). Поэтому низы Сацесского яруса стали коррелировать с Хаттом, а Земорский — с Рупельским ярусом Европы. Однако Кларк, Вивер, Дурам и др. специалисты по моллюскам в 40-х гг. отнесли Вакерос к нижнему миоцену, хотя Шенк, Чилдс, Кляйнпелль и др. микропалеонтологи отстаивали его олигоценный возраст и помещали границу в верхнюю часть Сацесского яруса. Другими словами, граница палеогена и неогена смещалась в ту или иную сторону на 20 с лишним млн лет (табл. 28).

Изучение планктона в 60-х гг. дало основание предположить, что палеоген-неогеновая граница приблизительно соответствует рубежу Земорского и Сацесского ярусов. За эту границу в Европе принимается граница хаттского и аквитанского ярусов, проходящая внутри зоны 4 шкалы Блоу. Одновременно в 60—70-х гг. малакологи стали склоняться к варианту проведения границы внутри яруса Вакерос.

Определенные коррективы в освещение этой проблемы внесли радиометрические данные (Turner, 1970). В 60—70-х гг. получены три возрастных определения по К/Аг вблизи палеоген-неогеновой границы. Иверсонские базальты из р-на Пойнт Арена, перекрытые толщами с фауной верхней части Земорского или нижней части Сацесского ярусов, имеют возраст 23,8 млн лет. Базальты гор Санта-Крус, которые находятся в сходном соотношении с осадочными породами, — 23, 7 млн лет. Наконец, возраст вулканогенных пород, перекрывающих слои с фораминиферами Сацесского яруса в горах Сан-Эмигдио, определен как 22,5 млн лет.

Новые данные по планктону были получены в двух районах Калифорнии — горах Санта-Крус и типовом разрезе Сацесского яруса (на юге штата). В горах Санта-Крус известковый наннопланктон был обнаружен вместе с бентосом верхней части Земорского яруса формации Вакерос, что позволяет сопоставлять эту часть с зоной *Sphenolithus ciperoensis* верхнего олигоцена. Вблизи г. Вентура (на юге Калифорнии) в нижней части Сацесского яруса определена зона *Sphenolithus belemnus* нижнего миоцена. В Земорском ярусе же найдены *Dictyococcites bisectus* и фораминиферы *Globigerinoides primordius*, которые позволяют отнести вмещающие слои к домиоценовому уровню (зоне *S. ciperoensis*)¹.

¹ Имеются также отдельные данные из колонок калифорнийского шельфа о нахождении форм зоны *S. belemnus* в сочетании с сацесскими и частично, земорскими фораминиферами, а недавно в Найе алевролитах штата Орегон найдены фораминиферы низов Сацесского яруса вместе с *Globigerinoides primordius*.

Таблица 29
Положение палеоген—неогеновой границы в Калифорнийских разрезах
с учетом радиометрических данных и материалов по планктону
(по: Аддикот, Пур, 1982, с упрощением)

Абсолютный возраст (млн. лет)	Ярусы Калифорнии		Зоны планк- тонных фор- минифер	Зоны наннопланктона	Возраст
	Сацесский	нижняя часть	N 5	<i>Sphenolithus belemnus</i>	Миоцен
22,5 23,7 23,8	Земорский	верхняя часть	N 4	<i>Triguetrorhabdulus carinatus</i>	
			P 22	<i>Sphenolithus ciperoensis</i>	Олигоцен
			P 21		

Таблица 30
Палеоген—неогеновая граница в североамериканских разрезах Пацифики
по микропалеонтологическим данным (по: Аддикот, Пур, 1982, с упрощением)

	Возраст	Ярусы бентосных фораминифер Калифорнии (Kleinpell, 1938)	Зоны бентосных фораминифер (Lamb and Hickernell, 1972)	Зоны планктонных фораминифер (Blow, 1969)	Зоны планктонных фораминифер Карибского бассейна (Boll, 1957)	Sipilnogenarina			
						<i>S. hubbardi</i>	<i>S. mayi</i>	<i>S. transversa</i>	<i>S. nodifera</i>
Олигоцен	Земорский	Siphonogenerina nodifera	S. transversa	N 4	Globorotalia kugleri				
					Globigerina ciperoensis				
Миоцен	Сацесский			N 5	Catapsydrax dissimilis				

Из этих материалов Аддикот и Пур делают вывод, что верхняя граница Земорского яруса лучше всего коррелируется с самой верхней зоной *Sphenolithus ciperoensis* олигоцена, а нижняя часть Сацесского яруса (но не подошва) связана с зоной *S. belemnus* нижнего миоцена. Таким образом, переход от Земорского яруса к Сацесскому приблизительно отвечает основанию неогена. Этот переход, видимо, находится внутри интервала, представленного зоной *Triguetrorhabdulus carinatus*, установленной в береговых разрезах данного региона (табл. 29).

Для прослеживания этой границы в мелководных фациях предлагается исполь-

Таблица 31
Палеоген—неогеновая граница по малакофаунистическим данным
(по: Аддикот, Пур, 1982, с упрощением)

Возраст	Региорусы по моллюскам	<i>Vertipecten perrini</i>	<i>Lyropecten submiguelensis</i>	<i>Lyropecten miguelensis</i>	<i>Amussiopecten vanvlecki</i>	<i>Vertipecten fucanus</i>
Неоген	"Темблор"	I	I	I	I	I
	"Вакерос"					
Палеоген						

Таблица 32
Региорусы и формации на границе палеогена и неогена штатов Орегон, Вашингтон и Калифорния

Возраст		Региорусы Орегона, Вашингтона	Формации Орегона, Вашингтона		Фаунистические зоны и слои	Региорусы Калифорнии	
						по моллюскам	по бентосным фораминиферам
Миоцен	средний	Ньпортский	Астория		<i>Patiopecten propatulus</i>	"Темблор"	Луизский Релизский
	нижний	Пилларский	Клаллам (Найе алевролиты)		<i>Vertipecten fucanus</i>	"Вакерос"	Сацесский
Олигоцен		Хуанский	Блеклей	Верхний член Твин Ривер	<i>Echinophoria apta</i>		
		Матлокский			<i>Echinophoria rex/Acila get- tisburgensis</i>		
Эоцен		Галвинский	Линкольн (Питсбург Блаф)		<i>Echinophoria fax</i>	Рефуджийский	Рефуджийский
					<i>Echinophoria dalli</i>		
			Кизей		<i>Bathymbembix columbiana</i>		

зовать отдельные роды бентосных фораминифер, в частности *Siphogenerina* (табл. 30), отдельные виды которых занимают достаточно четкую стратиграфическую позицию. В штатах Орегон и Вашингтон и Канаде, где остатки этого рода редки, для определения основания Сацесского яруса используется появление *Florilus costiferum*. Однако полученные таким образом данные не всегда достоверны. Главную роль в определении возраста и прослеживании границ в мелководных толщах играют моллюски. Приуроченное к середине яруса Вакерос основание миоцена (граница Земорского и Сацесского ярусов) хорошо маркируется исчезновением *Vertipecten perrini* и *Lyropecten submiguelensis* и появлением *Vertipecten fucanus*, *V. nevadanus*, *Lyropecten miguelensis* и *Amussiopecten vanvlecki* (табл. 31).

В более северных районах основание Пилларского яруса определяется по

первому появлению *V. fuscus*, что дает возможность таким образом коррелировать этот уровень с палеоген-неогеновой границей калифорнийских разрезов (подошва Пилларского яруса несколько выше этой границы) (табл. 32). Кроме того, в верхней части Земорского яруса здесь найдены своеобразные предковые формы вида *Desmostylus hesperus*, который в американских разрезах типичен для миоцена — от Сацессия до позднего миоцена, а в самых низах Сацесского яруса Калифорнии и Орегона — остатки примитивного морского льва *Enaliarctos*.

Уточнение положения палеоген-неогеновой границы в американских разрезах имеет, безусловно, большое значение и для геологов, работающих на Чукотке и Камчатке. То, что за последние 15—20 лет взгляды на положение этой границы у многих американских специалистов изменились, заставляет с особой осторожностью использовать работы прошлых лет и думается, что именно недоучет этого обстоятельства часто сказывался на противоречивых трактовках возраста отдельных толщ Дальнего Востока в работах советских авторов.

Аляска

Важные новые материалы получены сейчас и по неогену Аляски. Если еще в 1961 г. Ф.С. Мак Нейл с соавторами могли дать только общие наброски стратиграфической схемы этого региона (Mac Neil et al., 1961), то в 60—70-е гг. были опубликованы многие важные материалы, значительно уточняющие прежние представления (Allison, 1978; Allison, Marincovich, 1979; Mc Coy, Aricuy, 1979). Однако и сейчас корреляции здесь затруднены тем, что монографическое описание ископаемых остатков пока только начато (фактически используются лишь списки), а послойные их сборы проведены лишь в последние годы. Между тем этот район исключительно важен для корреляций кайнозоя Северной Азии и Северной Америки и, в частности, для корреляции толщ Чукотки—Корякского нагорья с североамериканскими толщами. Обычно при анализе кайнозоя Аляски описываются отдельно разрезы западного побережья залива Аляски (острова и побережье п-ова Аляски) и его северо-восточного побережья.

Разрез позднего палеогена—неогена представляется на западном побережье Аляски следующим образом (рис. 12, табл. 33).

На о-ве Ситкинак выделена формация Нэрроу-Кэп, которая относится к олигоцену (аналог Хуанского яруса Орегона и Вашингтона). Она представлена в основном алевролитами, содержащими карбонатные конкреции и гальку, мощность

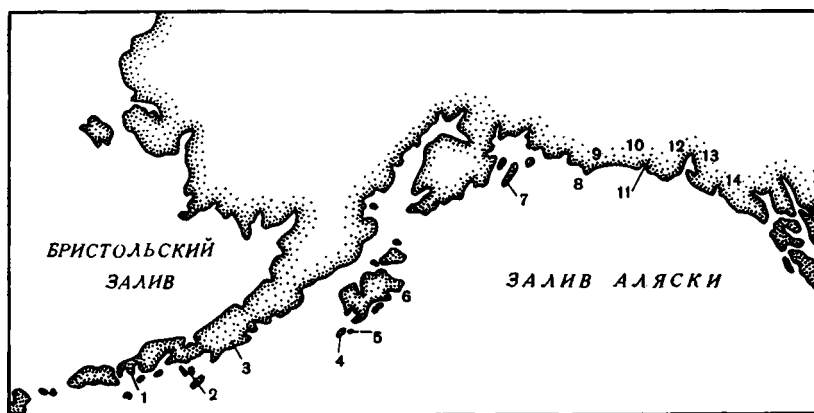


Рис. 12. Некоторые из основных разрезов неогена побережья Аляски (по: Allison, 1978, с упрощением)

1 — мыс Тачилии, 2 — о-в Унга, 3 — Беар Лэйк, 4 — о-в Тугидак, 5 — о-в Ситкинак, 6 — о-в Кодьяк, 7 — о-в Мидлтон, 8 — о-в Кайак, 9 — р-н Каталла, 10 — р-н Якатага, 11 — Пул Крик; 12 — р-н Мала-спина; 13 — р-н Якутат; 14 — р-н Литуйа

Таблица 33
Корреляция неогеновых формаций Аляски

Возраст	Ярусы штатов Орегон и Вашингтон	Берингово море (Ном)	Мыс Тачилини	порт Мол- лер, о-ва Унга и По- пова	о-в Кодьяк	о-ва Мил- лтон и Кайяк	р-ны Яка- тага—Ли- гуйя
Q		Анвилские слои			?	Якатага	?
Плиоцен	Моклипский	Берингийские слои			Тугидак		
Миоцен	Грейзский		Тачилини	Без названия			
	Уишкаанский			Бевр Лейк (верхняя)			
	Ньюпортский			Унга конг- ломераты			
	Пилларский					Якатага (Кайяк)	
	Хуанский				"Нэрроу Кэп" (Ситкинак)		
Олигоцен	Матлокский						Пул Крик
Эоцен	Галвинский			Степовак			

210 м. Среди моллюсков в ней отмечены *Acila gettysburgensis*, *Spisula albaria*, *S. aff. hannibali*, *Pitar angustifrons*, *Brucarkia cf. andersoni*, *Polinices ramonensis*, *Echinophoria apta* (в списке приводятся также *Macoma calcarea*, *M. incongrua*, *Natica clausa*, но их наличие вызывает сомнение). Эти формы сопоставляются с комплексами Хуанского яруса. Бентосные фораминиферы отсюда относятся к Земорскому ярусу (*Bolivina marginata adeloidadana*, *Cassidulina crassipunctata*, *Cyclammina pacifica*).

Обращает на себя внимание значительное содержание среди моллюсков высоких широт Пацифики эндемиков (около 30%) и относительно значительный процент видов, близких к формам азиатских регионов (32%). Среди азиатских видов — *Periploma bessahoensis*, *Clinocardium makiyamae*, *Mya growingki*, *Cyclocardia cf. tokunagai*, *Buccinum aff. kurodai*, *Mussashia aff. kurodai* и др.

Многие из этих видов обычны для верхнего палеогена Японии (формации Иваки, Асагай, Поронай и др.). Около 35% комплекса составляют формы, происхождение которых связывается с западным побережьем Северной Америки (табл. 34).

Стратиграфически выше залегает формация Нэрроу-Кэп на о-ве Кодьяк, которая считается аналогом Ньюпортского яруса конца раннего—начала среднего миоцена. Формация представлена конгломератами и песчаниками с карбонатными конкрециями, мощность до 700 м. Среди моллюсков здесь отмечаются *Mytilus middendorffii*, *Macoma optiva*, *M. sejungata*, *Mercenaria cf. chitiana*, *Serripes cf. sniobaerensis*, *Thyasira cf. disiuncta ochotica*. В этом же комплексе встречены представители *Anadara*, *Chione*, *Dosinia*, *Ficus*, которые обычно типичны для более низких широт. Данный горизонт связывается с климатическим оптимумом конца

Формации и некоторые зоогеографические показатели										
Возраст	Западное побережье	t°	% видов			Северо-восточное побережье	t°	% видов		
			эндемиков высоких широт	азиатского проис- хождения	северо- амер. проис- хождения			эндемиков высоких широт	азиатского проис- хождения	северо- амер. проис- хождения
EQ						Якатага о-ва Мидлтон				
		=						75	5	18
Плиоцен	Тугидак (верхний плиоцен)	=	83	5	10	Якатага	-	62	10	26
Миоцен	Тачилни (верхний миоцен)	-	63	16	21					
	верхний член Беар Лейк (средний— верхний миоцен)	+	31	21	48					
	Унга конгломерат (средний—верхний миоцен)	+	41	35	24					
	Нэрроу Кэп о-ва Кодьяк (ниж- ний—средний миоцен)	++	13	33	53		+	58	12	28
Олигоцен	Нэрроу Кэп о-ва Ситкинак	-	30	32	35	Якатага о-ва Кайяк	-	45	41	14
Эоцен		-				Пул Крик	+	30	18	52

t° — температура поверхностных вод древних морей: = холодная; — умеренно холодная; + умеренно теплая;
++ теплая ближе к тропической

раннего—начала среднего миоцена. Количество северных эндемиков здесь около 13%, видов, близких к азиатским — 33%, видов североамериканского происхождения — около 53%.

Стратиграфически выше с несогласием залегают конгломераты Унга (244 м), которые частично, видимо, переходят в нижнюю часть формации Беар-Лейк п-ова Аляски. Они характеризуются *Mytilus gratacap* (раньше иногда описывался как *M. middendorffii*), *Macoma optiva*, *Epitonium* cf. *clallamense*, *F.* cf. *howei*, *Sanguinolaria ochotica*, *Colus kurodai*, *Cyclocardia* cf. *kewetsheveemensis*. Они относятся к умеренно теплым формам. Северотихоокеанские эндемики здесь составляют 41%, формы азиатского происхождения — около 35%, западноамериканские — 24%. Эти конгломераты по возрасту считаются аналогами верхнеюпортского и, по-видимому, нижнеуишкаанского уровней, т.е. средне- и, видимо, верхнемиоценовыми, хотя имеются мнения и об их ниже (?)—среднемиоценовом возрасте.

Формация Беар Лейк (верхняя толща), надстраивающая разрез, представлена чередованием серых и бурых песчаников и конгломератов часто косослоистых; имеются горизонты с карбонатными конкрециями; мощность — 1500 до 3000 (?) м. Среди моллюсков здесь *Acila* cf. *empirensis*, *Chione* cf. *securis*, *Clinocardium hannibali*, *Tellina aragona*. Они позволяют сопоставить вмещающие слои с Уишкаанским ярусом (верхний миоцен). Наличие родов *Anadara*, *Chione*, *Septifer* и др.

и отсутствие типичных фригидных элементов в данном комплексе говорит об умеренно теплых температурах древнего моря. Здесь, как и в подстилающих формациях, отмечены виды азиатского происхождения — 21% (*Macoma cf. optiva*, *Macrocallista cf. kavranensis*, *Turritella cf. sagai*, *Neptunea modesta* и др.); эндемики высоких широт составляют 32%, а западноамериканские формы — до 48%.

Выше с несогласием залегает формация Тачилни п-ова Аляска (вулканогенные песчаники, более 61 м). Она считается аналогом Грейзского яруса (верхний миоцен) и включает из моллюсков *Creptimylus coalingensis*, *Mya elegans*, *Tellina protovenulosa*, *Macoma cf. nasuta*, *Spisula voyi*. Данный комплекс является относительно холодноводным. Здесь процент эндемиков высоких широт возрастает до 63%, виды азиатского происхождения составляют 16% (*Tellina protovenulosa* и др.), а западноамериканские — 21%.

Согласно последним данным Л. Маринковича (Marincovitch, 1983), много форм этого комплекса, с одной стороны, отмечается на Камчатке, Сахалине и в Японии, с другой — в штатах Вашингтон, Орегон и Калифорния. На Камчатке ее возрастным аналогом принимается этолонская свита, в Японии — формация Окконегава и Тогешита, в штате Вашингтон — формация Монтесано (тип Уиш каанского яруса). По его мнению, в пределах отдельных районов Аляски на этом же уровне расположены средняя часть формации Беар Лэйк и нижняя и средняя части формации Якатага. Маринкович считает формацию Тачилни верхнемиоценовой, но, возможно, частично она относится к среднему миоцену.

Из видов, общих с этолонской (и какертской) свитой, здесь отмечены *Chlamys cosibensis cosibensis*, *Felaniella parilis*, *Glycymeris grewingki*, *Macoma optiva*, *Spisula brevirostrata*, *Neptunea lirata* и др. Наличие относительно теплолюбивых форм *Chlamys* и *Glycymeris* в Тачилни может расцениваться как свидетельство того потепления, которое имело место в позднеэтолонское время на Камчатке.

Выше разрез настраивается формацией Тугидак. Она сложена чередованием песчаников, алевролитов и конгломератов и содержит гальку ледниково-морского происхождения; мощность до 1500 м. Распространена она на о-вах Тугидак и Чирикова. Собранные в ней остатки моллюсков позволяют сопоставлять ее с Берингскими и Анвильскими отложениями Номы (поздний плиоцен — эоплейстоцен). Здесь отмечен ряд холодноводных форм: *Astarte elliptica*, *A. hemicimata*, *A. cf. nortonensis*, *A. montagui*, *Buccinum cf. glaciale*, *Colus cf. spitsbergensis*, *Epitonium greenlandicum*, *Plicifusus cf. bruneus*, *Polinices pallidus*, *Tachynchus erosus* и др. Характерно, что в данном комплексе отмечаются виды атлантического происхождения (*A. elliptica*, *A. montagui* и др.) и в целом он является более холодным, чем современный комплекс этого же района. Это может связываться с открытием пра-Берингова пролива в конце плиоцена и поступлением арктических вод в Северотихоокеанский бассейн. Эндемики высоких широт составляют здесь 83%, западноамериканские виды — 10%, азиатские — около 5%.

Разрез верхнего палеогена и неогена северо-восточного побережья залива Аляски представлен фактически двумя формациями — Пул Крик (верхний эоцен — нижний миоцен) и Якатага (нижний миоцен — плиоцен). Первая представлена красноватыми аргиллитами и алевролитами, песчаниками, часто глауконитовыми (1500—2000 м); вторая серыми песчаниками и темными аргиллитами, с горизонтами гальки и гравия, конгломератами — до 80 м (от 1800 до 4000 м). Контакт между ними, видимо, диахронный, местами согласный, местами несогласный (Miller, 1957; Allison, 1978; Kanno, 1971; Мак Кой, 1982; Plafker, Addicott, 1974; Rau et al., 1977). Недавно впервые для этого района было предложено расчленение названных формаций на "зоны", основанные на моллюсках (Мак Кой, 1982). Снизу вверх в формации Пул Крик, по Мак Кой, можно выделить несколько зон: верхний эоцен — *Bathymbembix columbiana*, *Liracassis dalli*, *L. fax*; олигоцен — *L. rex*, *L. apta*, нижний миоцен — *L. durhami* и верхняя безымянная зона. Для нас интерес-

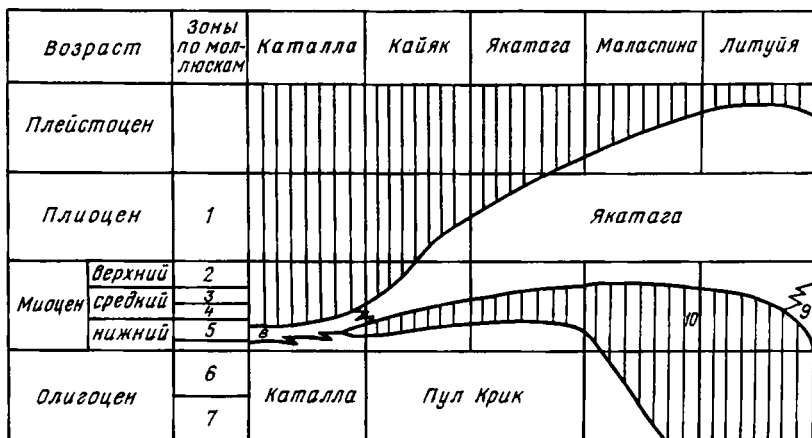


Рис. 13. Схема корреляции верхнепалеогеновых—неогеновых формаций восточного побережья Аляски (по: Мак Кой, 1982, с упрощением)

1 — *Lituyapecten dilleri*; 2 — *Lituyapecten lituyaensis*; 3 — *Lituyapecten poulcreekensis*; 4 — *Liracassis petrosa*; 5 — *Liracassis durhami*; 6 — *Liracassis apta*; 7 — *Liracassis rex*; 8 — Паффи конгломерат; 9 — формация Топси; 10 — перерыв

но, что верхние две зоны содержат ряд форм, которые позволяют их сопоставлять с Пилларским ярусом нижнего миоцена (*Vertipecten fucanus*, *Acila gettysburgensis*, *Pitar arnoldi*, *Solemya dalli*, *Antistrolepis rearensis*, *Epitonium clallamensis*, *Pseudofusus stewarti*, *Anadara aff. osoenti*, *Panomya arctica*). Если нижние зоны характеризуются умеренно теплыми комплексами, то верхние — относительно холоднолюбивыми (*Panomya* и др.) (рис. 13).

Формация Якатага, перекрывающая формацию Пул Крик, отличается наличием валунов и гальки, происхождение которых связывается с деятельностью ледников прошлого (Plafker, Addicott, 1974). Наиболее древние слои этой формации ("нижняя часть формации", по Плафкеру) вскрываются на о-ве Кайяк, где они вмещают остатки *Acila gettysburgensis*, *Solemya dalli* и др., которые типичны для Хуанского и Пилларского ярусов (верхний олигоцен—нижний миоцен). Остатки бентосных фораминифер из этой части разреза близки комплексам Земорского яруса. Однако такая корреляция считается достаточно условной.

"Верхняя часть формации Якатага", по Плафкеру, обнажается в районе Якатага—Литуйя. В 1976 г. Плафкер и Аддикот в качестве типового разреза этой формации предложили разрез верхов Пул Крик. Там в самых низах отмечена *A. gettysburgensis*, не встречающаяся выше Пилларского яруса, и фораминиферы Сащесского и Релизского ярусов (т.е. нижнего миоцена). Это позволяет сделать вывод, что эти слои по возрасту соответствуют верхней части формации Пул Крик. Стратиграфически выше этих слоев обнаружены аналоги Ньюпортского яруса (самые верхи нижнего миоцена—низы среднего миоцена). Здесь отмечены *Mascoma arctata*, *Moloporphorus matthewi*, представители рода *Ratinopecten*, неизвестные древнее Ньюпортских толщ. Выше в 30 м над основанием формации, в районе Якатага, отмечены аналоги Уишакаанского яруса — появление *Siliqua*, *Yoldia* (*Cnesterium*), *Yabepecten*, *Miagipecten*, которые стратиграфически ниже не отмечаются. Этот комплекс включает также *Mya truncata*, *Solamen cf. columbianum*, *Laquens californianus*, *Bittium cf. frankeli* (данные Эрией и Мак Коя). Еще выше выявлены толщи, которые могут сопоставляться с Грейзским и Моклипским ярусами (верхний миоцен—плиоцен), однако границы здесь пока достаточно провизорные. Аналоги Грейзских слоев характеризуются *Yabepecten condoni*, а Маклипских — *Lituyapecten dilleri*. В верхней части формации (в 2438 м над ее подошвой) отмечены *Astarte aff. elliptica* (= *A. alaskensis*), *Chlamys*

chaixensis, C. lioica, которые позволяют наметить аналоги Берингийских и Анвильских слоев верхнего плиоцена—эоплейстоцена.

При расчленении формации Якатага, по Мак Кою, может использоваться смена в разрезе видов *Lituyapecten*, *Acila*, *Neptunea*, *Turritella*. Снизу вверх здесь выделены зоны *Lituyapecten poulcreekensis* (средний миоцен), *L. lituyaensis* (верхний миоцен), *L. dilleri* (нижний плиоцен) (см. рис. 18). Для отдельных частей формации характерны *Globigerina pachyderma*, находки которой используются в ряде случаев для палеоклиматических построений.

Отдельно следует сказать о формации Якатага о-ва Мидлтон. Она достигает здесь 1181 м и представлена ледниково-морскими толщами (песчаники, глины с галькой, алевролиты, конгломераты). По мнению Миллера, Гопкинса и др., она соответствует верхнеплиоцен-плейстоценовой части ранее описанной одноименной формации района Литуйя. Однако палеомагнитные исследования, проведенные здесь, показали, согласно Плафкеру, наличие отрицательной зоны Матуяма, а в самой нижней части разреза — положительных эпизодов, видимо, Олдувай или Гилза, что говорит, скорее, об эоплейстоценовом возрасте формации.

Остатки моллюсков отсюда говорят о том, что вмещающие их слои моложе, чем Тачилин Аляски, и не древнее отложений Берингийской трансгрессии. Здесь отмечены *Astarte elliptica*, *A. montaqui*, *A. rollandi*, *Chlamys islandica kanagae*, *C. cf. picoensis chinkopecten*, *C. tugidakensis*, *Neptunea lyrata altispira*, *Nuculana pernula*, *Buccinum glaciale*, *B. plectrum*, *Epitonium greenlandicum*, *Plicifusus kloyeri*, *Polinices pallidus* и др. Среди хлямисов и нептуней имеются вымершие формы. Наличие *C. tugidakensis*, *C. cf. picoensis* прямо позволяет сопоставлять эти же толщи с формацией Тугидак о-ва Кодьяк. Присутствие же астарта говорит о возможности сопоставления с Берингийско-Анвильским уровнем.

Моллюски этой формации свидетельствуют об относительной холодноводности древнего бассейна. Около 35% видов комплекса, по Аллисону, принадлежит циркумбореальным таксонам (*Astarte elliptica*, *A. montaqui*), несколько видов ныне не обитают в данном месте и отмечаются лишь в более северных районах Берингова моря (*Nuculana pernula*, *Portlandia cf. arctica*, *Beringius frielei*, *Buccinum tenue luyegum* и др.). В основном эта фауна имеет северитихоокеанское происхождение. В этой же формации найдены остатки диатомей (*Thalassiosira oestruppi*) и силикофлагеллят (*Distephanus plyactis*) плиоцен-плейстоценового возраста, а также *Globigerina pachyderma* (декстральные формы), *Elphidium clavatum*, *Buccella frigida* и др.

По данным Рау и др., который подытожил последние микропалеонтологические материалы (Rau et al., 1977), в разрезах северо-восточной части залива Аляски комплексы бентосных фораминифер позволяют намечать аналоги некоторых регионов Калифорнии. Прежде всего бентосные фораминиферы подтверждают расчленение разреза на палеогеновую и миоценовую части.

Для верхнего эоцена характерны *Plectofrondicularia packardi packardi*, *Bullimina sculptilis*, *Cassidulina galvinensis*, *Uvigerina cocoaensis*, *Sigmomorphina pseudoschenski*, для олигоцена (Земорский ярус) — *Anomalina californiensis*, *Buccella mansfieldi oregonensis*, *Cassidulina crassipunctata*, *Elphidium minutum*, *Florilus incisum*.

Саецский и Релизский ярусы (нижний—средний миоцен) охарактеризованы *Siphogenerina kleinpelli*, *S. branneri*, *S. transversa*, *Bolivina marginata*, *Bullimina inflata alligata*, *Rotalia becki*, *Uvigerinella obesa impolita*. Комплексы верхнего миоцена—плиоцена представлены *Melonis zaandamae*, *Anomalina grabrata*, *Cibicides mckannai*, *Cassidulina tortuosa*. Наконец, плиоцен—плейстоцен характеризуется *Cassidulina tortuosa*, *C. californica*, *Elphidium clavatum*, *E. bartletti*, *Elphidiella oregonensis*, *E. nitida*.

Следует сказать особо об отложениях Берингийской и Анвильской трансгрессий района Нома Аляски, сведения о которых исчерпывающе освещены Д. Гопкинсом (Гопкинс, 1965; Hopkins, 1972). Эти отложения (песчаники и глины с галькой,

мощность несколько метров) разделяются моренными образованиями Айрон Крик. Одно время было высказано предположение, что Анвилльские слои входят в состав Берингийского горизонта, но позже (Hopkins et al., 1974) они были вновь разъединены: Берингийские слои стали относиться к верхней части плиоцена, Анвилльские — к зоплейстоцену. Берингийские комплексы моллюсков включают 60 видов, из которых около 30% вымершие формы (*Astarte nortonensis*, *A. diversa*, *A. hemisumata*, *A. actis*, *Yoldia* aff. *supraoregona*, *Macoma incongrua*, *Fortipecten hallae*). По Гопкинсу, эти слои моложе 3—3,5 млн лет; они перекрываются отрицательно намагниченными лавами с абсолютным возрастом около 2,2 млн лет. Аналоги Берингийских слоев встречены в разных частях Аляски. Кроме вышеуказанных мест (прежде всего о-ва Мидлтон) отметим о-в Св. Георгия, где имеются вулканогенные толщи и лавы, перекрывающие Берингийские слои, а также р-н Кивалина (арктическое побережье Аляски). В последнем районе отмечены остатки *Fortipecten hallae*, *Astarte hemisumata*, *A. nortonensis* и пр., которые сближают вмещающие их толщи с Берингийскими слоями.

Из анализа рассмотренных данных по ископаемым комплексам Аляски следует несколько выводов. Если климатические условия на западном побережье залива Аляски в миоцене были схожи с условиями западных районов США (с поправкой на разницу широт), то на северо-восточном побережье климат был холоднее, что было связано с локальным оледенением этого района, начавшимся около 20 млн лет назад. Правда, по Аллисону, температуры поверхности морских вод и здесь временами менялись, а не были минимальными, и только в позднеплиоценовое (Берингийское) время наступило весьма заметное похолодание (температуры были ниже современных).

На западном побережье залива азиатские элементы фауны распространены более представительно, чем на восточном, хотя в течение миоцена происходило их заметное сокращение. Комплексы североамериканского происхождения, которые являются относительно теплолюбивыми, характеризуют формации. Пул Крик, Нэрроу-Кэп и Беар Лейк. Относительно холодноводные фауны, отличающиеся заметным эндемизмом, отмечены в формациях Якатага, Тачилни, Тугидак (до 83% эндемиков). В целом эндемичных видов (в том числе видов, происхождение которых связано с высокими широтами Северной Пацифики) больше в толщах северо-восточной части залива Аляски. Их количество уменьшалось в периоды наступления тепловодных условий.

В позднеплиоценовое время произошло важное для данного региона событие — был открыт Берингов пролив. Это привело к появлению в Северной Пацифике циркумбореальных таксонов.

Об оледенениях Аляски

Указания на следы древних неогеновых оледенений Аляски можно найти во многих работах прошлых лет (Taliaferro, 1932; Miller, 1957; Plafker, 1967 и др.). В основном их выявление было связано с изучением ледниково-морских образований формации Якатага. Тиллиты и подобные им породы (с гальками и валунами) отмечаются почти в основании названной формации и — с той или иной степенью насыщения — встречаются по всему разрезу, включая и его верхние части. Найденные в 30—50 м выше основания формации района Якатага остатки левозакрученных *Turborotalia pachyderma* позволили предположить, что этот уровень соответствует основанию Монийского яруса — около 13 млн лет (Bandy et al., 1969). В южной части Аляски (горы Урангела) Дентон и Армстронг получили абсолютные датировки для ряда горизонтов тиллитов (Denton, Armstrong, 1969). Они изучили ряд разрезов, в которых можно было видеть последовательную смену от 1—5 до 12 горизонтов тиллитов в одном разрезе. Датировки (K/Ar) перемежающихся с ними лавовых потоков показали, что древнейшие тиллитовые породы приурочены к уровню

9—10 млн лет, хотя некоторые из них могут быть и древнее; два горизонта ограничены датами 8,8 и 2,7 млн лет, один горизонт соответствует уровню 3,6 млн лет. Перекрывающие их тиллиты (четыре горизонта) являются плейстоценовыми.

В работе Д. Гопкинса (Hopkins, 1972), где суммируются данные по оледенениям Аляски, высказывается предположение, что около 10 млн лет назад в этом районе началось горное оледенение. В интервале 8—2,5 млн лет оно было менее интенсивным, но после рубежа 2,5 млн лет оно вновь стало заметно влиять как на формирование в прибрежных зонах Аляски ледниково-морских толщ, часто большой мощности, как это отмечалось, например, на о-ве Мидлтон (Miller, 1953), так и на разнос галечного материала в пределах прилегающих районов Тихого океана. Некоторые геологи склонны связывать эти эпизоды оледенений, скорее, с сильными извержениями и поднятием горных хребтов, чем с похолоданиями. По Гопкинсу, например, наличие остатков буковых, найденных в осадках, которые сопоставляются с ледниково-морскими толщами плиоцена южной Аляски, говорит о достаточно теплом климате этой эпохи (Wolfe, 1969; Hopkins, 1972). По его мнению, тундровая растительность появилась здесь, скорее всего, в начале плейстоцена. Если учесть, что в раннем плиоцене имел место прохорез тихоокеанских бореальных комплексов моллюсков в Атлантику через Арктику, которая, видимо, была свободна ото льда (Durham, Mac Neil, 1967; Гладенков, 1978), то суждения об относительно теплом климате этого времени не кажутся беспочвенными. Похолодание стало прогрессировать в конце плиоцена (появление гальки ледового разноса в толщах, чередующихся с базальтами с возрастом около 2 млн лет, на о-ве Св. Георгия, 56°30' с.ш.).

Подводя итоги последним данным о похолоданиях и оледенениях Аляски, Арментроут с соавт. недавно еще раз указали на несколько эпох похолоданий в неогене (Armentrout et al., 1978). Одно из них, на древнейшее, они относят к уровню 10—12 млн лет. Второе, небольшое, к отметке 9—8 млн лет. Затем — достаточно заметное — к интервалу 7—5 млн лет (именно с этого времени в разрезах появляется особенно много типичных ледниково-морских образований). В более молодых толщах, около уровня 2,4 млн лет, опять отмечается увеличение количества ледниковых образований; в интервале 4,2—3,2 млн лет точных данных о гляциальных отложениях на побережье залива Аляски нет. В то же время, по данным Гопкинса, "холодная" Берингийская трансгрессия, следы которой отмечаются в районе Номы и других местах, началась около 3—3,5 млн лет назад¹.

В связи с рассмотренными вопросами о климатических флуктуациях неогена Аляски интересными представляются данные Ингла об изменениях температур поверхностных вод океана в течение позднего миоцена—плиоцена в районе Тихоокеанского побережья — от Аляски до Мексики (Ingle, 1973). Он на основе изучения планктонных фораминифер и биофаций 10 разрезов (в том числе и морских скважин — 173, 177, 178) наметил несколько этапов поочередных миграций теплых (к северу) и холодных (к югу) водных масс (рис. 14).

Отмеченные в породах синистральные *Globigerina pachyderma* были интерпретированы им как показатели температуры воды менее 10°С. Субтропические (*Globigerinoides*) биофации начаты от изотермы 20—25°С. На рис. 14 видно, что по данным Ингла, в позднем миоцене имело место заметное похолодание, проявившееся в резком наступлении относительно холодных вод к югу вплоть до Мексики. Вторая миграция, более мелкая, холодных водных масс к югу произошла в самом позднем миоцене, а третья, более существенная, в позднем плиоцене. В четвертичное время субарктические биофации распространяются, как и в начале позднего миоцена, вплоть до широты Мексики. Раннеплиоценовое время характеризовалось, наоборот, миграцией теплых водных масс к северу (почти до южных

¹ Для сравнения укажем, что похолодания около 3,2 и 2,5 млн лет назад отмечаются, судя по палеомагнитным, изотопным и биостратиграфическим данным, в Центральной Пацифике (Burdle et al., 1978).

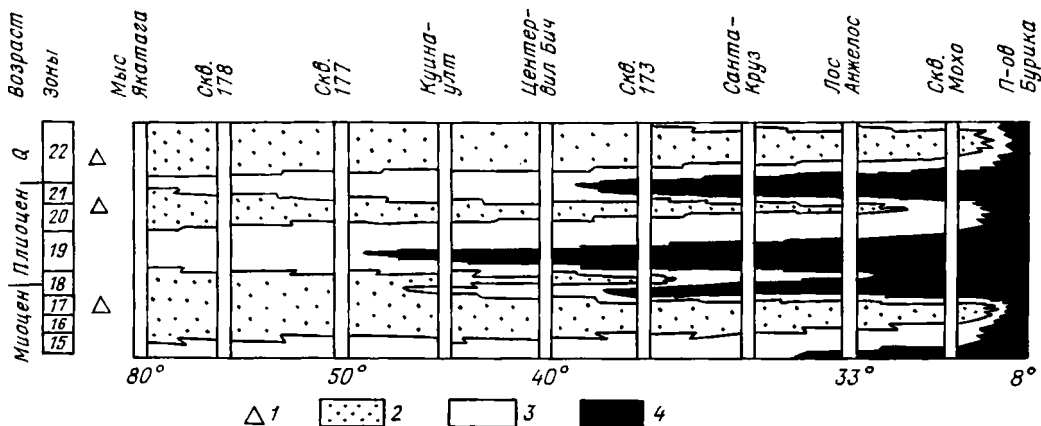


Рис. 14. Схема главных температурных осцилляций позднемiocенового—плиоценового времени в пределах Тихоокеанского побережья Северной Америки (на основе изучения планктонных фораминифер) (по: Ingle, 1973, с упрощением)

1 — похолодания в пределах Аляски. Биофауны: 2 — субарктические, 3 — умеренные, 4 — тропические и субтропические

берегов Канады). В целом это очень хорошо совпадает с картиной климатических неогеновых изменений, отмеченных для района Аляски. Вовсяком случае, три основных этапа горных оледенений Аляски (позднемиоценовый, позднеплиоценовый и плейстоценовый) достаточно четко коррелируются с этапами понижения температур поверхностных морских вод (или, говоря более осторожно, с этапами миграций холодных водных масс к югу). Правда, при анализе динамики морских течений прошлого надо учитывать гидродинамические особенности океанических вод, которые обуславливаются, конечно, не только климатическими, но и другими палеогеографическими причинами. В частности, на существование указанных течений могло влиять открытие и закрытие Берингова и Панамского проливов, изменение общей системы течений Тихого океана в прошлом, что еще остается не до конца расшифрованным, и т.д.

Если говорить о следах самых древних оледенений на Аляске, то сейчас существует мнение, что они имели локальный характер (горные массивы Аляски) и проявились, видимо, уже около 20 млн лет назад (Plafker, Addicott, 1976). По мнению Аллисона (Allison, 1978), преувеличивать масштаб неогеновых похолоданий Аляски в связи с горными оледенениями, однако, не следует. Он специально подчеркивает, что температура морских вод не была столь низкой, чтобы в миоцене и раннем плиоцене залив Аляски характеризовался холодноводными (арктическими) условиями. Однако это соображение, с нашей точки зрения, не означает, что определенные климатические колебания в прошлом не имели места в этом районе и задача, видимо, сводится к тому, чтобы понять взаимосвязь всех явлений, которые с разных сторон проливают свет на климатические события прошлого.

СССР (ДАЛЬНИЙ ВОСТОК)

В последние годы анализу становления дальневосточных стратиграфических схем было уделено достаточно большое внимание, и поэтому интересующихся этим вопросом мы отсылаем к соответствующей литературе (Криштофович, 1964; Гладенков, 1972, 1978; и др.). Однако о некоторых характерных особенностях этих схем хотелось бы напомнить. Долгие годы они строились в значительной мере изолированно, и только относительно недавно они стали рассматриваться в тесной связи со схемами сопредельных областей, с учетом достижений тихоокеанской и мировой стратиграфии.

Как говорилось выше, последние годы были для дальневосточной стратиграфии во многих отношениях знаменательными: в 1974 г. было проведено межведомственное стратиграфическое совещание, а в 1979 и 1983 гг. — проведены XIV и XV сессии Тихоокеанского научного конгресса, соответственно в Хабаровске и в Новой Зеландии, которые много внимания специально уделили кайнозою Северо-Восточной Азии.

Как уже указывалось, ярчайшим достижением кайнозойской стратиграфии последних десятилетий является, бесспорно, создание зональной шкалы тепловодных областей. Однако, к сожалению, тепловодный планктон, на основе которого выделяются третичные зоны, в бореальных областях практически отсутствует. И здесь приходится искать другие пути в расчленении и корреляции кайнозойских толщ. Что же уже сделано и что предстоит сделать в этом отношении на Дальнем Востоке?

Прежде всего в двух словах о некоторых особенностях Дальнего Востока как геологического объекта. Данный район принадлежит к уникальным геологическим полигонам. Он расположен в зоне перехода от океана к континенту, в области развития молодых геосинклиналей с несформировавшейся континентальной корой. Изучение этой зоны сейчас имеет важное значение, с одной стороны, для расшифровки многих теоретических аспектов геологической истории океанов и континентов, а с другой — для определения направления поисковых работ. Стратиграф в своей работе встречает здесь много трудностей, о некоторых из которых речь уже шла ранее (Гладенков, Меннер и др., 1980). Среди них выделим следующие.

Данная территория, которая протянулась от Чукотки на севере до Сахалина и Курильских островов на юге более чем на 3,5 тыс км, охватывает разные климатические зоны — от полярных областей до южнобореальных районов. В связи с тем, что разновозрастные палеонтологические комплексы разных широт обнаруживают отличия, проведение прямых корреляций разрезов здесь часто затруднено.

В пределах данной территории выделяется много разновозрастных тектонических структур разного порядка. Это вынуждает выделять в них "свои" (региональные и местные) подразделения, корреляция которых часто затруднена (например, Камчатка во многом отличается от Сахалина и Корякского нагорья; в свою очередь, в каждом из названных районов намечается несколько структурно-фациальных зон, резко отличающихся по своей геологической истории).

В данной области преимущественное развитие получили геосинклинальные толщи неогена, для которых обычно характерны громадная мощность (до 3—4 и более км), значительный объем вулканогенных пород, частое изменение фациального состава толщ по разрезу и латерали, разнообразные перерывы и несогласия, "немые" (в палеонтологическом отношении) пачки.

Существует и "чисто палеонтологические" трудности в определении возраста осадочных толщ. Как уже говорилось, в пределах территории, относящейся в основном к бореальной области, остатки планктонных организмов с известковым скелетом встречаются в незначительном количестве. В то же время изученность других палеонтологических групп остается относительно слабой. Бентосные группы, которые часто используются в практике, часто обнаруживают сильную зависимость от фациального состава пород. Наконец, в прошлые годы корреляция осадочных толщ дальневосточных районов осуществлялась часто на основе литостратиграфии.

Дадим краткую характеристику основным районам распространения морских отложений неогена (с севера на юг). На Чукотке морские толщи вскрыты в Анадырской впадине. Здесь имеется мощный (до 3 км) разрез палеогена—неогена. Мощные неогеновые толщи (свыше 1 км) расположены на побережье Берингова моря — в Нижнехатырском прогибе Корякского нагорья (Волобуева, Красный, 1979).

В пределах Камчатки обычно выделяются три структурно-фациальные зоны:

западная, центральная и восточная. Каждая из них характеризуется определенным типом разреза. В западной зоне (Западнокамчатский прогиб) наиболее широко развиты морские отложения. Здесь находится стратотипический разрез палеогена — неогена Камчатки (Точилинский) — непрерывный и наиболее полно охарактеризованный палеонтологически: мощность неогена до 3,5 км. В центральной зоне (актиклинорные структуры Центральной Камчатки) широким распространением пользуются вулканогенные образования (до 2—3 и более км). Восточная зона построена наиболее сложно: здесь выделяется целый ряд прогибов и антиклинальных структур. Это обуславливает пестроту разрезов как поперек, так и вдоль этой зоны. Здесь развиты главным образом морские толщи, которые в ряде мест замещаются вулканогенными и угленосными фациями. Разрезы северо-восточной части этой зоны (о-в Карагинский и р-н Корфа) являются опорными. Мощность неогена до 1,5—3,0 км (Гладенков, 1978).

В пределах Сахалина (Жидкова и др., 1974) также выделяются несколько крупных структурно-фациальных зон: северо-северо-восточная, западная и восточная. В северо-северо-восточной зоне неогеновые отложения развиты широко (до 5 и более км). В западной зоне (Западносахалинский прогиб), где находится наиболее полный разрез кайнозоя, морские неогеновые толщи достигают мощности от 4 до 7 км. Наконец, в восточной части Сахалина также полно обнажаются неогеновые образования, мощность которых достигает 5 км. Курильские о-ва, где развиты преимущественно вулканические и вулканогенно-осадочные толщи неогена, образуют самостоятельную структурно-фациальную зону (Жидкова и др., 1972); в ее пределах изученность неогена остается пока самой слабой.

В прежние годы в каждом из названных районов (Корякское нагорье, Камчатка, Сахалин и Курильские о-ва) для крупных структурно-фациальных зон были выделены литостратиграфические подразделения — серии и свиты. Каждая серия, отвечающая наиболее крупным этапам седиментации, включает обычно несколько свит, которые в принципе близки американским формациям. При детальных работах было установлено, что границы свит в ряде случаев диахронны. Поэтому геологи Камчатки и Сахалина в исследованиях последних лет сделали в корреляциях упор на биостратиграфический метод. Именно изучение смены палеонтологических комплексов в разрезах позволило в каждом районе выделить реальные хроностратиграфические подразделения — горизонты или региоярусы (а в их пределах — местные зоны и слои).

К сожалению, данная область остается слабо изученной в геологическом и палеонтологическом отношении. Между тем именно с ней связываются сейчас большие перспективы в отношении полезных ископаемых.

В 40—50-е гг. при расчленении третичных толщ упор здесь делался преимущественно на литостратиграфическую корреляцию. Однако уже к концу 50-х гг. появились стратиграфические схемы, опирающиеся на горизонты, которые основывались в значительной мере на анализе органических остатков (особенно важным в этот период были биостратиграфические работы по моллюскам Л.В. Криштофович и А.П. Ильиной). Именно в конце 50-х гг. состоялись стратиграфические совещания (в 1957 г. в Магадане и в 1959 г. в Охе), которые утвердили схемы расчленения дальневосточного кайнозоя, сыгравшие огромную роль в проведении средне-масштабного геологического картирования.

За последние 20 лет в стратиграфических исследованиях были достигнуты новые успехи: увеличилась детальность биостратиграфических работ, различные палеонтологические группы стали изучаться комплексно, получили внедрение физические методы и т.д. Новым в биостратиграфических работах было, с одной стороны, появление первых попыток анализа палеонтологических комплексов с позиции этапности их развития и, с другой стороны — выявление зависимости комплексов от фациального состава вмещающих их пород. Если в первом случае речь шла об особенностях эволюции отдельных родов (среди моллюсков это были

палеотаксондонты и пектиниды — материалы В.О. Савицкого, А.Н. Синельниковой, автора и др.), то во втором — упор был сделан на расшифровку фаций и характеризующих их комплексов, что позволило устранить ряд ошибочных стратиграфических построений прошлых лет (например, были выявлены комплексы миоцена Восточной Камчатки А.С. Арсановым, А.Г. Цикуновым и др., считавшиеся ранее разновозрастными, и пр.).

Крайне важным также было получение данных по микрофауне и микрофлоре, которые позволили значительно уточнить прежние схемы.

Специально хотелось бы подчеркнуть, что за эти годы горизонты, как основная единица региональных шкал, получили более полное обоснование. Они позволили, с одной стороны, в ряде случаев детализировать названные шкалы, а с другой — выйти на более обоснованные региональные и широкие корреляции. И это, в значительной мере, опровергло появившееся было мнение о невысокой значимости "традиционных" бетоносных фаун, которые, как показала практика, сохраняют важное значение в региональных работах до сего времени.

В чем заключается важность выделения дальневосточных горизонтов? "Переход" на горизонты знаменовал собой фактически переход от литостратиграфии к хроностратиграфии, что имело принципиальное значение для создания реальных стратиграфических схем. Как указывалось выше, подобная же тенденция имела место в Японии и США. Переход от корреляции формаций и свит к хроностратиграфическим подразделениям позволил внести существенные уточнения в региональные построения.

Особенностью горизонтов и регионарусов является их соответствие определенным этапам развития бассейнов и населявшего их органического мира. Практика показала, что далеко не всегда можно выделить горизонты, которые прослеживались бы на всей площади Северитихоокеанской области. Поэтому в Северной Америке сейчас предложено выделять самостоятельные регионарусы для штатов Калифорния, Орегон, Вашингтон и Аляска, т.е. для областей, отличающихся как особенностями геологической истории, так и различным широтным (климатическим) положением.

В СССР подобный переход к выделению горизонтов тоже имеет место: региональные горизонты имеются в Корякском нагорье, на Камчатке и Сахалине и они тоже являются отражением этапности геологического развития названных районов. Если учесть их различное широтное положение в пределах Северитихоокеанской бореальной области, то в Дальневосточной подобласти, территориально охватывающей окраины Северо-Восточной Азии, для позднепалеогенового—неогенового времени можно наметить три основные провинции: Чукотско-Корякскую, Камчатско-Курильскую (Курильская, видимо, выделится в самостоятельную) и Сахалинскую. При этом Чукотско-Корякскую провинцию можно считать северобореальной, а остальные — южнобореальными, что достаточно четко фиксируется фаунистическими комплексами неогена. Сахалинская провинция, судя по свойственным ей палентологическим характеристикам, является, по сути дела, частью Сахалинско-Северояпонской провинции, которая на юге смыкается с Южнояпонской провинцией тропического пояса.

Комплексы отдельных провинций отличаются заметным процентом эндемиков (обычно не менее 10—25%) и характерным биогеографическим типом видов, отражающим определенные климатические условия. Сравнение данной схемы (см. рис. 1) со схемой биостратиграфического районирования современного шельфа, предложенной О.А. Скарлато (1981) на основе анализа распространения двустворчатых моллюсков с учетом степени эндемизма и пр. (рис. 15), показывает, что эти схемы, с одной стороны, близки, а с другой — имеют и отличия. Близки они сходным набором провинций, отличаются же определенным смещением некоторых широтных границ к северу (видимо, из-за более теплого климата неогенового времени по

Рис. 15. Биогеографическое районирование шельфа северо-западной части Тихого океана на основании анализа распространения двусторчатых моллюсков (по: Скарлато, 1981)

Северояпонская низкобореальная подобласть: 1 — Северояпонская провинция, 2 — Южносахалинская провинция. Берингийская высокобореальная подобласть: 3 — Северокурильская провинция, 4 — Охотоморская провинция, 5 — Командорская провинция (округ), 6 — Анадырский округ, 7 — Восточночукотский округ, 8 — южная и северная границы Тихоокеанской бореальной биостратиграфической области, 9 — граница между Северояпонской низкобореальной и Берингийской высокобореальной подобластями

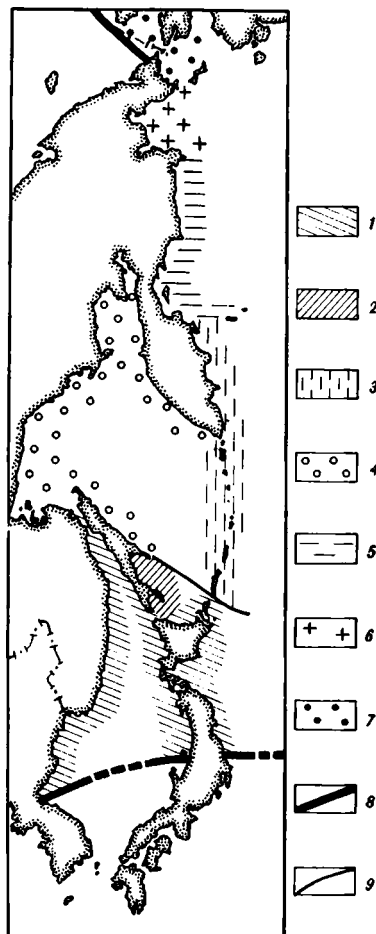
сравнению с современным)¹. Ранее нами было показано, что, например, в плиоцене границы определенных типов комплексов моллюсков были смещены к югу на 10—20° (Гладенков, 1978).

Как показывает анализ региоарусов и горизонтов различных районов, их объемы и границы совпадают не всегда. Например, ряд границ миоценовых горизонтов Камчатки и Сахалина (как и региоарусов Калифорнии и Вашингтона) обнаруживает несовпадение.

Выделение горизонтов является реализацией идей Н.И. Андрусова о региональных подразделениях, отвечающих этапности развития древних бассейнов. Однако при этом необходимо помнить, что горизонты Андрусова выделялись в полузамкнутых бассейнах, горизонты же Тихоокеанской области выделяются в открытых бассейнах, что сопряжено, безусловно, с большими трудностями. По своему объему горизонты открытых бассейнов обычно крупнее горизонтов полузамкнутых морей. Практическое выделение горизонтов в значительной мере определяется устанавливаемой сменой комплексов в разрезе. Эта смена обусловлена как эволюционным развитием комплексов (филогенетический аспект изменения отдельных групп), так и палеогеографическими причинами (миграция комплексов и пр.). Весьма часто разделить эти составляющие на практике очень трудно. Здесь для стратиграфии самым главным, пожалуй, является установление самого факта однотипной последовательности органических остатков в разрезах на большой площади. Эта гомотаксальность не может считаться случайной и, чем бы она ни объяснялась, ее можно использовать для выявления синхронных уровней в разрезах и их корреляций.

Например, на миоценовом уровне повсеместно в пределах Северо-Восточной Азии (как на Камчатке, так и в Японии) появляется характерная группа видов пектинид *Cosibensis cosibensis*, *Nanorochlamys anapleus* и пр., а в плиоцене другая группа — *Fortipecten takahashii*, *Chlamys heterogeypa*, *Swiftopecten kindlei* и др., что, видимо, отражает развитие кайнозойских пектинид северо-западной части Тихого океана. Можно привести много подобных примеров (по иолдиям, туррителлам, арцидам и др. группам), показывающих сходство в последовательности древних комплексов в разных районах.

Говоря о горизонтах и о детализации местных шкал, нельзя не упомянуть



¹ В течение неогена эти границы смещались не раз: в периоды потеплений — к северу, в периоды похолодания — к югу. Поэтому предложенная схема биостратиграфического районирования для неогена является, естественно, обобщенной.

о палеогеографическом и палеоэкологическом аспектах исследований, сопровождающих выделение горизонтов. Сам принцип выделения этих подразделений — на основе выявления этапности развития бассейна — предопределяет широкое использование экостратиграфического и палеогеографического метода. Но, конечно, палеогеографические работы здесь должны не ограничиваться выявлением тех или иных гамм фаций, на чем, к сожалению, часто останавливаются палеоэкологи, а направляться на расшифровку истории древних бассейнов, динамики их развития, на понимание общих закономерностей эволюции, свойственных подобным бассейнам. Кстати, палеогеографии и палеоэкологии сейчас особое внимание уделяется американскими и японскими геологами. Фактически все их монографии и крупные статьи включают главы или разделы, посвященные палеогеографическим проблемам. Помимо этого, по данным проблемам выходят и специальные исследования, среди которых большой интерес, в частности, представляют работы, показывающие, как с помощью палеоэкологии достигается существенная детализация местных стратиграфических схем.

К началу 70-х гг. накопленные геологические материалы (в частности, по новым корреляциям бентосных комплексов моллюсков и фораминифер Дальнего Востока, Японии и Северной Америки) показали, что дальневосточные шкалы кайнозоя нуждаются в развитии (Гладенков, 1971; Синельникова, Друщиц, 1971; Челебаева, 1971). В свете новых данных был поставлен вопрос о пересмотре возраста ряда горизонтов Камчатки и Сахалина. На стратиграфическом совещании в Петропавловске-Камчатском в 1974 г. были внесены изменения: некоторые "миоценовые" горизонты Камчатки (аманинский и гаххинский) отошли к палеогену, "плиоценовые" свиты (этолонская, эрмановская) — вошли в состав миоценовых подразделений, а толщи, относившиеся ранее к постплиоцену (энемтенская свита), стали плиоценовыми и т.д. Хотя и в новых схемах остались не совсем решенными некоторые вопросы (в частности, о нижней границе миоцена, о точном разделении миоцена на подотделы и др.) тем не менее эти схемы выглядят значительно более реалистично, чем прежние, и это находит отражение в материалах по разным палеонтологическим группам.

Специально следует подчеркнуть, что в 70-е гг. все большую роль в увязке стратиграфических схем Северной Пацифики начинают играть организмы с кремниевым скелетом — прежде всего диатомовые. Это относится в первую очередь к среднемиоцен-плиоценовому интервалу. Во многих случаях эти данные помогли осуществить более реальное расчленение разрезов отдельных районов (маруямская свита Сахалина, какертская и этолонская свиты Камчатки) и более четко, чем раньше, сопоставить их с зональными подразделениями, выделенными в океанических осадках. Использование зональной шкалы в корреляции шельфовых разрезов с океаническими имело само по себе важное значение. Вместе с тем оно оказалось чрезвычайно важным и для проверки корреляционных выводов, полученных по другим группам (прежде всего бентосным). Сейчас эти материалы активно публикуются в печати, и здесь можно ограничиться лишь одним примером, наиболее близким автору, — о-вом Карагинским. В этом районе Восточной Камчатки большие трудности возникли с расчленением миоцен-плиоценовых толщ. Моллюски позволили уверенно выделить плиоценовые отложения (слои с *Fortipecten takahashii*—*Astarte diversa* в составе лимимтэваямской свиты), но определение точного возраста нижележащих свит — мыса Плоского и юньюнваямской — встретило трудности. Только после изучения диатомей стало ясно, что названные свиты относятся к среднему и в основном верхнему миоцену (зоны *Denticulopsis lauta*—*D. hustedtii*—*D. hustedtii*). Причем одновременно были выявлены следы нескольких перерывов, расшифровка которых имеет важное значение для палеогеографических построений, один — в среднем и два — в верхнем миоцене (Гладенков и др., 1982).

Ниже следовало бы разобрать горизонты Камчатки и Сахалина. Но в недавно опубликованном "Атласе..." (1984) была дана исчерпывающая характеристика

западнокамчатским горизонтам, а в публикации 1982 г. освещены особенности южносахалинских горизонтов (Жидкова и др., 1982). Поэтому мы отсылаем читателя к этим работам, а чтобы показать степень палеонтологического обоснования дальневосточных разрезов, приведем характеристику двух опорных разрезов неогена дальневосточного региона — Западной Камчатки (Точилинский разрез) и Южного Сахалина (Макаровский разрез) в сравнительном плане. Выбор этих двух разрезов обусловлен их достаточно детальной изученностью: каждый из них охарактеризован комплексами диатомей, моллюсков, фораминифер, флоры и пр. (Братцева, 1980; Гладенков и др., 1980; Жидкова и др., 1982; Синельникова и др., 1976, 1979; Серова, 1978).

Выделение горизонтов в этих разрезах проведено с учетом этапности геологического развития каждого региона, отразившейся в смене палеонтологических комплексов и, в определенной мере, в специфике седиментации. Смена комплексов обусловлена прежде всего эволюцией тех или иных групп или значительными палеогеографическими явлениями. В пределах горизонтов часто можно выделить более дробные подразделения — лоны или "слои" с фауной, которые используются пока только как местные подразделения (анализ слоев Точилинского разреза дан в разделе, посвященном детализации стратиграфических схем).

Следует отметить, что в бентосных комплексах определенное количество видов является эндемиками или принадлежит к формам широкого возрастного диапазона. Поэтому для сравнительно широких корреляций обычно используется лишь часть бентосных комплексов. Однако в региональном и межрегиональном масштабе их роль при сопоставлениях и детализации разрезов остается высокой. Так, на основе этого сходства строится сопоставление разрезов Западной и Восточной Камчатки (рис. 16), приведена их краткая характеристика и отражено общее положение комплексов моллюсков и диатомовых. На такой же основе осуществляется корреляция неогеновых подразделений, выделенных по различным палеонтологическим группам в опорных разрезах Западной Камчатки и Южного Сахалина. При этих корреляционных построениях принимаются во внимание данные по выявленным в последние годы климатическим флуктуациям прошлого.

Анализ камчатских и сахалинских толщ показывает, что на палеонтологической основе в них в стратиграфическом порядке (снизу вверх) выделяются следующие уровни:

1. Верхняя часть палеогена (эоцен?—олигоцен) — амагинско-гакхинский (за исключением низов) горизонт и, видимо, часть утхолокско-вивентекского горизонта Камчатки (К) и аракайский горизонт (гастелловская свита) Сахалина (С).

Моллюски¹: К — *Yoldia nitida* (= *Y. yotsukurensis*), *Y. longissima* (= *Y. sobrina*), *Y. cerussata* (= *Y. watasei*), *Y. biremis*, *Periploma bessohoensis*, *Papyridea harrimani*, *Turritella tokunagai*; С — *Papyridea matschigarica*, *Yoldia caudata*.

Фораминиферы: К — *Melonis shimokinensis*, *Gavilina grabrata*, *Criboelphidium sumitomo*, *Cyclamina pacifica*, *Globocassidulina globosa*, *Marginulina eratana*, *Haplophragmoides asagaensis*, *Dentalina soluta*, *Globulina dibba*, *Glanulina laevigata*, *Cibicides lobatulus*; С — *Reophax tappuensis*, *Haplophragmoides ex gr. laminatus*.

Диатомей: К — *Pseudotriceratium radiosoreticulatum*, *Pyxilla aff. prolongata*, *Cosmiodiscus normanianus*, *Stephanopyxis spinosissima*, *B. grunovii*, *Kisseleviella carina*.

Пыльца: К — представители лесов (*Pinus*, *Tsuga*, *Cedrus*, *Myrica*); С — *Podocarpus*, *Tsuga*.

2. Нижний миоцен, возможно, верхняя часть утхолокско-вивентекского горизонта, кулувенский горизонт Камчатки и холмско-невельский и чеховский горизонты Сахалина.

Моллюски: К — *Mytilus tichonovitchi*, *Spisula equilateris*, *Peronidia T-matsumotoi*; С — *Mytilus ochotensis*, *M. tichonovitchi*, *Chlamys kaneharai*.

¹ Здесь и далее указываются преимущественно виды с широкими ареалами и преобладающие формы.

Зоны по диатомовым	Западная Камчатка			Возраст	Северо-Восточная Камчатка			Зоны по диатомовым
	Литология	Комплексы моллюсков	Свиты		Свиты	Комплексы моллюсков	Литология	
?	?	?	?	EQ	Тусатуваямская	<i>Astarte alaskensis</i>		<i>D. seminae</i> f.
					Усть-лимимтэ- ваямская	<i>Astarte diversa</i>		<i>D. seminae</i> f. <i>D. kamtschatica</i>
<i>D. kamtschatica</i>		<i>Fortipecten takahashii</i>	Энемтенская	Плиоцен	Лимимтэваям- ская	<i>Fortipecten takahashii</i>		<i>D. kamtschatica</i>
<i>D. hustedtii</i>		<i>Anadara obispoana</i>	Эрмановская		Юньюнваямская	<i>Nuculana majamraphensis</i>		<i>D. hustedtii</i>
<i>D. lauta</i> — <i>D. hustedtii</i>		<i>Chlamys daishakaensis</i>	Этолонская	Средний миоцен	Мыса Плоского	<i>Yoldia epilongissima</i>		<i>D. hustedtii</i> — <i>D. lauta</i>
<i>D. lauta</i>		<i>Yoldia epilongissima</i> <i>Macoma optiva</i>	Какертская		Ежовый горизонт	<i>Macoma optiva</i> , <i>Dosinia rumoensis</i>		
		<i>Chlamys kanecharai</i>	Ильинская	Нижний миоцен	Пестроцветная	<i>Yoldia chojensis</i> , <i>Serrites</i> gr.		
		<i>Yoldia chojensis</i> , <i>Mytilus tichanovichi</i> , <i>Serrites</i> gr.	Кулувенская		Песчаники с латернула	<i>Laternula besshocasis</i>		
		<i>Yoldia posneri</i> <i>Laternula bessbeensis</i>	Вивентекская	Олигоцен	Ильхатунская	<i>Yoldia watasei</i> , <i>Nemocardium iwakiense</i> , <i>Trominina japonica</i>		
		<i>Ostera gakhensis</i> <i>Yoldia watasei</i>	Утхолокская					
			Гакхинская					



Фораминиферы: К — *Pseudoelphidiella subcarinata*, *Pseudononion kishimaense*, *Melonis soldanii*, *Asanospira carinata*, *Elphidium kushiroensis*, *Pseudoelphidiella hannai*, *Guttulina pacifica*; С — *Pseudoelphidiella subcarinata*, *Cyclammina obesa*, *Gyroldina orbicularis*.

Пыльца: К — представители хвойных лесов с примесью широколиственных (*Pinus*, *Tsuga*, *Taxodiaceae*); С — *Tsuga*, *Taxodium*, *Tapa*.

3. Верхняя часть нижнего (?) и нижняя часть среднего миоцена — ильинский горизонт и нижняя часть какертского горизонтов Камчатки; верхнедуйский горизонт (возможно, с аусинскими слоями) Сахалина.

Моллюски: К — *Chlamys kaneharai*, *Penitella kotakae*, *Ponomya elongata*, *Lucinoma hannibali*, *Polinices ramonensis*, *Margarites costalis*, *Yoldia thraciaeformis* (появление).

Фораминиферы: К — *Ammonia takanabensis*, *Pseudoelphidiella problematica*; С — *Miliammina complanata*, *Asteroammonia borovleva*, *Ammodiscus macilentus*.

Диатомовые: К — *Denticulopsis lauta*, *Actynocyclus ingens*, *Coscinodiscus endoi*; С. *symbolophorus*, *Stephanopyxis schenckii*, *S. corona*.

Листовая флора: С — *Acer ezoamum*, *Fagus antipofii*, *Quercus*, *Castanea*.

Пыльца: К — хвойно-широколиственные леса с *Taxodium*, *Fagus* (до 36%); С — *Taxodiaceae*, *Juglandaceae*, *Tapa*, *Parthenocissus*.

4. Средний миоцен — какертский (основная часть) горизонт Камчатки и, видимо часть аусинского горизонта и нижняя часть курасийского горизонта Сахалина.

Моллюски: К — *Chlamys cosibensis cosibensis*, *Securella ensifera* *Macoma optiva* (появление); С — *Yoldia thraciaeformis* (появление) *Macoma optiva* (появление), *Mizuchopecten subyessoensis*.

Фораминиферы: С — *Asteroammonia katangliensis*, *Cyclammina praecancellata*.

Диатомовые: К — *Denticulopsis lauta*, *D. hustedtii*, *Thalassiosira manifesta*, *Coscinodiscus gracilis*, С — *Denticulopsis lauta*, *Stephanopyxis schenckii*, *Goniothecium tenue*.

Радиолярии: С — *Lichnocanium nipponicum*.

5. Средний миоцен (возможно, частично верхний миоцен) — этолонский горизонт Камчатки и низы курасийского и маруямского горизонтов Сахалина.

Моллюски: К — *Chlamys daishakaensis*, *Chl. cosibensis cosibensis*, *Chl. cosibensis heteroglypta*, *Securella ensifera chehalisensis*, *Anadara tsudai*, *A. ninohensis*, *Neptunea pluricostulata*; С — *Thyasira disjuncta alta*.

Фораминиферы: К — *Anomalinoidea altamiraensis*, *Cibicidoides malloryi*, *Trifarina kokozuraensis*, *Elphidiella tenera*, *E. nagaoui*, *Discorbis opercularis*, *Criboelphidium subarcticum*, *Sigmomorphina setahensis*, *Perfectnonion subgrasosus*; С — *Epistominella pacifica*, *Islandiella laticamerata*.

Диатомовые: К — *Denticulopsis lauta*, *D. hustedtii*, *Thalassiosira undulosa*, *T. kryophila*, *T. excentrica*, *Stephanopyxis miocenica*; С — *D. hustedtii*.

Пыльца (для горизонтов 4—5): К — хвойные леса с примесью широколиственных (*Taxodium*, *Tsuga*, *Picea*, *Juglans*, *Ulmus*, *Fagus* — местами до 12%); С — *Taxodiaceae*, *Pinus*, *Alnus*.

6. Верхний миоцен — эрмановский горизонт Камчатки и маруямский горизонт Сахалина.

Моллюски: К — *Anadara obispoana*, *Acila blancoensis*, *Mulineia densata*, *Turritella fortilirata habei*, *Septifer margaritanus*, *Mytilus kawai*, *Glycymeris coalingsensis*; С — *Spicula voyi*, *Mya truncata*.

Диатомовые: К — *Melosira praedistans*, *M. praegranulata*, *M. praeislandica*.

Листовая флора: К — хвойно-широколиственные леса, с участием южнобореаль-

Рис. 16. Неогеновые опорные разрезы Западной и Восточной Камчатки

1 валуны, 2 алевролиты, 3 туфы, 4 слои с диатомовыми, 5 конгломераты, 6 диатомиты, 7 — уголь, 8 — повышенное содержание термофильных элементов, 9 — песчаники, 10 — кремнистые породы, 11 — абсолютный возраст (млн лет) (K:Ar), 12 — комплексы с *Fortipecten takahashii*, 13 — с *Macoma optiva* — *Yoldia thraciaefamis*, 14 — появление *Serripes*, 15 — *Yoldia watasei*

ных элементов *Osmunda sachalinensis*, *Ginkgo* ex gr. *adiantoides*, *Salix alaskana*, *Populus sambongii*, *Juglans*, *Pterocarya*, *Carpinus*.

7. Плиоцен (нижняя часть) — энемтенский горизонт Камчатки и нижняя часть помырского горизонта Сахалина.

Моллюски: К — *Fortipecten takahashii*, *F. kenyoshiensis*, *Anadara trilineata trilineata*, *Securella securis*, *Chlamys piltunensis*, *Swiftopecten swiftii kindlei*; С — *F. takahashii*, *Spisula densata*.

Фораминиферы: К — *Pseudoelphidiella oregonensis*; С — *P. oregonensis*, *Saidovella nagai*.

Диатомовые: К — *Denticulopsis kamtschatica*, *Paralia sulcata*, *Thalassiosira zabelinae*, *T. gravis* f., *Coscinodiscus marginatus*, *Stephanopyxis nipponica*; С — *Thalassiosira zabelinae*.

Пыльца (для горизонтов 6—7): К — хвойные леса с примесью сережкоцветных (*Picea*, *Pinus*, *Abies*, *Alnus*, *Betula*, *Salix*, *Ericaceae*); С — *Pinus*, *Betula*, *Ericaceae*, *Tsuga*, *Alnaster*.

8. На Восточной Камчатке выделяется верхняя часть плиоцена (усть-лимимтэ-ваемский горизонт).

Моллюски: *Astarte nortonensis*, *A. diversa*, *A. actis*.

Диатомовые: *Denticulopsis seminae* f., *Thalassiosira gravis*, *Bacterosira fragilis*, *Melosira albicans*.

Пыльца: много *Picea*—*Eupicea*, *Picea Omorica*, *Betula*, *Alnus*, единично *Tsuga*.

Говоря о горизонтах Камчатки и Сахалина, еще раз напомним, что для определения их возраста и корреляций, намеченных в последние годы, важное значение имело комплексное изучение палеонтологических остатков. Именно потому, что при этих корреляциях используются материалы по разным группам, создаются предпосылки, с одной стороны, для контроля одних данных (полученных, например, по моллюскам) другими (базирующихся на фораминиферах или диатомовых), а с другой — для дополнения каких-либо неполных или нечетких характеристик, полученных по одной группе, сведениями, которые опираются на другие группы или данные других методик. В нашем случае имеется возможность использовать материалы по моллюскам, фораминиферам, а для неогеновой части разреза и по диатомовым, дополняя их в отдельных случаях сведениями по палинологии и абсолютному датированию.

Уже говорилось, что при осуществлении корреляций дальневосточных разрезов с разрезами сопредельных районов и определении возраста горизонтов встречается много трудностей, и эта процедура проходит далеко не просто. Отмечаемая в ряде случаев некоторая противоречивость в трактовке возраста свит и горизонтов, даваемая специалистами по разным палеонтологическим группам, не должна особенно удивлять: сказывается и разная степень изученности этих групп, и их особенности, и различие в методике, используемой теми или иными исследователями при расчленении разрезов.

С тем чтобы показать, каким образом осуществляются корреляции и специально подчеркнуть сопровождающий их деликатный подход к оценке тех или иных данных и их увязке, обратимся к конкретному примеру — западнокамчатским горизонтам, полная характеристика которых дана в литературе недавно (Аталас..., 1984).

При сравнении ископаемых комплексов западнокамчатских горизонтов с комплексами Сахалина, Японии и Северной Америки исследователь встречается прежде всего с трудностями, которые связаны со значительным эндемизмом фаун Западной Камчатки. Большой процент эндемиков моллюсков отмечается, например, в утхолокско-вивентеском и кулувенском горизонтах. В отличие от моллюсков, число эндемиков у фораминифер возрастает в более молодых горизонтах. Вместе с тем в древних комплексах отмечаются формы, которые обладают достаточно широкими ареалами, но часто имеют относительно широкий возрастной диапазон, чем, естественно, снижается их коррелятивное качество.

Таблица 35

Корреляция верхнепалеоген—неогеновых горизонтов Западной Камчатки
с одновозрастными толщами Сахалина и Японии

Возраст		Западная Камчатка	Южный Сахалин Макаровский р-н	Северная Япония Хоккайдо, р-н Исикари				Зоны по диатомовым	Возраст
Плиоцен		?						D. seminae f. D. seminae f./D. kam.	Плиоцен
		Энемтенский	Помырский	Такикава				D. kamtschatica	
Миоцен	верхний	Эрмановский	Маруямский	Ойваке				D. hustedtii	Миоцен
	средний	Этолонский	Курасийский	Иванисава				D. hustedtii/ D. lauta	
		Какертский	Аусинский	Кавабата					
		Ильинский	Верхнедуйский	Такиноуе					
	нижний	Кулувенский	Чеховский	Асахи				D. lauta	
			Невельский						
Холмский									
Оligоцен		Аманинско-такхинский	Аракайский	Момидзияма					Оligоцен
Эоцен			(«Гастелловский»)	Поронай					Эоцен

Тем не менее палеонтологические характеристики камчатских горизонтов достаточно четко обособлены, что и позволяет использовать их как для региональных, так и для межрегиональных корреляций. Их обособленность подчеркивается в ряде случаев синхронными изменениями разных ископаемых групп, отражающих определенную этапность развития древнего бассейна.

Анализ горизонтов показывает, что в определении возраста многих из них у специалистов по разным группам имеется полное или почти полное совпадение мнений. Если обсуждать возраст горизонтов (табл. 35) в стратиграфическом порядке сверху вниз¹, то самый первый горизонт, энемтенский, является примером в этом отношении достаточно показательным. Этот горизонт характеризуется комплексом моллюсков с *Fortipecten takahashii*, *Anadara trilineata trilineata*, *Securella securis* и др., фораминиферами с *Elphidiella oregonensis* и диатомовыми зонами *Denticulopsis kamtschatica*. Все эти комплексы являются чрезвычайно характерными для плиоценовых толщ северной части Тихоокеанской области и ее обрамления. Особенно четкая корреляция данного горизонта намечается с верхнемаруямскими и помырскими толщами Северного Сахалина и отложениями уровня Такикава Северной Японии, где присутствуют те же ассоциации с *Fortipecten*, а также с донными осадками ряда районов Тихого океана, относящимися к зоне *Denticulopsis kamtschatica*.

Эрмановский горизонт морской фауны охарактеризован слабо. При определении его возраста учитывается его стратиграфическое положение и наличие в его нижней части ряда морских моллюсков, часть из которых найдена в верхнемиоценовых формациях Северной Америки (*Septifer margaritanus*, *Anadara obispo-*

¹ Такой порядок (от молодых горизонтов к более древним) принят в данном случае в связи с тем, что возраст верхних горизонтов, имеющих относительно полную биостратиграфическую характеристику, устанавливается более достоверно, чем возраст нижних.

ана, *Acila blancoensis*, *Mytilus coalingensis* и др.). Бросается в глаза относительно небольшое содержание в эрмановском комплексе современных (т.е. доживших до ныне) видов — около 30% (для сравнения отметим, что в плиоценовом энемтенском горизонте их 60%). Флористический комплекс данного горизонта наиболее сопоставим с таковым верхнемиоценовой формации Гомерий Аляски (Синельникова и др., 1976). Растительность эрмановского времени представлена хвойными и мелколиственными лесами с примесью широколиственных пород и отличается, с одной стороны, от мезофильной формы среднего миоцена, с другой — от более холодной энемтенской плиоценовой флоры наличием южнобореальных элементов и пр.

Больше данных имеется для определения возраста следующего (стратиграфически более древнего) этолонского горизонта. Здесь отмечен характерный комплекс моллюсков (*Securella chehalisensis*, *Anadara ninohensis*, *Chlamys cosibensis*, *Chl. daishakaensis* и др.), который свойствен среднемиоценовым толщам Японии. Фораминиферы этолонского горизонта (относительно глубоководные формы его нижней части) обнаруживают сходство со среднемиоценовыми ассоциациями нижней части Монийского яруса Калифорнии (*Anomalinoidea altamiraensis*).

Диаомовые этолонского уровня соответствуют комплексам средне-, а возможно, частично и верхнемиоценовых зон Северной Пацифики. Однако нечеткость зон *Denticulopsis hustedtii* и *D. hustedtii/D. lauta* в Точилинском разрезе и определенные отличия этолонских ассоциаций от одновозрастных комплексов более южных районов, где была разработана зональная шкала по диатомовым, пока не позволяют точно определить рубеж среднего и верхнего миоцена в данном разрезе. Спорово-пыльцевые спектры этолонского горизонта характеризуются растительностью, которая является более термофильной, чем эрмановская (хвойные леса с примесью широколиственных, причем в верхней части горизонта отмечается до 12% буковых). В свете сказанного возраст этолонского горизонта можно считать среднемиоценовым, хотя не исключено, что самая верхняя часть его захватывает и верхний миоцен.

Какертский горизонт, располагающийся ниже по разрезу, имеет комплексную характеристику. В нижней его части достаточно полно представлены бентосные относительно тепловодные комплексы фораминифер с *Ammonia takanabensis*, которые могут сопоставляться с комплексами среднемиоценового возраста Северной Японии (в верхней части горизонта фораминиферы не обнаружены). В той же части горизонта отмечены сравнительно тепловодные диатомеи среднемиоценовой зоны *Denticulopsis lauta*, которые частично переходят и в среднюю его часть, замещаясь в верхней части ассоциациями зоны *D. hustedtii/D. lauta*. Обращает на себя внимание наличие в самой нижней части какертского горизонта термофильных палинологических ассоциаций, в которых, в частности, буковые составляют до 36%. Появление теплолюбивых фаунистических и флористических ассоциаций в какертском горизонте, видимо, может связываться с климатическим оптимумом конца раннего — начала среднего миоцена (см. рис. 22). Что касается какертских моллюсков, то среди них в целом преобладают бореальные формы (с *Musoma optiva*, *Panomya elongata* и др.). Однако в мелководных фациях среди них отмечены также южнобореальные и субтропические виды (*Arca boucardi*, *Glycymeris wishkahaensis*, *Securella ensifera chehalisensis*). Этот комплекс близок к среднемиоценовым ассоциациям Северной Японии и Северной Америки. Все вышесказанное позволяет считать какертский горизонт среднемиоценовым.

Также к среднему миоцену, видимо, может быть отнесен и ильинский горизонт. Свойственные ему моллюски близки к таковым из среднемиоценовых формаций, в частности, Такиноуе—Чикубетсу Северной Японии (*Chlamys kaneharai*, *Cyclocardia tokunagai*) и Северной Америки (*Nassarius arnoldi*). Палинологические комплексы здесь включают относительно термофильные элементы (прежде всего таксодии); в целом указывая на наличие в ильинское время смешанных лесов. Верхние

слои ильинского разреза содержат палинологические спектры с относительно большим процентом термофильных форм, что сближает их с нижнекакерскими ассоциациями. Комплекс фораминифер горизонта обнаруживает сходство с ассоциациями верхнедуйской свиты Сахалина, содержащей теплолюбивую флору типа Дайдзима, которая в Японии приурочена обычно к концу раннего—началу среднего миоцена: Наконец, в верхней части данного горизонта отмечены диатомей, которые, возможно, относятся к зоне *Denticulopsis lauta*. Таким образом, возраст ильинского горизонта в целом может быть определен, скорее, как низы среднего миоцена.

Больше трудностей возникает при определении возраста подстилающих горизонтов, так как это затрагивает крайне спорную для всего Дальнего Востока проблему — проблему нижней границы миоцена. Как выше отмечалось, кулувенский горизонт охарактеризован комплексом моллюсков (с *Mytilus tihanovitchii*), который в Северной Японии приурочен к самым верхам нижнего миоцена—низам среднего миоцена. В то же время форминиферная ассоциация содержит отдельные виды, которые близки формам, приуроченным к нижнемиоценовой формации Кисима о-ва Кюсю Южной Японии (*Pseudoelphidiella subcarinata*, возможно соответствующая *Elphidiella saitoi*, *Pseudononion kishimaense*, *Melinis soldanii*). В этой связи и с учетом стратиграфического положения кулувенского горизонта он с определенной долей условности может быть отнесен к нижнему миоцену, точнее, видимо, к верхней его части, соответствующей уровню формации Асахи Хоккайдо.

Возраст моллюсков утхолокско-вивентекского горизонта не дает однозначных данных для сравнения вмещающих его толщ с датированными толщами соседних районов (здесь достаточно большой процент эндемиков, а палеонтологический комплекс относительно беден). В нем находится ряд форм, переходящих из подстилающих слоев (*Yoldia cerussata*, *Papyridea harrimani*), что указывает на определенную преемственность и связь данного фаунистического комплекса с более древними, олигоценовыми, ассоциациями. Вместе с тем в этом горизонте появляются виды, которые получают более широкое развитие в молодых частях разреза (*Yoldia chojensis* и др.) вместе с заведомо нижнемиоценовыми формами. Обращает на себя внимание также появление в верхней части горизонта бореального *Serripes groenlandicus*, который появляется в Японии только в среднем миоцене. Исходя из всех этих материалов, возраст данного горизонта можно определить пока условно в пределах олигоцена—нижнего миоцена. В пользу олигоценового возраста в определенной мере свидетельствуют данные по абсолютному датированию. Возраст туфа из верхней части вивентекской свиты по K/Ar определен в пределах 31,2—33,8 млн лет. Кроме того, в этих же отложениях отмечены отдельные, предположительно олигоценовые, формы диатомей. Все это говорит о том, что данный горизонт в значительной своей части, видимо, относится к олигоцену, хотя точное положение нижнемиоценовой границы пока не является установленным. Выше говорилось о формациях Татсукобу и Тсубетсу Хоккайдо, которые сейчас считаются нижнемиоценовыми. Они тоже характеризуются формами, часть которых переходит "снизу" из палеогена, а другая — включает элементы, более характерные для миоцена. Эти формации по своему положению в определенной мере сходны с разбираемым горизонтом.

Переход от олигоцена к миоцену остается еще слабо изученным. В этом отношении интересными являются самые последние данные по стратиграфии кайнозоя залива Корфа Восточной Камчатки. Здесь в непрерывном разрезе удалось наметить четырнадцать слоев с моллюсками, нижние из которых являются олигоценовыми (с учетом также данных по фораминиферам), а верхние — среднемиоценовыми уровнями климатического оптимума (по разным группам фауны и палинологическим данным). Стратиграфически снизу вверх выделены следующие слои. Олигоцен: I — *Yoldia deformis*, II — *Botula tumiensis*—*Neptunea ezoana*, III — *Modiolus solea*—*Turritella poronaiensis*, IV — *Thyasira djakovi*—*Y. longissima*; нижний—средний мио-

Таблица 36

Корреляция горизонтов неогена Камчатки, Сахалина, Северо-Востока и Приморья

Возраст		Корякское нагорье	Восточная Камчатка		Западная Камчатка	Северный Сахалин	
Плиоцен	EQ	горизонты не унифицированы	Тусатуваямский		?		
	Мiocен		Усть-лимимтэваямский			Энемтенский	Помырский
			Лимимтэваямский				
Классический			Эрмановский	Нутовский			
Медвежийинский			Этолонский	Окобыкайский			
		Какертский					
нижний	Ундал-уменский	Пахачинский	верхний подгоризонт	Ильинский	Дагинский		
			нижний подгоризонт	Кулувенский	Уйнинский Даехурийнский		
	Олигоцен	Маллэнский	Алугинский	Утхолокско-вивентский		Аманинско-гаххинский	Мачигарский
Эоцен				?			

цен: V — *Clinocardium youshidoensis*—*Papyridea korfiensis*, VI — *Thyasira ochotica*—*Cardium asagaiensis*—*Y. chojensis*, VII — *Cardium esutoruensis*—*Taras harfordi*, VIII — *Pseudoliomesus praenassulla*—*Thracia kidoensis*, IX — *Ainicaudita gini*—*Diplodonta parilis*, X — *Mytilus chejsleveemensis*—*Peronidia pulchra*, XI — *Modiolus wajampolkensis*—*Macoma praeorbiculata*, XII — *Musculus kryshstofovich*—*Pereploma sakhalinensis*, XIII — без фауны, XIV — *Securella chehalisensis*—*Dosinia rumoensis*. Слои I—III находят аналоги в аманинско-гаххинских толщах, слои VI—VIII соответствуют кулувенской свите, IX—XII — ильинской свите, а XIV — нижней части какертской свиты Западной Камчатки.

В слоях VI комплекс фораминифер с *Budashevaella curviseptata*—*Haplophragmoides laminatus*—*Budashevaella kamschatica*—*Plectofrondicularia packardii* сменяется комплексом *Perfectononion praeincertus*—*Haplophragmoides laminatus*—*Astrononion hama-daensis*, который обычно считается в дальневосточных разрезах нижнемиоценовым.

Возраст самого древнего, аманинско-гаххинского горизонта устанавливается с несколько большей уверенностью, чем утхолокско-вивентского. Комплекс моллюсков данного уровня четко коррелируется с комплексом формаций Пороной—Момидзияма Хоккайдо Северной Японии, которые в японских стратиграфических шкалах относятся к эоцен-олигоценному возрасту (*Yoldia watasei*, *Y. sobrina*, *Papyridea harrimani*, *Solemya tokunagai*, *Pereploma besseensis* и др.), о чем свидетельствуют и комплексы фораминифер. Определение эоцен-олигоценовой границы в камчатских толщах требует специального изучения.

Выделение реальных горизонтов на Дальнем Востоке и уточнение их возраста было, безусловно, чрезвычайно важным шагом в создании стратиграфических схем Северо-Восточной Азии (табл. 36). Видимо, не будет преувеличением сказать, что оно может считаться одним из заметных достижений отечественной геологии, ибо создание региональной шкалы на основе горизонтов ознаменовало важный этап в познании геологии дальневосточных областей.

Обоснование горизонтов было лишь одним из шагов, ведущих к геологическим обобщениям более высокого ранга — созданию корреляционной схемы всего

Южный Сахалин		Северо-Восток		Приморье		Возраст	
		горизонты не унифицированы	Суйфунский				
	Помырский					верхний	Плиоцен
		Хапчанский	Усть-суйфунский	верхний	М и о ц е н		
	Маруямский	Мамонтовогорский		средний			
	Курасийский						
	Углегорский	Ильдикилякский	Реттиковский	нижний			
	Невельский		Усть-давыдовский				
	Холмский		Омолойский	Надеждинский	Олигоцен		
	Мачигарский	Эоцен					
	Лесогорский						

Северотихоокеанского сектора. Следующим шагом в этом направлении было сравнение дальневосточных горизонтов с региоярусами других районов Северной Пацифики. Результаты, полученные советскими геологами при составлении корреляционных схем названного региона, трудно переоценить. И не случайно, что когда эти результаты докладывались на международных совещаниях последних лет (в 1974 г. в Токио, в 1978 г. в Станфорде, в 1979 г. в Хабаровске, в 1981 г. в Осаке, в 1983 г. в Данидине), они всегда вызвали большой интерес (Меннер, Гладенков, 1982).

Сравнительное изучение отечественных и зарубежных стратиграфических материалов позволило наметить ряд таких реперов, которые поставили проблему сопоставления морских толщ различных провинций Северной Пацифики во многом на новую основу. Данные, которые были получены в последние годы непосредственно при изучении разрезов и фауны Северной Америки и Японии, прямо показали, что ряд комплексов Аляски и штатов Орегон, Вашингтон и Калифорния, с одной стороны и Камчатки, Сахалина и Японии — с другой, является чрезвычайно сходным, что дает возможность коррелировать отдельные стратиграфические уровни с достаточным основанием по всему северному обрамлению Тихого океана. Это позволило в ряде случаев пересмотреть принимавшиеся ранее сопоставления, которые делались обычно по списочному составу тех или иных ископаемых, часто заключенных в формациях недостаточно четкого стратиграфического положения или с диахронными границами.

Сравнение горизонтов Северо-Восточной Азии и региоярусов Тихоокеанского побережья Северной Америки и Японии показало, что сейчас мы можем наметить несколько хорошо коррелирующихся уровней (табл. 37, см. вкл.);

1. Олигоцен: слои с *Papyridea harrimani*, *Nemocardium iwakiense* *Plectofrondicularia packardii multilineata*. Прослеживается в Северной Японии (Момидзияма) и Северной Америке (Блекли).

2. Нижний миоцен (верхняя часть): слои с *Mytilus tichanovitchi*. Северная Япония (Асахи).

3. Нижняя часть среднего миоцена, климатический оптимум: зона *Denticulopsis lauta*, слои с *Mytilus chejsleveemensis*—*Ammonia takanabensis*. Северная Япония (низы Такиноуе—Дайдзима—Нисикурсава), Северная Америка (часть "Темблор").

4. Средний миоцен: зона *Denticulopsis hustedtii*—*D. lauta*, слои с *Macoma optiva*, *Anadara tsudai*, *Glycymeris iidensis* и др. Северная Япония (верхняя Такиноуе—Кавабата), Северная Америка.

5. Верхняя часть среднего миоцена, климатический оптимум: слои с *Neptunea subconstricta* и др. Северная Япония.

6. Верхний миоцен: зона *Denticulopsis hustedtii*, слои с *Septifer margaritanus*. Северная Япония, Северная Америка.

7. Нижняя часть плиоцена: зона *Denticulopsis kamtschatica*, *D. kamtschatica*—*D. seminae* f., слои с *Fortipecten takahashii*—*Elphidiella oregonensis*. Северная Япония (Такикава), Северная Америка.

8. Верхняя часть плиоцена: зона *Denticulopsis seminae* f. горизонт с *Astarte diversa*. Аляска (Берингийские слои). Северная Япония.

Если к ним добавить уровни, которые намечаются по зонам диатомей в средне-верхнемиоценовой части разреза, а также заключены между реперами (в частности, в нижнем миоцене), то общее число олигоцен-неогеновых уровней может быть доведено до девяти—десяти.

Пока наиболее слабо коррелируются уровни нижнего и верхнего миоцена из-за относительно нечеткой палеонтологической охарактеризованности. В этой связи, в частности, вопрос о точном положении нижней границы миоцена в камчатских разрезах пока дискутируется.

Таким образом, сравнение неогеновых толщ Сахалина и Камчатки с одно-возрастными отложениями соседних районов позволяет переходить к их реальному сопоставлению.

СЕВЕРНАЯ ЧАСТЬ ТИХОГО ОКЕАНА

В настоящее время сведения о строении дна северной части Тихого океана ограничиваются материалами скважин 19-го рейса НИС "Гломар Челенджер" (район Алеутских и Командорских островов) и появляющимися данными по сейсмостратиграфии (Initial..., 1972). Скважины показали наличие в этой части океана мощных кайнозойских толщ. При этом значительная мощность свойственна плиоценовым и четвертичным осадкам (в скв. 192 — около 250 м, в скв. 191 и 189 — свыше 700 м, в скв. 186 и 184 — до 900 м).

В акваториях, прилегающих к Камчатскому региону, кайнозойские отложения вскрыты глубоководными скважинами 191 и 192. В Командорской котловине (скв. 191) осадочные толщи неогена залегают на базальтах, видимо, позднемиоценового возраста.

Миоцен (290 м) представлен алевролитами с прослоями песчаников, а плиоцен (290 м) — алевролитами и аргиллитами с прослоями песков и диатомовых илов. Отложения охарактеризованы диатомовыми миоценовыми и плиоценовыми зон. В плиоцене отмечена галька ледового разноса.

На возвышенности Обручева в Тихом океане (скв. 192) разрез кайнозоя начинается с эоцена, залегающего с перерывом на маастрихтском писчем мелу. Эоцен (90 м) представлен чередованием аргиллитов, глин и песчаников с пластами мелоподобных пород, содержащих фораминиферовый комплекс с *Clobotruncana*, *Heterohelix* и комплекс с *Acarinina primitiva*. Олигоцен (до 140 м) включает глины и аргиллиты с прослоями мелоподобных пород, охарактеризованные комплексом фораминифер с *Globorotaloides suteri*—*Globigerinata dissimilis*. Нижний, средний и верхний миоцен сложены соответственно алевролитами с прослоями известняков (50 м), глинами с прослоями диатомовых илов (50 м) и диатомовыми илами, включающими прослой глины (370 м).

Для них характерен комплекс фораминифер *Globigerina bulloides*—*Globorotalia*

pachyderma; с уровня среднего миоцена появляются обильные диатомовые из зон *Denticulopsis lauta*—*D. hustedtii*. Плиоцен включает преимущественно диатомовые илы (130 м), вмещающие эрратические валуны и тонкие прослои пепловых туфов с фораминиферами *Globorotalia suterae*, *Globorotalia pachyderma* и диатомовыми — представителями зоны *Denticulopsis kamtschatica*—*D. seminae* f.

В Алеутской котловине скв. 184 вскрыты осадки миоцена и плиоцена (соответственно 580 и 280 м), представленные диатомовыми илами с прослоями пепловых туфов, глинистыми алевролитами и песчаниками (внизу). Характерны остатки диатомовых от уровня зоны *Denticulopsis lauta* (средний миоцен) до зоны *D. seminae* f. (плиоцен). В верхней (плиоценовой) части разреза присутствуют галька и валуны ледового разноса. В Аляскинском заливе на базальтах, вскрытых в забое скв. 183, залегают эоценовые песчаные глины и алевролиты с песчаниками (около 260 м). Оligоцен представлен песчанстыми глинами с пластами мелоподобных пород (30 м). К миоцену относятся глины и диатомовые илы (80 м). Плиоцен (45 м) характеризуется глинами, диатомовыми илами с прослоями пепловых туфов и эрратическими валунами. Среди палеонтологических остатков — фораминиферы и диатомовые. Диатомовые водоросли типичны для среднемиоценового — плиоценового интервала (обычный набор зон от *Denticulopsis lauta* до *D. seminae* f.).

В отношении некоторых характеристик ископаемых комплексов данного района можно сделать следующие замечания.

В олигоцен-нижнемиоценовых толщах из планктонных фораминифер отмечены *Globigerina anguiporoides*, *Globigerinata univava*, *G. dissimilis*, *Globorotaloides suteri*. В среднемиоценовых слоях — *Globigerina bulloides*, *G. scitula*. Верхнемиоценовая часть охарактеризована *Globigerina paraboloides*, *Globorotalia continousa* и в ее верхах — синистральной *G. pachyderma*. Плиоценовые толщи в своих нижних частях *G. cf. subcretacea*, *C. suterae*, а в верхних — *G. pachyderma*, которая переходит в плейстоцен. При этом плиоцен-раннечетвертичные *G. pachyderma* представлены синистральными формами в сравнительно небольшом количестве (менее 50%), зато в более высоких горизонтах плейстоцена эти разности составляют более 90%.

Как следует из приведенных данных, зоны, намеченные в пределах широт Алеутских и Командорских островов, являются более "широкими", а зональные комплексы — менее представительными, чем в более южных районах. В этом отношении можно провести аналогию с зонами и комплексами бореальных районов Северной Атлантики.

Крайне интересной в свете рассмотренных данных выглядит палеоклиматическая характеристика плиоцена, где нижняя часть, судя по фораминиферам, значительно более "теплая" (присутствие *G. suterae* и др.), чем верхняя (с *G. pachyderma*). В плиоценовых разрезах скважин в то же время появляется галька ледового разноса, что говорит об относительном похолодании конца плиоцена. Эти данные сходятся с материалами по Северной Атлантике, где похолодания внутри плиоцена тоже фиксируются сменой комплексов фауны и появлением ледниковой гальки.

Особый интерес в материалах 19-го рейса представляют данные по диатомовым водорослям. Пожалуй, впервые для северных районов Тихого океана на большом материале удалось ярко показать важное значение диатомей для стратиграфического расчленения третичных толщ. Именно на этих материалах в полной мере была апробирована зональная шкала Коидзуми (Koizumi, 1973), которая в дальнейшем нашла широкое применение в практике. Более полно об этом будет сказано в специальном разделе гл. 3; здесь же мы заметим, что зоны, которые были намечены в неогеновых отложениях океанического дна, сейчас выделяются во многих районах как океана, так и его обрамления.

**ОБЩИЕ ТЕНДЕНЦИИ СТРАТИГРАФИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ
В СЕВЕРНЫХ РАЙОНАХ ТИХООКЕАНСКОГО ПОЯСА
И КОРРЕЛЯЦИОННАЯ СТРАТИГРАФИЧЕСКАЯ СХЕМА**

Если суммировать стратиграфические работы по кайнозою Японии, Северной Америки и СССР (Дальнего Востока), то следует отметить, пожалуй, три наиболее характерные для них тенденции. Первая — это стремление выделять действительно хроностратиграфические региональные подразделения (горизонты, региоярусы, зоны, лоны), используя для этого прежде всего палеонтологические данные. Пусть границы этих подразделений еще не всегда точны, но сам по себе общий курс на выделение подобных стратиграфических категорий является безусловно правильным. Вторая тенденция — это постоянное стремление коррелировать подразделения разных регионов между собой и с общей шкалой (через океанические осадки). Это избавляет региональные схемы от провинциальной замкнутости, которая была свойственна им в прошлые годы, и заставляет проводить большую аналитическую работу при их сравнении. И наконец, третья тенденция — все большее использование стратиграфических данных непосредственно в расшифровке палеогеографических условий и геологической истории регионов.

Сопровождающий данные работы комплексный подход к расчленению кайнозойских толщ (здесь имеется в виду использование не только различных палеонтологических групп, но и разных методов) позволяет с большей уверенностью, чем раньше, судить о степени обоснованности тех или иных выводов. Споры, которые еще порой ведутся о тех или иных границах по данным разных групп, не могут заслонить того факта, что обоснование этих границ делается все объективнее, что стратиграфические схемы постепенно уточняются и что сходимость результатов по корреляциям обеспечивает им определенную надежность.

Приведенные выше материалы позволяют свести в единую корреляционную схему морского неогена и верхнего палеогена (см. табл. 37) схемы разных районов Тихоокеанского кольца (Северо-Восточная Азия—Северная Америка), хотя некоторые вопросы в ней и остаются решенными не до конца.

В схеме представлены опорные разрезы крупных регионов, где были выделены соответствующие региоярусы и горизонты и где привязка к общей шкале осуществлена наиболее достоверно (см. предыдущие региональные очерки). Для Северной Америки взяты региоярусы штатов Калифорния, Вашингтон и Орегон (с учетом последних работ Аддикота, Арментроута, Баррона и др.). В ряде случаев они сопоставлены с зонами Блоу (по микропалеонтологическим данным) и сопровождаются радиологическим датированием. Разрезы Камчатки представлены разрезами ее двух зон—западной и восточной. С ними в общем виде сопоставлены горизонты Сахалина, которые даны для его северной и южной половины. Наконец, в схеме приведены региоярусы Северной Японии, точнее, Хоккайдо (с учетом последних данных Танаи, Тсучи, Икебе и др.) Все региоярусы и горизонты Северо-Восточной Азии расположены на схеме с учетом материалов по выявленным в них диатомовым зонам (начиная со среднемиоценового уровня).

При общей корреляции неогена северной части Тихоокеанского кольца принимались во внимание данные по бентосным комплексам, а также палеоклиматические реперы (в частности, ярко выраженный оптимум пограничных слоев нижнего и среднего миоцена), данные абсолютного возраста и флористические материалы, которые позволяют в ряде случаев переходить к сопоставлениям морских и континентальных толщ. В этой связи на схеме для сравнения показано положение горизонтов, выделенных в континентальных толщах Приморья и Приколымья (по данным М.А. Ахметьева, Ю.Б. Барановой, С.Ф. Биксэ и др.) Подробнее о методе сопоставления океанических, мелководных и континентальных образований будет сказано ниже. Здесь же отметим, что границы ряда стратиграфических подразделений проводятся в отдельных толщах условно, а корреляционные уровни имеют разную

степень достоверности. Из анализа этих уровней следует, что сейчас можно выделить следующие их типы: 1 — относительно достоверные, 2 — предварительные (неполно обоснованные) и 3 — условные. К первым относятся уровни, получившие комплексное обоснование (палеонтологическое, палеоклиматическое, палеомагнитное). В качестве примера может быть приведен первый климатический оптимум миоцена или плиоценовый уровень с *F. takahashii*. Вторые — это уровни с меньшей степенью обоснованности (например, по одной-двум группам), а третьи — слабо обоснованные, которые фактически заключены между реперами двух первых типов (нижнемиоценовый или верхнемиоценовый интервалы).

По своему масштабу, т.е. охвату территории, эти корреляционные уровни могут быть местными (слои с фауной), региональными (горизонты и регионарусы) или даже межрегиональными. Система разномасштабных реперных горизонтов создает своеобразный каркас, способствующий сопоставлению как слоев внутри этих горизонтов, так и слоев, заключенных между ними.

Говоря об успехах северотихоокеанской стратиграфии, нельзя вместе с тем забывать о том, что у нее остается еще много нерешенных вопросов. Среди них вопрос об упорядоченности региональных подразделений (сейчас в их толковании, судя по литературе, имеется большой разнобой), вопрос о практическом использовании экостратиграфии и детализации стратиграфических схем и, наконец, вопрос о новых методах, которые внедряются сейчас в практику стратиграфических работ, в частности, сейсмостратиграфии. Разбору этих вопросов посвящены следующие разделы, цель которых — показать реальные пути совершенствования стратиграфических схем и перспективы их детализации.

ГЛАВА ТРЕТЬЯ

ПЕРСПЕКТИВЫ СОВЕРШЕНСТВОВАНИЯ РЕГИОНАЛЬНЫХ СТРАТИГРАФИЧЕСКИХ СХЕМ

Достигнутые успехи в расчленении кайнозойских толщ северного обрамления Тихого океана являются, конечно, лишь одним из шагов в развитии стратиграфии данного региона. И уже сейчас геологическая практика поставлена перед необходимостью вести дальнейшие поиски совершенствования стратиграфических схем. Ведь переход на крупномасштабное геологическое картирование, освоение шельфовых зон, расшифровка истории геологического развития разного рода тектонических структур и т.п. — все это немыслимо без солидной и обоснованной стратиграфической основы. Вот почему обсуждению перспектив совершенствования этой основы следует уделить специальное внимание.

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ РАЗНЫХ КРИТЕРИЕВ ДЛЯ КОРРЕЛЯЦИИ. СИСТЕМА НАДСТРАИВАЮЩИХСЯ И ПОДСТАВЛЯЮЩИХСЯ ПРИЗНАКОВ

Как следует из приведенных выше материалов, при корреляции неогеновых горизонтов и зон разных районов практика использует прежде всего биостратиграфические реперы, которые сменяют (или надстраивают) друг друга в разрезах. В одних случаях — это комплексы тех или иных палеонтологических групп. В других — датум-плейны (уровни появления отдельных видов). В обоих случаях крайне важным является выявление сходной последовательности этих реперов в разных разрезах, которая свидетельствует об "устойчивости" реперов в региональном или межрегиональном масштабе.

Причины смены (или надстраивания) комплексов в разрезах не всегда расшифровываются четко. Но вне зависимости от этого используется сам факт этой смены, которая обуславливается, видимо, сочетанием эволюционного и палеогеографического факторов. Как в Японии и на Дальнем Востоке, так и в Северной Америке сменяемость в разрезах бентосных и планктонных комплексов выражена достаточно заметно. Правда, синхронная смена мелководных палентологических ассоциаций, отражающаяся сразу во всех регионах, доказывается не всегда четко. Уже говорилось, что особенно ярко прослеживаются практически во всех районах северной части Тихоокеанского кольца по меньшей мере семь стратиграфических уровней в пределах олигоцена—плиоцена: олигоцен, верхняя часть нижнего миоцена, верхняя часть нижнего—низы среднего миоцена (климатический оптимум), основная часть среднего миоцена, верхний миоцен, нижняя часть плиоцена и верхняя часть плиоцена.

В ряде случаев реперное значение приобретают комплексы, появление которых в разрезах обусловлено климатическими флуктуациями прошлого. Если говорить о неогене — это прежде всего ильинский—нижекакертский комплекс Камчатки, отвечающий первому климатическому оптимуму миоцена, затем, видимо, верхнеэтолонский комплекс — второй оптимум миоцена и, наконец, раннеплиоценовый знемтенский комплекс, соответствующий небольшому оптимуму плиоцена. Если первые два из них включают субтропические элементы фауны и флоры, то третий — южнобореальные формы. Тепловодные элементы, характерные обычно для цент-

ральной и, отчасти, северной частей Японии, будучи встреченными на широтах Камчатки, считаются, естественно, южным мигрантами.

Однако не следует думать, что реперные уровни в разных районах характеризуются совершенно одинаковыми комплексами. При их часто несомненном общем сходстве они обнаруживают и определенные отличия, которые связаны с различным положением районов в климатических поясах, а также особенностями вмещающих названные комплексы осадочных толщ в различных структурно-фациальных зонах. Поэтому при движении с севера на юг идет постепенное замещение отдельных форм другими. Например, в пределах горизонта Кадонозава (Chinzei, 1978), соответствующего первому климатическому оптимуму миоцена Японии, от средней части Хонсю до Хоккайдо четко видна заменяемость некоторых видов моллюсков другими (от тропических и субтропических до бореальных). С другой стороны, отмечаются также случаи взаимозаменяемости видов, приуроченных к единым горизонтам, и в связи с особенностями седиментации тех или иных участков древних бассейнов (переходы мелководных в относительно глубоководные комплексы, смена ассоциаций грубых фаций комплексами сравнительно тонких фаций и т.п.).

В этой связи важное значение приобретает анализ тех пачек и толщ, в которых встречаются элементы соседних комплексов. Такие переходные слои, в которых происходит подстановка или смена комплексов (от одного слоя к другому) и одновременно выявляется их своеобразная трансмиссия (по простиранию слоев), являются чрезвычайно важными для изучения. Вот почему в пределах Японии, Сахалина и Камчатки в последние годы предметом пристального внимания являются разрезы, где бентосные комплексы относительно южных широт контактируют с более северными комплексами и где мелководные шельфовые ассоциации встречаются вместе с планктонными комплексами океанов. Пусть, например, остатки диатомей встречаются не по всему разрезу кайнозоя Сахалина, а только местами, и пусть они отмечаются лишь в глинистых толщах отдельных районов Восточной Камчатки, зато привязанные к ним более часто встречающиеся в этих разрезах бентосные комплексы могут быть использованы как реперы в других разрезах названных районов, где диатомовые отсутствуют, но с ними могут увязываться бентосные ассоциации других (в частности, более мелководных) фаций или палино-комплексы шельфовых и континентальных образований.

Не следует, однако, думать, что кроме биостратиграфических реперов практика ничего не использует для расчленения древних толщ. В местном масштабе геологи выявляют в стратиграфической последовательности и затем протягивают по простиранию те или иные маркирующие горизонты, характеризующиеся, в частности, особенностями литологического состава (прослой фосфоритов и глауконитов, пачки кислых туфов, потоки базальтов и пр.). Сейчас все чаще используются и сейсмостратиграфические реперы (границы комплексов и другие маркеры). В ряде случаев хорошим маркером служат также палеомагнитные зоны, выделенные во многих разрезах окраины современного континента и морских бассейнов. И хотя из-за наличия значительного числа перерывов в геосинклинальных толщах эти зоны не всегда удается точно привязать к глобальным ортозонам, для местных корреляций они могут быть иногда использованы с большим успехом.

Таким образом, в своей работе стратиграфы как бы решают сравнительно простую по замыслу, но достаточно сложную для практической реализации задачу: в разрезах в стратиграфической последовательности выявляют определенную смену (часто дискретную) или надстраивание тех или иных (прежде всего палеонтологических) признаков и параллельно с этим ищут замещение и подставление одних признаков другими. Корректность и детальность этой работы в конце концов и обеспечивает надежность всех корреляционных построений.

Из анализа стратиграфических схем Дальнего Востока следует, что на практике степень обособленности разного типа признаков, надстраивающихся в раз-

резах мелководных зон, является различной. Различным бывает и масштаб их распространения на площади. Другими словами, их выраженность и устойчивость в разных районах может быть несхожей.

В заключение скажем несколько слов о некоторых общих проблемах методического характера, которые непосредственно соприкасаются с разбираемыми здесь вопросами и недавно подняты в ряде публикаций (Практическая стратиграфия, 1984). Выше подчеркивалось, что при расчленении и корреляции дальневосточных неогеновых толщ геологи используют систему сменяющихся или надстраивающихся признаков. В принципе эта система является универсальной в стратиграфии: она используется в построении всех частей стратиграфической фанерозойской колонки — от палеозоя до квартера.

Обычно стратиграф в своей работе ищет характерные признаки одного слоя (например, органические остатки), затем признаки другого слоя и т.д. и т.п. Их неповторимость, выявленная первоначально на эмпирической основе, дает ему основание выделять слои в определенные стратиграфические подразделения (регионального или даже глобального масштаба). Трудность их интерпретации заключается в том, что признаки большой значимости могут встречаться в ряде случаев лишь спорадически по разрезу или в толщах на ограниченной части земной поверхности. И поэтому геолог на практике все время должен смотреть — какой признак может быть использован как устойчивый, какой признак является репером местного масштаба, какой должен быть заменен выше по разрезу следующим характерным и пр. В этой работе на первое место выходит прежде всего поиск смены и реального надстраивания признаков действительно неповторимых стратиграфических подразделений.

Пример кайнозоя Дальнего Востока является в этом смысле достаточно, на наш взгляд, наглядным. Приходится лишь сожалеть, что пока выявленные признаки (палеонтологические, литологические и др.) фактически не используются практикой для расчленения развитых здесь толщ, что, как указывалось, связано с рядом объективных и субъективных причин.

В связи с рассмотрением данного вопроса нелишне вспомнить, что в заключительном разделе "Международного стратиграфического справочника" (1978), который был встречен у нас достаточно критически, из-за противоречивости ряда положений (в частности, концепции самостоятельности лито-, био-, хроностратиграфических подразделений), была подчеркнута одна весьма справедливая мысль. Она заключалась в утверждении, что хроностратиграфическая классификация, использующая полезную информацию, доставляемую всеми другими типами стратиграфической классификации, представляет собой основную цель стратиграфии. Это значит, что признаки разного класса (от палеонтологических до палеомагнитных и литологических), которые характеризуют разные слои, образуют определенную систему надстраивания и подставления и прямо "работают" на хроностратиграфию. И эта система надстраивающихся признаков действует в том или ином масштабе (если иметь в виду степень детальности и площадной охват), в зависимости от достижений практики и эмпирических обобщений, на всех уровнях стратиграфической шкалы.

Обратим теперь специальное внимание на несколько сравнительно новых направлений стратиграфических исследований, которые кажутся особенно перспективными для изучения третичных толщ северной части Тихоокеанского пояса именно из-за того, что они позволяют выявлять стратиграфические признаки устойчивого характера и относительно широкого масштаба.

**КРЕМНИСТЫЕ ОРГАНИЗМЫ И ИХ ИСПОЛЬЗОВАНИЕ
В СОВЕРШЕНСТВОВАНИИ СТРАТИГРАФИЧЕСКИХ ШКАЛ
БОРЕАЛЬНЫХ РАЙОНОВ**

Уже стало хрестоматийным отмечать то большое значение организмов с кремневым скелетом (диатомей и радиолярий), которые они могут иметь в детализации стратиграфических схем бореальных районов. Интерес к ним стал возрастать, когда обнаружилось, что, с одной стороны, корреляции на основе бентосных фаун приносят успех в основном в региональном масштабе и являются в ряде случаев недостаточно точными при широких сопоставлениях, а с другой — изучение планктона, включающего и остатки групп с кремнистым скелетом, дало в тропической области прекрасные результаты в расчленении третичных толщ. Естественно было попробовать использовать остатки этих организмов и в бореальных районах. Первые попытки такого использования ископаемых диатомовых водорослей в СССР связаны с именами прежде всего А.П. Жузе и В.С. Шешуковой-Порецкой. Жузе в начале 60-х гг. опубликовала монографию по четвертичным диатомовым донным отложениям Берингова и Охотского морей (Жузе, 1962). В середине 60-х гг. была закончена книга Шешуковой-Порецкой (1967), в которой описывались диатомей неогена Сахалина и Камчатки. Эти работы, получившие широкую известность как у нас, так и за рубежом, имели большое значение для активизации исследований диатомовых, ибо они ярко показали большие возможности этой группы в стратиграфии и палеогеографии.

В Японии и Северной Америке диатомовые исследовались раньше в связи с изучением широко известных формаций — соответственно Оннагава (Капауа, 1959) и Монтерей (Наппа, 1928). Чрезвычайно важно, что в этих работах было дано описание многих видов. Однако им же был свойствен и определенный недостаток — образцы из разрезов брались выборочно, по редкой сетке, и их стратиграфическая привязка была не всегда удовлетворительной.

Однако в конце 60-х и особенно в начале 70-х гг. изучение диатомей вступило в новую полосу — наряду с материалом на суше появились богатые данные по дну океанов, что и позволило перейти к зональному расчленению бореального неогена. Зональная шкала среднего миоцена—эоплейстоцена была разработана Коидзуми (Koizumi, 1968, 1973, 1976), который использовал ее в Японии и акваториях северной части Тихого океана. В это же время появились зональные схемы по диатомеям и других авторов: Баркла — по тропической области (Burckle, 1972), Шредера и Баррона — по восточной части Тихого океана (Schrader, 1973; Barron, 1975, 1976), что в ряде случаев позволило наметить аналоги зон на широкой площади Северной Пацифики.

Заслугой Коидзуми было, во-первых, установление определенной последовательности шести зон неогена в ряде разрезов, что позволило судить об их реальности и "устойчивости", и, во-вторых, обоснование некоторых зональных границ абсолютными датировками (Koizumi, 1976).

Схема, намеченная Коидзуми, вскоре была принята за основу и на побережье Северной Америки Барроном (Barron, 1976). Он, кстати, привел к схеме Коидзуми весьма дробную шкалу Шредера (Schrader, 1973) с ее более чем двадцатью "зонами", являющимися, видимо, в значительной мере экозонами (табл. 38). До середины 70-х гг. эта схема была использована и в Камчатско-Сахалинском регионе (Долматова, 1974 и др.). К настоящему времени, благодаря работам Л.Г. Долматовой, В.П. Болдыревой, А.И. Моисеевой, Т.В. Орешкиной и других, миоцен-плиоценовые зоны уже широко вошли в повседневную практику.

Стоит однако заметить, что за этими успехами определенные слабости данной зональной схемы как-то отошли на второй план и о них стали порой забывать даже специалисты. А между тем многие из этих недостатков являются настолько серьезными, расхождения в интерпретации палеонтологического материала бывают так существенны, что забывать о них просто нельзя. То, что "темные места" у этой схемы есть, наглядно показали, например, дискуссии на XIV

Таблица 38

Корреляция диатомовых зон бореальной и тропических областей

Возраст		Koizumi, 1975	Shrader, 1973	Burcle, 1972
	Q	<i>D. seminae</i>	1	<i>Pseudoeunotia</i>
		<i>Rhithosolenia</i>	2	<i>doliolus</i>
		<i>curvirostris</i>	3	<i>Nitzschia</i>
		<i>Actinocyclus oculatus</i>	4	<i>reinholdii</i>
Плиоцен	верхний	<i>D. seminae</i>	5	<i>Rhithosolenia praebergonii</i>
		<i>v. fossilis</i>	6	
		<i>D. seminae</i>	7	
		<i>v. fossilis</i>	8	
	нижний	<i>D. kamtschatica</i>	9	<i>Nitzschia jouseae</i>
				<i>Thalassiosira convexa</i>
Миоцен		<i>D. hustedtii</i>	10	<i>Nitzschia miocenica</i>
			11	
			12	
			13	
	верхний	<i>Denticula hustedtii</i>	14	<i>Nitzschia porteri</i>
			15	
			16	
			17	
			18	
			19	
	средний	<i>Denticula lauta</i>	20	<i>Coschinodiscus yabei</i>
			21	
			22	
			23	
	нижний	<i>A. ingens</i>	24	
			25	

XV Тихоокеанских научных конгрессах в Хабаровске в 1979 г. и Данидине в 1983 г. Эти обсуждения заставляют многих геологов весьма настороженно относиться к используемым ныне диатомовым шкалам и датировкам по ним.

Прежде всего диатомовые — эта та "тяжелая" для палеонтолога группа, которая ставит очень много проблем в отношении идентификации видов, их изменчивости и общей системы, что в конечном счете проявляется и в выделении зональных комплексов. Помимо этого, у зональных схем бореальных областей имеются и другие недостатки. Во-первых, в практической работе не всегда выдерживается принцип выделения зон (что порой отмечается не только у разных авторов, но даже и у одного и того же автора): в одних случаях используются сочетания видов, в других — эпифолы руководящих форм и т.д. Для проведения зональных границ сейчас очень часто используются датум-плейны. При этом подразумевается, что они соответствуют моментам появления или вымирания отдельных видов, однако появление или исчезновение этих форм в конкретных разрезах может быть связано с палеогеографическими причинами. Во-вторых, точная привязка этих зон к зонам, выделенным по тепловодному планктону, до последнего времени отсутствовала из-за редкого сонахождения известковых и кремнистых комплексов. Обычно для осуществления привязки здесь использовался такой прием: каждая из зональных схем сопоставлялась с общей шкалой (с учетом имеющихся радиологических датировок и палеомагнитных реперов) и затем через нее они коррелировались между собой. В-третьих, до последнего времени при чтении литературы созда-

валась иллюзия, что зоны по диатомовым хорошо привязаны к палеомагнитной шкале. На приводимых в литературе схемах в левой части традиционно рисовались палеомагнитные, а в правой — диатомовые зоны, что воспринималось как точное соответствие первых вторым. Однако знакомство с конкретными материалами показало, что такие соответствия в большинстве случаев (особенно для миоцена) практически отсутствовали. Они часто появлялись не в результате их выявления в одних и тех же разрезах, а из-за механического совмещения этих характеристик на таблицах. Фактически они порознь были сопоставлены с общей шкалой, а затем — через нее — друг с другом. Это, естественно, могло приводить к неточностям и, по крайней мере в ряде случаев, достаточной условности корреляций.

Что касается радиологического датирования зон, то, как выяснилось, одни даты более или менее соответствовали предполагаемому возрасту зон, а другие нет. Из сводных же таблиц последние, как правило, исчезали, что создавало иллюзию точного определения возрастного положения границ зон.

В-четвертых, это не всегда уверенные сведения о био зонах, о точном времени появления или исчезновения того или иного вида. Таких работ, которые, например, провел Баркл в тропических широтах по определению стратиграфической позиции многих видов диатомей позднего кайнозоя (когда осуществлялся контроль как со стороны известкового планктона, так и палеомагнитных реперов и проверялась сходимость результатов по многим скважинам), в бореальных зонах до последнего времени практически не проводилось. Если к перечисленному выше добавить, что во многих случаях ощущается недостаток в разработке систематики этой группы, неуверенность в идентификации многих форм и незнание особенностей смены комплексов в связи со сменой фациальных условий (в том числе смены комплексов в океанической и прибрежной зонах, на разных широтах и пр.), то станет ясно, почему зональные схемы по диатомеям остаются еще во многом незаконченными, их границы не всегда точными и вера в них постоянно подвергается сомнению.

Помимо этого, не следует забывать также, что остатки диатомей встречаются не во всех толщах обрамления океана (да и самого океана). А это часто приводит к "несмыкаемости" зон в разрезах, нечеткости их границ и т.п. Сказанное прежде всего относится к терригенным и вулканогенным толщам, получившим широкое распространение в геосинклинальных прогибах. Именно здесь алевролитовые и диатомовые породы, включающие остатки диатомей, часто разделены пачками пород, не содержащих эти остатки¹.

И все же при всех этих трудностях стратиграфические шкалы, базирующиеся на диатомеях, все шире используются геологической практикой. Диатомеи представляются сейчас одной из перспективных ископаемых групп, которая при накоплении материалов по разным районам может сделать наши корреляционные схемы действительно более реальными.

Уже сейчас появились работы, которые выходят за свои региональные рамки, давая возможность делать стратиграфические выводы гораздо более фундаментальными и более общими, чем это представлялось несколько лет назад. Успехи последних лет коснулись, в частности, нескольких направлений. Во-первых, более четкими стали корреляции бореальных комплексов неогена западной и восточной частей Тихого океана (и его обрамления). Во-вторых, более реальной стала увязка бореальных диатомовых комплексов, с одной стороны, с диатомовыми комплексами более южных широт, а с другой — с комплексами известкового планктона. В-третьих, мы стали более уверенно судить о соответствии

¹ Мы здесь не затрагиваем специальную проблему катагенического преобразования органогенного опала в кристобалит и кварц, когда остатки кремнистых организмов преобразуются в неопределимые ядра. Обычно такие преобразования свойственны толщам, более древним, чем средний миоцен.

отдельных зональных границ абсолютным датам и палеомагнитным зонам и эпизодам. Наконец, сейчас на основе изучения диатомовых получены детальные палеогеографические реконструкции, которые хорошо увязываются с данными, полученными по другим группам.

Приведем некоторые иллюстрации к сказанному. Как уже говорилось, зоны Шредера не могли быть использованы при корреляции океанических скважин Северной Пацифики, ибо они (а их было выделено 24) базировались на местных группировках диатомей, смена которых была обусловлена прежде всего локальными экологическими причинами. Зато, как показала практика, зоны Коидзуми "протянулись" на большой площади Северной Пацифики. И сразу же встала задача — привязать их к зонам тропических широт и палеомагнитным реперам. Она решалась Барклом, Барроном и Коидзуми следующим образом. Были изучены в субтропических районах комплексы, которые содержали представителей как бореальных, так и тропических широт. Например, проведенный в 70-х гг. анализ 12 плиоцен-четвертичных (с одной стороны, холодноводных, а с другой — тепловодных видов из субтропиков) показал (Koizumi, 1975b), что они могут быть достаточно четко сопоставлены друг с другом и привязаны к палеомагнитным зонам Брюнес и Матуяма (среди тепловодных форм были отмечены *Nitzschia reinholdii*, *N. fossilis*, *Thalassiosira convexa*, среди холоднлюбивых — *Denticulopsis seminae*, *D. kamtschatica*, *Actinocyclus ochotensis*, *A. oculatus* и др.). Помимо этого, была предпринята попытка сопоставить не только отдельные виды, а в целом бореальные зоны с тропическими, а так как последние в ряде случаев были скоррелированы с палеомагнитными зонами, можно было наметить положение в палеомагнитной шкале и бореальных зон (Koizumi, 1975a; Burckle, Opdayke, 1977). Справедливости ради надо отметить, что достоверная корреляция в 70-х гг. здесь была получена только для квартера и плиоцена (до эпохи Гильберт включительно). Более древние зоны (ниже *D. kamtschatica*) были сопоставлены достаточно условно. Это, кстати, было одной из причин того, что границы ряда зон Коидзуми неоднократно перемещал в своей колонке (учитывая, что и абсолютные даты давали определенный разброс положения границ). Так, нижняя граница зоны *Denticulopsis kamtschatica* то помещалась к подошве плиоцена, то опускалась в верхний миоцен. К зонам *D. lauta* и *D. hustedtii* пришлось добавить зону *D. hustedtii*—*D. lauta*, чтобы разрешить противоречия как палеонтологического, так и корреляционного плана.

Жизненность этой схемы постоянно проверяется. К настоящему времени в Японии путем изучения неогеновых диатомей удалось внести существенные коррективы в корреляции ряда разрезов. Например, удалось показать, что толщи, относимые к одной и той же формации, являются разновозрастными. Так, в р-не Дзедбан осадки формации Тага оказались в одном месте средне-верхнемиоценовыми, в другом — верхнемиоценовыми, а в третьем — даже плиоценовыми (Koizumi et al., 1980). Одновременно важным в этих работах было выявление перерывов (часто скрытых), которые устанавливаются, например, в р-нах Хитаки и Уеда (выпадение отдельных зон), что позволяет по-новому взглянуть на историю седиментации отдельных районов, и в частности р-на Дзедбан. Много перерывов сейчас выявляется в неогене всей Северояпонской области — Северный Хонсю и Хоккайдо (Akiba, 1982).

Сейчас для Японии появились новые варианты зональной шкалы, которые уточняют и детализируют прежнюю схему Коидзуми. Во-первых, в дополнение к средне-верхнемиоценовым появились нижнемиоценовые зоны — *Actinocyclus ingens* и *Kisseleviella carina* (правда, не совсем четкие), и, кроме того, Коидзуми ряд зон миоцена подразделил на подзоны (подзонами пользуется сейчас и Баррон). В ряде последних работ Акиба предложил свою более детальную шкалу, в которой зона *D. hustedtii*—*D. lauta* разделена на две (*D. nicobarica* и *D. praedimorpha*), зона *D. hustedtii* подразделена на три подзоны, а низы зоны *D. kamtschatica*

Koizumi, 1977, 1979				Akiba, 1982	
Q		D. seminae			
		R. curvirostris			
		A. oculatus			
Плиоцен		D. seminae f.		D. seminae f.	
		D. seminae f.—		D. seminae f.—	
		D. kamtschatica		D. kamtschatica	
Мiocен	верхний	D. kamtschatica		D. kamtschatica	
		a			
		b		Th. hirosakiensis s.l.	
		D. hustedtii		D. hustedtii	
		a		A.	
		b		D.d.	
				C. yabei	
	средний	D. hustedtii		D. praedimorpha	
		D. lauta		D. nicobarica	
		a			
		b			
нижний	D. lauta		D. lauta		
	A. ingens		A. ingens		
	A. ingens—		A. ingenes—		
	K. carina		K. carina		
		K. carina		K. carina	

A — Actinocyclus, C — Coscinodiscus, D — Denticulopsis, K — Kisseleviella, R — Rhizosolenia, Th — Thalassionema, d — dimorfa

A — Actinocyclus, C — Coscinodiscus, D — Denticulopsis, K — Kisseleviella, R — Rhizosolenia, Th — Thalassionema, d — dimorpha

вычленены в зону *Thalassionema hirasakiensis* (Akiba, 1982). Если эта схема найдет свое подтверждение, то продолжительность практически всех зон миоцена будет доведена до двух и менее миллионов лет (табл. 39).

Зональное расчленение по диатомеям используется, как говорилось выше, также в пределах Сахалина и Камчатки. На Сахалине удалось выделить почти все среднемиоцен-плиоценовые зоны японской шкалы (маруямская свита Южного и пильская, венгерийская и маямрафская свиты Северного Сахалина) — работы В.П. Болдыревой, А.И. Моисеевой (Моисеева и др. 1982), Т.В. Орешкиной (Орешкина, Витухин, 1987). На Камчатке зональное расчленение проведено как в западной (какертская, этолонская, эрмановская и энметенская свиты среднего миоцена—плиоцена), так и в восточной ее части (свита мыса Плоского, юньюн-ваямская, лимимтэнская, усть-лимимтэваямская свиты о-ва Карагинского (рис. 17), а также ольховская толща Усть-Камчатского района тоже среднего миоцена—плиоцена) — работы Л.Г. Долматовой (1974) и Т.В. Орешкиной (1980). В последние годы появились данные и по зонам среднего миоцена—плиоцена Корякского на-

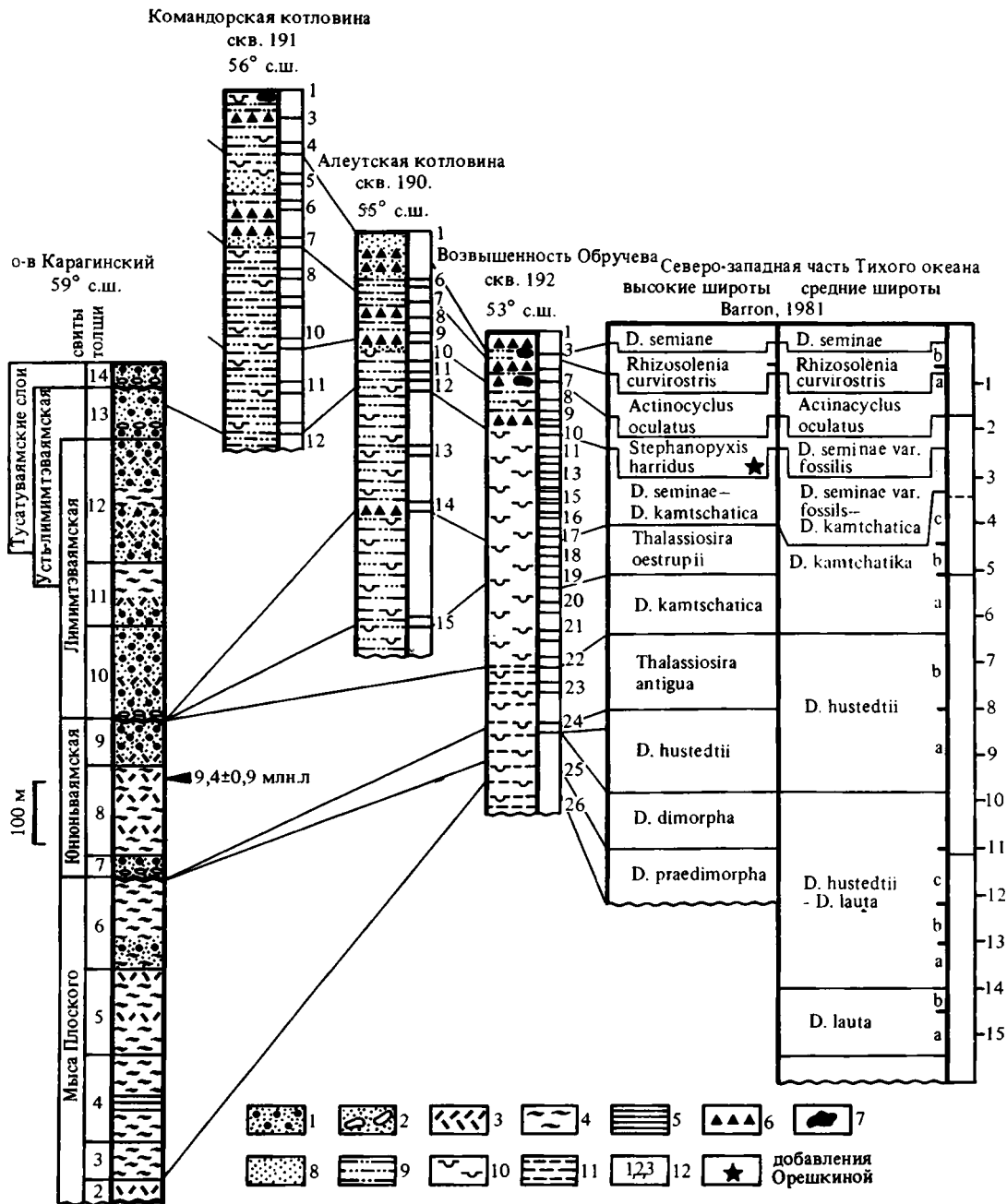


Рис. 17. Корреляция неогена о-ва Карагинского (Восточная Камчатка) с океаническими толщами по диатомеям (по: Орешкина, 1985)

1 — туфопесчаники, 2 — конгломераты и гравелиты, 3 — туффиты, 4 — туфодиазомиты, 5 — туфо-алевролиты и туфогиллиты, 6 — вулканический пепел, 7 — галька ледового происхождения, 8 — песчаные илы, 9 — алевролиты, 10 — диатомовые илы, 11 — глины, 12 — номера кернов

Корреляция стратотипа Делмонтского яруса с зональными шкалами
(по: Barron, 1976, с упрощением)

Возраст		Зоны		Ярусы (Kleinpell, 1938)
		диатомовые (Barron, 1975)	силикофлагелляты (Bukry, 1973)	
Плиоцен	нижний	Thalassiosira hyalinopsis	Distephanus speculum	Тип Мония
		Nitzschia reinholdii		
Rhaphoneis amphiceros var. elongata				
Мiocен	верхний	Thalassiosira antiqua	Dictyocha pseudofibula	
		Nitzschia fossilis		
		Coschinodiscus kurzii		
		Actinoptychus gruendleri		
	средний	?	Distephanus longispinus	
		Corbisema triacantha		

горья (майнопыльгинская свита Хатырского района), а также Анадырской впадины — материалы Т.Л. Навретдиновой (1982). Все это показывает перспективность данной группы кремнистых организмов для корреляций бореальных разрезов Азиатского континента (Орешкина, 1985; Орешкина, Радионова, 1987).

Конечно, здесь надо помнить о ряде трудностей, которые возникают при корреляции третичных прибрежных комплексов с океаническими или бореальными комплексами с ассоциациями более южных широт. На рис. 17 показаны в качестве примера относительно мелководные комплексы неогена о-ва Карагинского Восточной Камчатки, которые, по данным Т.В. Орешкиной, имеют не только сходство, но и отличия по сравнению с соответствующими ассоциациями, с одной стороны, глубоководных разрезов (скв. 192), а с другой — разрезов Японии (Гладенков и др., 1982). Отличия сказываются как в некотором несхождении видового состава (исчезновении или появлении ряда форм), так и в количественном соотношении форм отдельных видов (уменьшении, например, содержания *Thalassiosira zabelina* к югу от о-ва Карагинского и в сторону океана и пр.).

Что касается Американского континента, то там диатомовые в бореальных широтах изучались в последние годы особенно успешно Д. Барроном. Его работы затрагивают два направления: во-первых, анализ комплексов из кремнистых формаций (прежде всего Монтерей) и стратотипов региоярусов (Делмонта, Мония, Луизия и др.) Тихоокеанского побережья Америки, а во-вторых, их увязку с комплексами осадочного чехла океана.

Как говорилось выше, изучение ряда разрезов Калифорнии выявило ошибки в местных корреляциях, базировавшихся на литологической основе. Однако более существенным было установление факта неправильных возрастных дат ряда региоярусов, установленных, в частности, в 30—50-е гг. Кляйнпеллем, и даже стратиграфически обратного положения стратотипов региоярусов, например, Мония и Делмонта (последний оказался не моложе Мония, как это принималось ранее, а аналогом нижней его части), что потребовало внесения корректив в стратиграфические схемы (Barron, 1975, 1976a).

В штате Вашингтон (вблизи Абердена) Баррон недавно провел изучение форма-

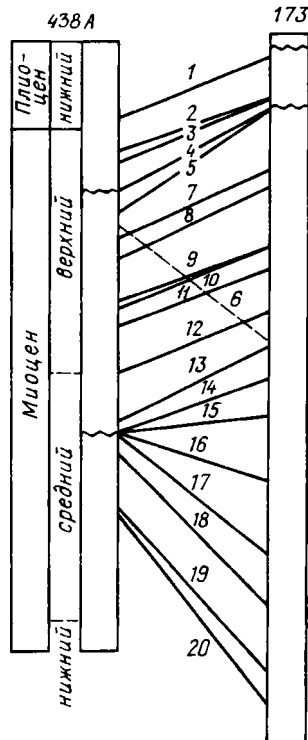


Рис. 18. Корреляция неогена скв. 438А (западная часть Тихого океана, р-н Японии) и 173 (восточная часть Тихого океана, р-н Калифорнии) по диатомовым (по: Barron, 1980, с упрощением)

Появление видов: 1 — *Thalassiosira coarctata*, 4 — *Nitzschia reinholdii*, 7 — *T. antiqua*, 8 — *N. fossilis*, 12 — *Denticulopsis dimorpha*, 13 — *Rhizosolenia barboi*, 14 — *Coscinodiscus temperei*, 16 — *D. praedimorpha*, 17 — *D. hustedtii*, 18 — *D. hustedtii*, 19 — *D. hyalina*.

Исчезновение видов: 2 — *T. miocenica*, 3 — *N. miocenica*, 5 — *T. burckiana*, 6 — *C. yabei*, 9 — *C. endoi*, 10 — *R. miocenica*, 11 — *D. dimorpha*, 15 — *D. nicobarica*, 20 — *Annelus californicus*

ции Монте-Сано, возраст которой постоянно дискутировался (Barron, 1981). Верхняя ее часть по диатомеям (*Denticulopsis dimorpha*, *D. hustedtii*, *Thalassiosira lineata* и др.) оказалась сопоставимой с XII—XXVI зонами и частью зон XV—XVI Шредера и Баррона. Силикофлагелляты оказались близкими комплексу зоны *Distephanus pseudofibula* Бакри. Это позволило определить возраст вмещающих пород как начало верхнего миоцена (табл. 40).

Диатомовые из формации Астории (?) оказались среднемиоценовыми (XXI зона) — *Coscinodiscus lewisianus*, *Denticulopsis hustedtii*, *D. lauta* и пр.

Важной была работа Баррона также по корреляции бореальных зон разных районов Тихого океана и этих зон с зонами тепловодных областей. Анализ диатомей скважин 438 А (западная часть Тихого океана — район Японии) и 173 (восточная его часть —

район Калифорнии) позволил Баррону еще раз убедиться, что комплексы различных флангов Северной Пацифики весьма близки. Он составил, в частности, таблицу и показал, что 20 датум-плейнов характерных видов бореальных районов океана, фактически, за исключением одного случая (уровень исчезновения *Coscinodiscus yabei*), обнаруживают определенную последовательность у берегов как Азии, так и Америки и соответствие одним и тем же зонам (Barron, 1980a, b) (рис. 18).

В обосновании привязки диатомовых зон бореальных широт к зонам тепловодных областей крайне важными стали материалы по рейсам 56 и 57 "Гломар Челенджер", прошедшим в западном районе Тихого океана, восточнее Японии. Здесь стыкуются холодное и теплое морские течения (Оясио и Курошио), и в ископаемых комплексах встречаются соответственно относительно холодноводные (диатомовые и радиолярии) и тепловодные (известковистый планктон) комплексы. Использование разных групп обеспечивает контроль за стратиграфическими выводами, которые, будучи сделанными по одной группе, всегда нуждаются в проверке.

Изучение микроорганизмов из неогеновых слоев ряда конкретных скважин наглядно показало возможность реальной сбивки диатомовых зон с зонами по другим группам. Особенно полный разрез неогена отмечен в скв. 438 А. Имеющиеся в этой скважине "дырки" (в смысле отсутствия некоторых зон, базисующихся на тепловодном планктоне) компенсируются данными по соседним скважинам (например, зона N 18 присутствует в скв. 435). Суммирование этих материалов позволило предложить следующую корреляцию зональных шкал (табл. 41). Из приведенной таблицы видно, что границы зон по разным группам во многих случаях не совпадают, однако их положение в разрезе относительно друг друга является вполне определенным и это позволяет увереннее, чем раньше, судить о возрасте диатомовых зон. Так, видимо, сейчас уже однозначно решается

Таблица 41

Корреляция неогеновых зон по разным группам
в западной части северотихоокеанской области
(по: Barron et al., 1980)

Возраст		Зоны					
		диатомовые (Barron, Harper, 1980)	радиолярии		наннопланктон (Shaffer, 1980)	планктонные фораминиферы (Blow, 1969)	
			(Reynolds, 1980)	(Sakai, 1980)			
Q		Denticula seminae	Botryostrobos aquilonaris	Botryostobus aquilonaris	Emiliana huxleyi	N 23	
		Rhizosolenia curvirostris	Axoprunum angelinum	Axoprunum angelinum	Pseudoemiliana lacunosa	N 22	
		Actinociclus oculatus	Eucyrtidium matuyamai	Eucyrtidium matuyamai	Cyclococcolithina macintyreii		
Плиоцен	верхний	D. seminae var. fossilis	Lamprocyrtis heteroporos	Lamprocyrtis heteroporos	Discoaster brouweri	N 21	
		D. seminae var. fossilis—D. kamtschatica			D. surculus		
				D. tamalis			
	нижний				Reticulofenestra pseudoumbilica	N 19—N 20	
				Ceratolithus rugosus			
Мiocен	верхний	D. kamtschatica			Amaurolithus acutus	N 18	
					Triquetrorhabdulus rugosus	N 17	
					D. quinqueramus		A. primus
							D. berggrenii
						D. neohamatus	N 16
	средний						N 15
нижний							

спорный вопрос о нижней границе *Denticulopsis kamtschatica* — она проходит внутри зоны 17 Блоу, и поэтому ее следует проводить не в подошве плиоцена, как это делалось раньше, а в пределах верхнего миоцена. Через зональные шкалы диатомовые зоны сопоставлены и с палеомагнитной шкалой, и с абсолютными датами (хотя корреляции здесь остаются во многом пока косвенными).

Подобное сопоставление бореальных и тропических комплексов диатомовых осуществлено и в восточной части Северной Пацифики (Keller, Barron, 1981). В районе Мексиканской Калифорнии (скв. 471, 472) комплексы диатомей, помимо бореальных, включают тропические формы — от среднего до верхнего миоцена (Burckle, 1978). Исключением является подзона "d" *D. hustedtii*—*D. lauta* (интервал 11—10 млн лет), где тепловодная *Coscinodiscus vetustissimus*, обычно свойственная низким широтам, замещается более холодными видами (*C. marginatus*, *Thalassionema hiroakiensis* и др.). В скв. 469, находящейся севернее, на широте Лос-Анджелеса, тепловодные виды (*Actinocyclus ellipticus* и др.) отмечаются в верхах подзоны "b" и в нижней части подзоны "c" зоны *D. hustedtii*—*D. lauta* (12,8—12,2 млн лет). В еще более северной скважине 173 относительно тепловодный интервал (12,8—12,2 млн лет) отделяется от раннего верхнего миоцена холодным (12—11 млн лет). Суммирование этих данных показывает, в частности, что около 11 млн лет назад, видимо, проходила миграция холодолюбивых видов с севера на юг, а в диапазоне 12,8—12,2 млн лет —, наоборот, южных видов к северу (Keller, Barron, 1981).

Последний пример показывает, что изучение кремнистых микроорганизмов данной группы позволяет затронуть, кроме корреляций, другую важную проблему — палеогеографическую. В частности, оно приводит в ряде случаев к расшифровке климатических колебаний прошлого.

Недавно Баррон и Келлер, используя данные бурения, попытались дать анализ перерывам миоцена по многим скважинам мирового океана (Barron, Keller, 1982). Они наметили по крайней мере восемь перерывов (см. с. 148). Достаточно точное датирование перерывов оказалось возможным только потому, что в процессе изучения осадков были обнаружены представительные комплексы диатомей, которые (вместе с другими группами) и позволили определить — по отсутствию или присутствию отдельных форм — интервалы перерывов. Хотя датирование этих интервалов нуждается еще в строгой проверке, ибо и названные авторы приводят подчас еще далеко не во всем апробированные данные, тем не менее уже сейчас ясно, что они представляют большой интерес. С перерывами, по мнению названных авторов, можно связать периоды похолоданий, ибо появление размывов в разрезе, как и исчезновение карбонатных осадков, могло быть обусловлено понижением температуры донных водных масс и холодными течениями, влияние которых увеличивалось во время похолоданий (и действия Антарктического ледникового щита на океан). С этими явлениями, возможно, в определенной мере были связаны и синхронные колебания уровня мирового океана (Vail, 1977).

В заключение отметим, что анализ зональных схем, построенных по диатомовым в разных климатических областях, позволяет сейчас говорить, что время создания общей шкалы (по диатомовым) для Пацифики, видимо, недалеко. Модель такой шкалы уже создана, и задача теперь заключается в проверке положения зональных границ бореальной и тропической зон и их увязке. Но уже сейчас схемы Баркла, Коидзуми и других достаточно хорошо сбиваются.

Если говорить конкретно о Северной Пацифике, то не будет преувеличением сказать, что здесь за последние годы достигнут большой прогресс в использовании диатомей. В настоящее время шкала Коидзуми—Баррона состоит уже из 10 зон и 11 подзон. Ее анализ показывает, что границы диатомовых зон проводятся не только по уровню появления зональных форм, но и по общему изменению комплексов, т.е. являются достаточно обоснованными.

Эта шкала и сегодня, конечно, имеет ряд слабостей и недостатков, которые нужно учитывать. Так, слабо разработан нижнемиоценовый интервал шкалы,

средне-верхнемиоценовые зоны не сопоставлены непосредственно с палеомагнитной шкалой, корреляция диатомовых зон с зонами, выделенными по другим группам, не всегда точна, объем плиоценовой зоны *D. seminae* f.—*D. kamtschatica* трактуется по-разному (в одних случаях, по данным, полученным в центральной части Тихого океана, нижняя граница проводится на уровне 4,2 млн лет, а в других, по материалам Японского прогиба, 3,1 млн лет) и т.д.

Многие виды-индексы на севере Тихого океана имеют иной, чем в средних широтах, диапазон стратиграфического распространения, что связано, видимо, с влиянием широтной зональности. Распространение сравнительно холоднолюбивых видов диатомей *Thalassiosira hidulus*, *Th. punctata*, *Th. usatshevii*, *Coscinodiscus inisignis*, *Melosira albicans*, *Denticulopsis kamtschatica*, *D. seminae* f., появляющихся в северных разрезах на более низких уровнях, чем в средних широтах, по-видимому, соответствует биоэонам этих форм. Наоборот, тепловодные виды *Thalassiosira convexa*, *Mesocene elliptica*, *Hemidiscus*, *Coscinodiscus temperei* в северных широтах встречаются лишь спорадически, а в прикамчатском районе в зоне *D. hustedtii*—*D. lauta* один из видов-индексов *D. lauta* часто вообще отсутствует. Вместе с тем вертикальное распространение ряда видов *D. praedimorpha*, *D. dimorpha*, *Nitzschia pliocena*, *Thalasionema*, *hirosakiensis*, *Thalassiosira antiqua*, *Th. zabelinae*, *Th. oestrupii*, *Stephanopyxis horrides* во многих районах внетропической области Тихого океана совпадает достаточно хорошо, что имеет большое значение для межрегиональных корреляций. Поэтому, в целом, можно сказать, что несмотря на все перечисленные слабости, зональная шкала Коидзуми—Баррона уже сейчас реально служит основой расчленения осадочных толщ верхнего кайнозоя Северотихоокеанской области.

Несколько слов о другой кремнистой группе — радиоляриях. Если в тропических районах сейчас на их основе созданы дробные зональные шкалы кайнозоя, то в высоких и умеренных широтах они находятся еще в стадии становления. Для северных районов обрамления Тихого океана часто использовалась схема Накасеко и Сугано (Nakaseko, Sugano, 1973), которая включает всего четыре неогеновых зоны с не очень четкими границами (табл. 42). Эта схема сейчас не просто детализируется, а фактически замещается новой, основанной на последних данных по глубоководному бурению. Например, при обработке материалов 56 и 57 рейсов "Гломар Челленджер" Рейнолдс и Сакаи (Baggon, 1980a, b) использовали более дробную шкалу, которая возникла как комбинация зон двух шкал — Формена (верхний миоцен—плейстоцен) и Рейнолдса—Сакаи (нижний—средний миоцен) (табл. 43). Эта схема заслуживает самого пристального внимания, так как она прямо скоррелирована со схемами, основанными на диатомеях, наннопланктоне и планктонных фораминиферах. Раньше, когда эта шкала создавалась и для ее корреляции использовались, с одной стороны, зоны В. Риделя и А. Санфилиппо (Riedel, Sanfilippo, 1970; Riedel, 1971), которые были выделены в миоцене экваториальной области, а с другой — зоны Хейса (Hays, 1970), намеченные в плиоцене—квартере бореальной области, такая увязка с другими группами была более условной (Foreman, 1975).

К сожалению, встречаемость радиолярий в разрезах обрамления пока не столь часта, как диатомей. Если такие комплексы и обнаруживаются, то они обычно не смыкаются, что делает невозможным проведение точных границ тех или иных зон. Тем не менее материалы по радиоляриям накапливаются и в ряде случаев уже сейчас служат важным подспорьем в стратиграфических исследованиях.

Например, во многих разрезах Сахалина (пильская и курасийская свиты) и Камчатки (какертская—эталонская свиты Западной Камчатки, конусная свита и свита мыса Плоского Восточной Камчатки), а также на дне Японского моря и Курило-Камчатского желоба отмечены осадки средневерхнемиоценовой зоны *Luchnocanium nipponicum* — материалы Д. И. Витухина (1981), Н. П. Руновой (1979,

Таблица 42
Корреляция зон неогена Японии по разным планктонным группам

Возраст		Диатомовые зоны (Koizumi, 1975)	Радиоляриевые зоны (Nakaseko, Sugano, 1973)
Плиоцен		D. seminae v. D. seminae v.- D. kamtschatica	Thecosphaera japonica
Миоцен	верхний	Denticula kamtschatica	
		Denticula hustedtii	Lychnocanium nipponicum
	средний	Denticula hustedtii Denticula lauta	
		D. lauta	Cyrtocapsella tetrapera
	нижний	Actinocyclus ingens	Melittosphaera magnaporulisa

Таблица 43
Радиоляриевые зоны, выделенные в Японском желобе и в Японии
(по: Sakai, 1980)

Возраст		Желоб	Япония
Q		Bottostobus aquilonaris	Thecosphaera japonica
		Axoprunum angelium	
		Ecyrtidium matuyamai	
Плиоцен		Lamprocyrtis heteroporos	
		Sphaeropyle langii	
Миоцен	верхний	Stichocorys peregrina	Lychnocanium nipponicum
		Ommatartus penultimus	
		Ommatartus antepenultimus	
	средний	Cannartus pettersoni	Cyrtocapsella tetrapera
		Dorcadospyris alata	

1981), что позволяет уверенно определить возраст этих толщ, намеченный по моллюскам и диатомеям или вообще ранее неизвестный.

В последнее время повышенный интерес стала вызывать еще одна кремнистая группа — силикофлагеллят. В количественном отношении и видовом разнообразии она уступает диатомовым, с которыми обычно встречается. Однако, как показывают наблюдения, ее виды гораздо легче датируются и часто отличаются узким возрастным диапазоном, что позволяет оценивать перспективность силикофлагеллят достаточно высоко. Зональная шкала на основе этой группы только закладывается. Уже есть первые ее наброски (Bukry, Foster, 1973; Ling, 1973), выявляются разновозрастные комплексы и имеются примеры их практического использования. Так, при изучении ископаемых водорослей стратотипа Делмонтского яруса Калифорнии были выявлены комплексы как диатомей, так и силикофлагеллят (Baggon, 1976a, b). Изучение диатомей показало их идентичность комплексу XVI и XV зон Шредера (Schrader, 1973), а силикофлагеллят — комплексу зоны Distephanus longispinus Бакри (Bukry, 1973), что позволило отнести Делмонтский к верхам среднего—нижней части верхнего миоцена и на этом основании сопо-

Таблица 44

Распространение отдельных видов силикофлагеллат в неогене Западной Пацифики

Возраст		Зоны	<i>Distephanus polyactis s. ampl</i>	<i>D. boliviensis frugalis</i>	<i>Dictyocha pentagona</i>	<i>Distephanus speculum pseudocruz</i>	<i>Dictyocha pseudofibula</i>	<i>Distephanus longispinus</i>	<i>Mesocena hexagona</i>	<i>Cannopilus sphaericus</i>	<i>Corbisema triacantha</i>
Плиоцен		<i>Distephanus speculum</i>									
Миоцен	верхний	<i>Dictyocha pseudofibula</i>		?							
	средний	<i>Distephanus longispinus</i>									
		<i>Corbisema triacantha</i>									

Таблица 45

Распространение отдельных видов силикофлагеллат в неогене скв. 438А (по: Barron, 1980)

Возраст		Зоны по диатомовым	Силикофлагеллаты
Плиоцен		<i>Denticula seminae f.</i>	
		<i>D. seminae—D. kamtschatica</i>	4
Миоцен	верхний	<i>D. kamtschatica</i>	3
		<i>D. hustedtii</i>	
	средний	<i>D. hustedtii—lauta</i>	2
		<i>D. lauta</i>	1

Силикофлагеллаты: 1 — *Mesocena apicula curvata*, 2 — *M. hexagona*, 3 — *Distephanus pseudofibula*, 4 — *D. boliviensis jimlingii*.

ставить его с низами Мония (это, как говорилось выше, поставило вопрос о валидности Делмонтия как яруса).

В шкале Бакри в интервале среднего миоцена—плиоцена восточной части Пацифики выделяются четыре зоны (табл. 44). Присутствие таких форм, как *Cannopilus schaeiricus*, *Dictyocha pentagona*, *Distephanus boliviensis frugalis*, *D. longispinus*, *Mesocena hexagona*, позволило сопоставить достаточно уверенно делмонтийские слои с зоной *Distephanus longispinus* конца среднего—начала верхнего миоцена (Bukry, Foster, 1973). Эта корреляция нашла подтверждение в корреляции, осуществленной по диатомеям.

В литературе последних лет сведения о силикофлагеллятах постоянно растут. Так, в материалах по 56 и 57 рейсам "Гломар Челленджер" отмечено, что фактически все диатомовые комплексы миоцена и плиоцена сопровождаются теми или иными формами силикофлагеллат (Barron, 1980) (табл. 45).

Из рассмотренных материалов следует очевидный вывод, что группа микроорганизмов с кремневым скелетом приобретает для стратиграфии кайнозоя бореальных районов чрезвычайно важное значение. Фактически постепенно она становится ведущей для расчленения кайнозойских толщ осадочного чехла высоких широт. Сейчас важно без спешки выявить сильные и слабые стороны появившихся зональных шкал: стратиграфическую устойчивость выявленных комплексов и масштаб их географического распространения, надежность их корреляций с комплексами тропических широт и фациальную зависимость и пр. Их нельзя рассматривать как панацею от всех бед хотя бы потому, что применение кремнистых комплексов

имеет определенные ограничения (многие толщи обрамления Тихого океана, например, нацело или почти нацело лишены их остатков из-за особенностей фациального состава пород). И все же их значение в стратиграфических исследованиях будущего трудно переоценить.

КОРРЕЛЯЦИИ НА ЭКОСТРАТИГРАФИЧЕСКОЙ ОСНОВЕ И СОСТОЯНИЕ ДАЛЬНЕВОСТОЧНЫХ СХЕМ В СВЕТЕ ЭКОСТРАТИГРАФИИ

В последние годы к рассмотрению корреляций стратиграфических схем все чаще подходят с экосистемной или экостратиграфической точки зрения. Правда, из анализа состояния экостратиграфии складывается впечатление, что в практическом использовании этого направления, которому заранее выдали много преждевременных авансов, еще многое предстоит сделать, ибо пока что часто не экосистемный (ЭС) подход поднимает стратиграфию, как это хочется думать многим, а стратиграфия ставит многие ЭС-построения на реальную основу. Тем не менее в ряде отношений это направление уже используется практикой.

Мы не имеем возможности подробно разбирать здесь происхождение и смысл многих терминов, которые используются экостратиграфией, и отсылаем читателя к соответствующей литературе. Но считаем все же нелишним напомнить, что хотя понятие "экостратиграфия" остается не очень определенным, но первоначально оно было введено для подчеркивания зависимости ископаемых комплексов от фаций (термин Шиндевольфа), а затем — через ряд трансформаций — в представлении отдельных ученых (например, Мартинсона) оно стало означать раздел стратиграфии, который занимается корреляцией древних экосистем (или палеоэкосистем — термин введен Красиловым) и расположением их в геохронологической шкале.

Если исходить из определения стратиграфии как раздела исторической геологии, который классифицирует породы в зависимости от хронологической последовательности их образования и разрабатывает шкалу для датировки геологических событий, то экостратиграфию, как она сейчас многими понимается, следует, видимо, рассматривать как одно из направлений стратиграфии (Гладенков, 1983).

Впрочем, в оценке формального статуса экостратиграфии до сих пор нет единства. Можно, например, вспомнить о мнениях таких двух авторитетов в палеоэкологии и экостратиграфии, как Р.Ф. Геккер и А. Буко, труды которых хорошо всем известны. Геккер считает экостратиграфию естественной частью биостратиграфии. По Буко же, экостратиграфия в современной трактовке является попыткой связать в единое целое данные по таксономии, экологии, биогеографии и эволюции биоты с седиментологией и геохронологией — без выдвигания каких-либо новых стратиграфических принципов. Не обсуждая специально этот вопрос, относящийся в конце концов к разряду академических, еще раз отметим, что, как нам кажется, его следует решать, исходя из общего определения стратиграфии. Стратиграфия есть стратиграфия, и какие бы направления в ней не получали в то или иное время преимущественное развитие (палеомагнитное, сейсмостратиграфическое и др.), она шире любого из этих направлений.

Рассматривая положение со стратиграфией в настоящее время, можно подчеркнуть, с одной стороны, возросшую комплексность стратиграфических исследований, в которых все шире используются данные по палеонтологии, литологии и по различным физическим параметрам, а с другой — постоянное стремление моделировать геологическую историю и рассматривать палеоэкологию и палеогеографию в динамике, расшифровывая причинно-следственные связи природных явлений.

Но, как и прежде, геологическая практика особенно ценит сейчас те стратиграфические исследования, которые опираются на детальную проработку разрезов, нацелены на тщательное изучение палеонтологических комплексов и выявление фациальных особенностей вмещающих их толщ. Они предусматривают также прослеживание разнообразных маркеров и уровней, установление фациальных зон с выделением в них гамм фаций, восстановление ареалов тех или иных групп и выявление реального возрастного диапазона таксонов, определение закономерностей в смене осадочных толщ и биоты в разрезе и по латерали. Все это служит той основой, на которой выкристаллизовывается классификация реальных стратиграфических подразделений, делаются выводы об этапности развития мелких и крупных экосистем, моделируются экосистемные перестройки.

Сейчас можно сказать, что в ряде случаев экостратиграфии выданы авансы без всяких оснований и многие ее теоретические предпосылки вызывают сомнения, в других же случаях практическая геология уже использует ее сильные стороны.

Эмпирическая проверка этого направления в будущем выделит нужное и полезное и уберет нежизненное и надуманное. В том, что здесь имеется много полезного, сомневаться не приходится. Но противопоставление экосистемного метода эволюционному, как это иногда бывает в литературе (Красилов, 1977 и др.), обедняет нашу методику. Только в их единстве лежит путь к раскрытию развития биосферы и решению задач по совершенствованию стратиграфических схем. Вот почему экостратиграфия должна не отбрасывать ярусные и зональные подразделения, как на этом настаивают некоторые экостратиграфы новой волны (Красилов, 1982), а стараться понять и выявлять их экосистемную сущность.

Сейчас можно, пожалуй, говорить о нескольких перспективных направлениях современной экостратиграфии (Гладенков, 1984). Первое — развитие в стратиграфии аналитического подхода, потребность в котором ощущалась всегда. Рассмотрение стратиграфических подразделений на фоне общих тенденций развития биосферы, ретроспективная оценка связей геологических процессов глобального масштаба, выявление закономерностей эволюции и построение общей системы усложнения жизни органического мира, моделирование геологических явлений разного масштаба и т.д. — все это соответствует тому широкому подходу к расшифровке природных явлений, который сейчас свойствен науке вообще. Второе — выделение и прослеживание стратиграфических подразделений в разных палеогеографических областях и в разных фациях (выявление коррелянтов местного, межрегионального и субглобального масштаба). Третье — детализация стратиграфических схем: докембрийских, фанерозойских и четвертичных (выявление различных признаков этапности геологического развития различных регионов и населявшей их биоты). Четвертое — уточнение границ и объемов стратиграфических подразделений.

Хотелось бы сосредоточить внимание лишь на двух направлениях — на выделении стратиграфических подразделений в разных палеогеографических районах и на детализации стратиграфических схем, но перед этим сделаем несколько замечаний.

Детализация экосистем сводится пока к выделению их подразделений, которые ранее были выделены классической стратиграфией. Как показывает их анализ, все эти подразделения — от самых крупных до яруса — были выделены не только на биостратиграфической, но и на историко-геологических характеристиках (Леонов, 1973). В меньшей мере это относится к зонам, которые выделялись на основании смены палеонтологических комплексов (обычно ортостратиграфических групп), но сейчас имеется ряд данных, свидетельствующих, что и они базируются не только на чисто палеонтологической

основе, но и на палеогеографических особенностях, подчеркивающих изменение среды, в которой развивались те или иные комплексы.

Таким образом, вне зависимости от мнений о причинах эволюции, влиянии тех или иных внешних условий на органический мир и т.п. нашу стратиграфическую шкалу можно считать в значительной степени экостратиграфической.

Особенно ярко эта экостратиграфичность проявляется в региональных шкалах, в которых и достигнуты важнейшие реальные результаты. Классической иллюстрацией этому являются работы Н.И. Андрусова по выделению горизонтов кайнозоя Понто-Каспия. Выделенные им горизонты отвечали определенным этапам геологического развития полузамкнутой системы Понто-Каспийских бассейнов. Принципы Андрусова, положенные в основу выделения горизонтов, с успехом применялись и применяются сейчас при разработке региоярусов во многих районах. В этой связи достаточно вспомнить успехи так называемой бассейновой экостратиграфии, давшей много примеров расчленения разнофациальных толщ древних бассейнов.

КОРРЕЛЯЦИЯ НЕОГЕНА РАЗЛИЧНЫХ БИОГЕОГРАФИЧЕСКИХ ЗОН И ПРОВИНЦИЙ ("СОБЫТИЙНАЯ" СТРАТИГРАФИЯ)

Если в свете сказанного подойти к анализу стратиграфических схем Дальнего Востока, то можно увидеть, что элементы экосистемного подхода при создании стратиграфических схем здесь используются, пусть даже не всегда осознанно, давно.

Во-первых, в дальневосточных районах расчленение третичных толщ шло по пути выявления этапности развития древних бассейнов и выделения на этой основе горизонтов или региоярусов.

Во-вторых, для корреляции горизонтов (и их частей) разных районов (Камчатки, Сахалин) использовались коррелянты разного плана ("сигналы" или реперы), которые отражали те или иные события, имевшие место в геологической истории данной области.

В-третьих, здесь уже давно собирался материал, который позволял в той или иной степени анализировать экосистемы прошлого, отличавшиеся как спецификой седиментации, так и особенностями органического мира. В этом отношении окраина Северо-Восточной Азии представляется весьма поучительным и интересным объектом. Отметим некоторые ее особенности, которые представляют определенный интерес в методическом плане.

Всю территорию дальне- и северо-восточных районов СССР в неогене можно отнести к крупной экосистеме окраины Северо-Востока Азии и примыкающему к ней океаническому бассейну (или западной части Северотихоокеанской бореальной области, а именно Дальневосточной или Восточноазиатской подобласти). В ее пределах можно наметить далее три субмеридиональные части (определенного типа седиментационные бассейны или экосистемы более мелкого ранга) — континентальную, шельфовую и океаническую, каждая из которых пересекается границами двух биогеографических поясов (или зон) — тропической и бореальной — и (в пределах бореальной) границами подзон — южно- и северобореальной. Шельфовая экосистема включает несколько подсистем или провинций (с юга на север): Южнояпонскую, Северояпонскую, Сахалинскую, Камчатскую (с Охотоморской и Курильской частями) и Чукотско-Корякскую. Для каждой провинции приведен опорный разрез (рис. 19). В континентальной экосистеме тоже можно наметить несколько частей (мы их здесь не рассматриваем, но для примера нами приведены разрезы Приморья и Приколымья). Наконец, в океанической эко-

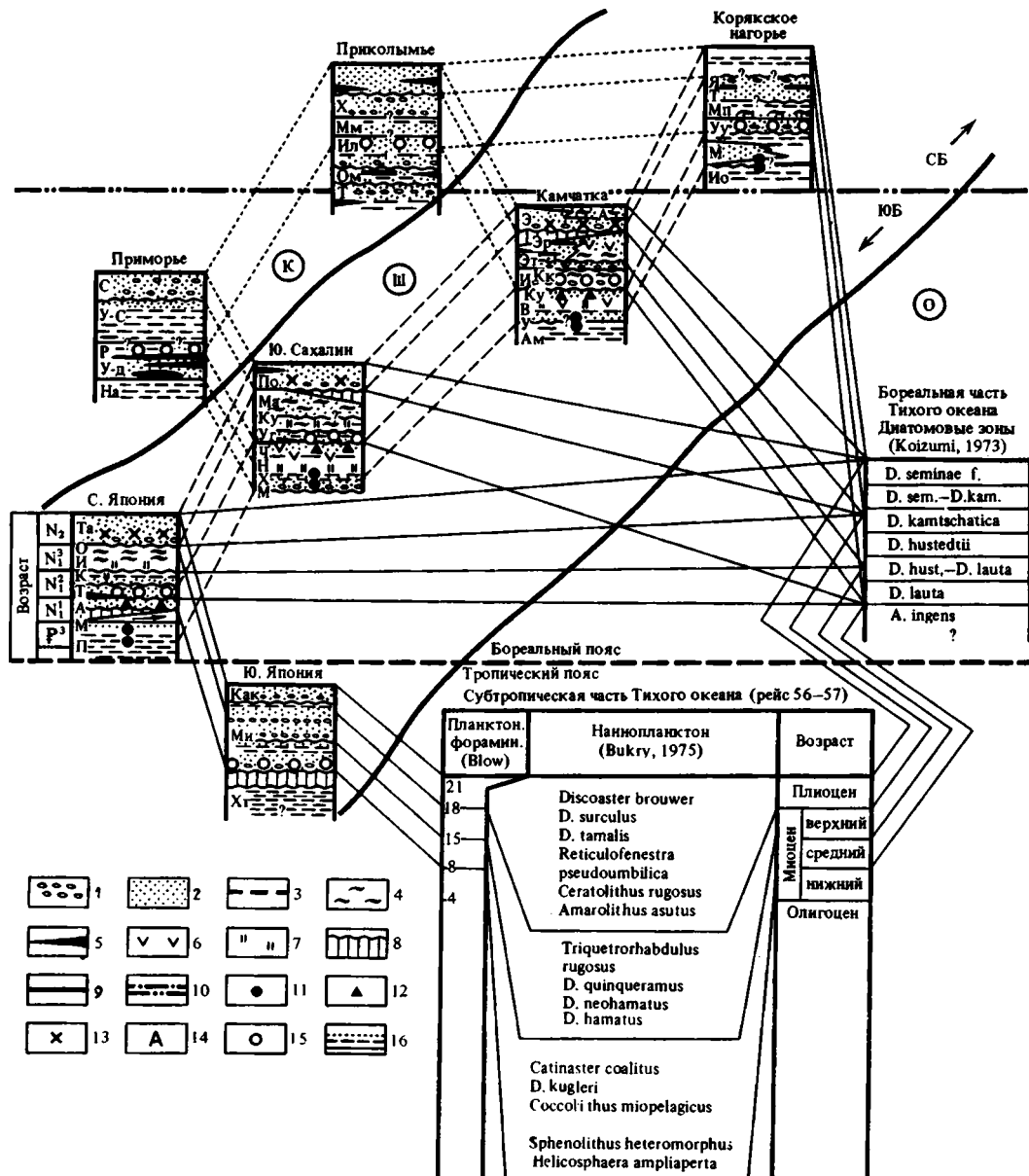


Рис. 19. Корреляция неогена окраины Северо-Восточной Азии и прилегающих морских бассейнов

Горизонты, регионалы, свиты, группы и формации опорных разрезов. Южная Япония: Как — Какгава, Ми — Миура, Хт — Хота; Северная Япония: Та — Такигава, О — Ойваке, И — Иванисава, К — Кавабата, Т — Такигава, А — Асахи, М — Момидзияма, П — Поронай; Южный Сахалин: По — помырский, Ма — маруямский, Ку — курасийский, Уг — углегорский, Ч — чеховский, Н — невольский, Х — холмский, М — мачигарский (аракайский); Приморье: С — суйфунский, У-с — усть-суйфунский, Р — реттиховский, У-д — усть-давыдовский, На — надежинский; Камчатка: Э — эменский, Эр — эрмановский, Эт — этолонский, Кк — какартский, И — ильинский, Ку — кулуевский, В — вивентекский, У — утхолокский, Г — гаххинский, Ам — аманинский; Корякское нагорье: Я — янакомская, Т — трехреченская, Мп — майнопылгинская, Уу — ундаль-уменский, М — маллэнский, Ио — ионайский; Приколымье: Х — хапчанский, Мм — мамонтовогорский, Ил — ильдикилякский, Ом — омолойский, Т — тастахская

1 — конгломераты, 2 — песчаники, 3 — алевролиты, 4 — диатомиты, 5 — угли, 6 — вулканиды, 7 — кремнистые породы, 8 — несогласия и перерывы, 9 — границы континентальных (К), шельфовых (Ш) и океанических (О) седиментационных бассейнов, 10 — граница (а) бореальной и тропической зон и (б) южнобореальной (ЮБ) и северобореальной (СБ) подзон. Комплексы с фауной: 11 — Papyridea hargimani—Yoldia watasei, 12 — Mytilus tichanovitchii, 13 — Fortipecten takahashii, 14 — Astarte diversa, 15 — климатический оптимум, 16 — корреляционные линии (а — по флоре, б — по бентосу, в — по планктону)

Т а б л и ц а 46
Корреляция неогеновых толщ Северо-Восточной Азии и прилегающих акваторий Тихого океана
(в системе суша—шельф—океан)

Зоны и горизонты	Суша (Приколымье)	Шельфовые моря бореальный широт (Камчатка)					Океан			Возраст		
		Палино- комплексы	Моллюски и бентос- ные фораминиферы	Кремнистый планктон	Кремнистый планктон		Koizumi, 1975	субтропические широты				
								Изолимитенский	Известковый планктон			Blow, 1969
о	5/2	Усть-лимитенский	+	D. seminae f. D. seminae—D. kamt.		D. seminae f. D. seminae— D. kamtschatica	Dis. brouweri Dis. surculus Dis. tamalis	21	Плиоцен			
Халчанский о	5/1 4/3	Энемтенский	+	D. kamtschatica		D. kamtschatica	R. pseudumbilica C. rugosus Am. acutus	19–20				
		Мамонтово- горский о	4/2	Эрмановский	о + +	D. hustdtii		D. hustdtii	T. rugosus Dis. quinquerramus	18	верхний	
Ильдики- лякский о	4/1 3 2			Этолонский	+	D. hustdtii— D. lauta		D. hustdtii— D. lauta	Dis. neohamatus	17		средний
		Омолонский о	1	Какертский	+	D. lauta		D. lauta	Dis. hamatus	16	нижний	
Тастахский о				Ильинский	+		?	A. ingens	C. coalitus Dis. kugleri	?		Олигоцен
		Кулувенский	?			A. ingens—K. carina	Cor. miopelagiens		Эоцен			
		Вивентекский	+			K. carina	S. geteromorphus					
		Утхолокский	+				H. ampliaperla					
		Гакхинский	+				?					
		Аманинский	+									



— перерыв в разрезе или отсутствие комплексов



о — флористические остатки



+ — бентосные комплексы

системе, если привлекать данные по скважинам "Гломар Челленджер", пробуренным в Северной Пацифике, намечаются не только широтные зоны и подзоны, но и, судя по характеру, например, комплексов диатомей, провинциальные подразделения — типа неретических районов океана.

Наличие таких зон, подзон и провинций¹ заставляет при корреляции неогена данной области выполнять следующую работу. С одной стороны, в каждом из седиментационных бассейнов сопоставлять на основе той или иной палеонтологической группы различные провинции. Поскольку эти бассейны расположены субмеридионально, то трудности в этих сопоставлениях будут двоякого рода, обусловленные как чисто провинциальными особенностями, так и различиями, связанными с их разным широтным положением в пределах бореального пояса. Для корреляций континентальных бассейнов, естественно, используется флора (макрофлористические остатки, споры и пыльца). В корреляции шельфовых бассейнов главную роль играют бентосные комплексы, прежде всего моллюски и фораминиферы. Именно они при последовательном прослеживании их с юга на север дают возможность в ряде случаев достаточно четко сопоставить отдельные горизонты подставляющихся провинций, о чем уже шла речь при описании опорных разрезов. Наконец, для корреляций осадочных толщ разных районов океана и шельфа сейчас широко используются различного типа комплексы диатомей и частично радиолярий.

Корреляции неогеновых толщ данного района характеризуются двумя особенностями. Во-первых, корреляция здесь идет одновременно как бы в двух направлениях: от океана к шельфу и континенту (в субширотном направлении или вкрест простирания бассейнов) и по простиранию седиментационных бассейнов (в субмеридиональном направлении). В первом случае бореальные комплексы диатомовых водорослей океана увязываются с комплексами диатомей и бентосными комплексами (моллюски и др.) шельфовых разрезов, а шельфовые толщи, в свою очередь, далее коррелируются по флоре (прежде всего по спорам и пыльце) с континентальными (табл. 46). Во втором случае сопоставление идет в каждом из седиментационных бассейнов по простиранию (с севера на юг или наоборот), с замещением одних комплексов другими (в зависимости от их провинциальных и широтных особенностей) и увязкой их в конце концов в южных широтах с комплексами тепловодного планктона. Вместе с этим с тепловодными комплексами тропической зоны океана самостоятельно коррелируются и бореальные океанические комплексы диатомовых. Отсюда можно сделать вывод, что корреляция и определение возраста толщ бореальных районов окраины Северо-Восточной Азии осуществляется как бы двумя путями: параллельным прослеживанием комплексов в каждом из названных типов седиментационных бассейнов с севера на юг и одновременным подставлением комплексов разных типов бассейнов с запада на восток (от континентальных к океаническим). И в том, и другом случае дальневосточные схемы приводятся к "общему знаменателю" — схеме тепловодной области.

Сходимость результатов, порознь получаемых этими двумя путями, показывает надежность корреляционных выводов, отсутствие сходимости заставляет искать его причину. Например, прослеживание горизонта с *Fortipecten takahashii* от Камчатки и Японии показало, что он сопоставляется с плиоценом Центральной Японии (в том числе охарактеризованным тепловодными комплексами). С другой стороны, этот же горизонт увязан на Камчатке с диатомовыми зонами прилегающего океанического бассейна (зоны *Denti-*

¹ В пределах провинций выделяют и более дробные их части — подпровинции и пр. (например, на Камчатке намечаются три основные структурно-фациальные зоны — западная, охотоморская, центральная и восточная). Здесь мы их не рассматриваем.

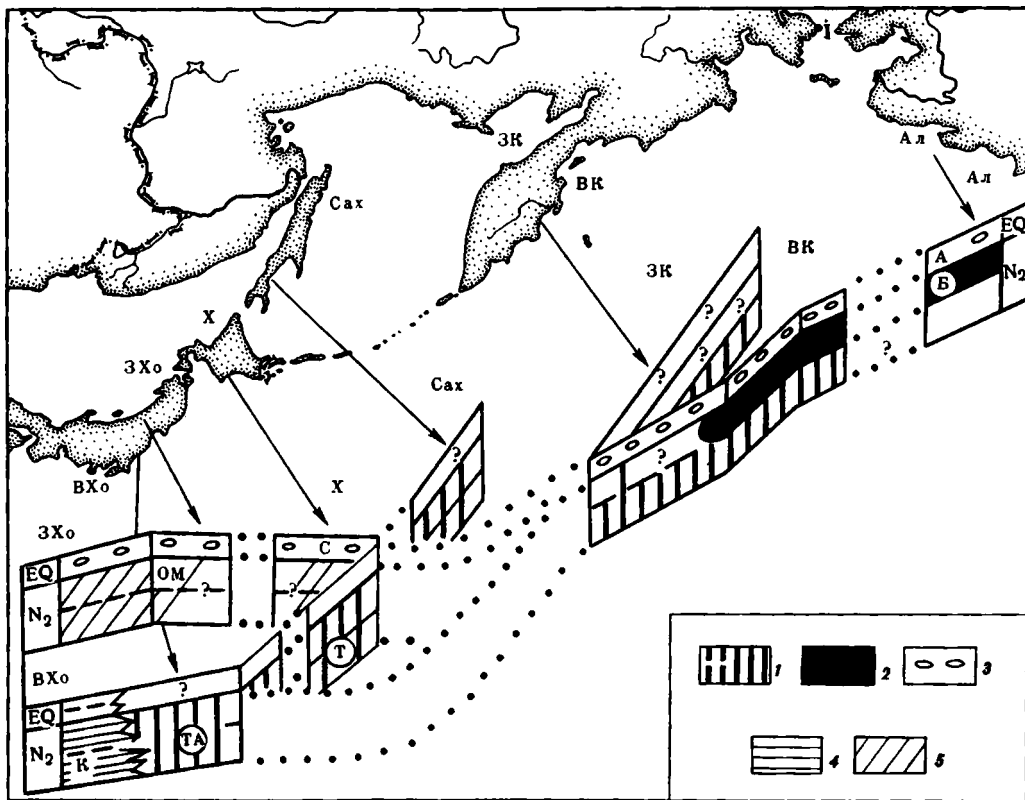


Рис. 20. Комплексы моллюсков плиоцена—эоплейстоцена северного обрамления Тихого океана

Комплексы: 1 — *Fortipecten takahashii*, *F. kenjoshiensis*, 2 — *Astarte diversa*, 3 — *Astarte alaskensis* — *A. borealis*, 4 — *Amussiopecten praesignis*, 5 — *Anadara amacula elongata*.

Типы фаун: К — Какетава, ТА — Татсунокучи, Т — Такикава, С — Сетана, ОМ — Омма-Мандзи, Б — Берингская, А — Анвильская.

Районы: Ал — Аляска, ВК — Восточная Камчатка, ЗК — Западная Камчатка, Сах — Сахалин, Х — Хоккайдо, ВХо — Восточный Хонсю, ЗХо — Западный Хонсю

culopsis kamtschatica—*D. seminae* f.), которые сопоставлены, в свою очередь, с плиоценовыми зонами тропических широт. Таким образом, этот уровень может считаться достаточно надежным.

Вторая особенность, характеризующая корреляцию неогеновых толщ названного района, — это изменение роли разного рода коррелянтов в процессе корреляций. Приходится считаться с тем, что одни палеонтологические реперы выдерживаются на значительных пространствах, захватывая несколько или даже многие провинции (уровень с *Papyridea harrimani* или *Fortipecten takahashii*), другие сохраняют свое значение лишь в соседних двух-трех провинциях, а далее или подставляются другими коррелянтами, свойственными иным провинциям (комплекс с *Fortipecten takahashii*, например, замещается в северо-камчатских разрезах комплексом *Astarte diversa* и пр.) (рис. 20).

При разработке схем более широкого — межрегионального — масштаба при корреляции региональных схем различных климатических зон или различно геологически построенных областей сохраняется подобная же ситуация: выявляются коррелянты (не только палеонтологические) частных подставляющихся экосистем, которые на этой основе и сопоставляются.

При характеристике комплексов опорных разрезов Камчатки и Сахалина уже говорилось, что шесть-семь стратиграфических уровней, намеченных в этих

разрезах на палеонтологической основе, достаточно уверенно прослеживаются от названных районов Японии (на юге) до Северной Америки (на севере и северо-востоке).

Хорошим коррелянтом также в пределах Северотихоокеанской области (Япония, Сахалин, Камчатка, Чукотка, Аляска, Вашингтон, Орегон, Калифорния) на границе раннего и среднего миоцена является климатический оптимум, отразившийся в появлении относительно теплолюбивых сообществ фаун и флор в названных районах (Гладенков, 1982). Для этих же районов характерными были позднемиоценовое и позднелиоценовое похолодания, что тоже отразилось в соответствующих ископаемых комплексах. В позднем миоцене для многих районов Северо-Восточной Азии была характерна регрессия (появление мелководных фаций, замещающихся в ряде мест континентальными угленосными образованиями), сменившаяся после тектонических движений (появление перерывов и несогласий в разрезах) плиоценовой трансгрессией (уровень характерной фауны с *Fortipecten takahashii*) (Гладенков, Маргулис и др. 1980). Кстати, для этой территории плиоценовый этап ознаменовался вспышкой вулканизма и возникновением Восточно-Камчатской дуги (и, видимо, соответствующего ей желоба в океане). Все эти явления служат хорошими коррелянтами в сопоставлениях древних толщ названного региона.

Во всех перечисленных случаях мы коррелируем "сигналы" тех или иных событий в разного типа экосистемах. В этом смысле экостратиграфия выглядит "сигнальной" стратиграфией и ее задача сводится, в частности, именно к поискам сменяющихся во времени "сигналов" в подставляющихся палеоэкосистемах как сходного, так и различного масштаба. В данном случае "сигнальная" стратиграфия не отличается от "событийной" стратиграфии (Валлизер, 1984).

Эти уровни высокой надежности обязаны геологическим событиям, которые в ряде случаев одновременно нарушали биотическое равновесие и седиментационный процесс. Стоит, правда, сделать одну оговорку: нельзя прямо связывать с этими явлениями эволюцию биоты — в смене фауны обычно проявляется прежде всего изменение палеогеографии и фациальных условий, часто — миграции комплексов и на этом фоне — развитие тех или иных филумов, которое еще не ясно чем обеспечено (во всяком случае, связать его с каким-либо одним частным фактором очень трудно).

Поскольку для создания стратиграфических схем данной области используются в значительной степени бентосные ископаемые комплексы, геологическая практика постоянно решает многие связанные с ними вопросы палеогеографического плана. Среди них важными являются, в частности, проблемы формирования биоценозов шельфовых зон (устойчивость их ареалов, эволюция во времени, связь с палеогеографическими изменениями и пр.). Не следует забывать об одной важной особенности северотихоокеанских ископаемых комплексов — в палеогеновое и частично в неогеновое время они формировались в относительно замкнутой (с северной стороны) системе морских бассейнов (Берингов пролив открылся только в середине плиоцена). Отсюда — заметное изменение ареалов бореальных комплексов в зависимости от изменения климата в кайнозое (сужение ареалов или их расширение в сторону тропиков), миграции видов американского происхождения в азиатские районы и наоборот.

Однако многие из этих явлений остаются далеко не понятыми, ибо специальных работ подобного направления пока еще очень мало. А тогда, когда они появляются, они часто вызывают разочарование из-за порой некорректного использования палеонтологических и геологических данных.

Большой интерес вызывает вопрос о формировании ареалов древних комплексов дальневосточных бассейнов. Решается он по-разному. В 60-х годах, напри-

мер, из анализа ареалов видов рода *иолдия* был сделан вывод, что в палеогене близкие формы этого рода были достаточно широко распространены как на Североазиатском, так и на Североамериканском побережьях Тихого океана, а в миоцене, по всей видимости, их ареалы начали распадаться и произошла определенная дифференциация — с ослаблением связей между азиатскими и американскими комплексами (Гладенков, 1970). Подобные же выводы делались и по фораминиферам. При более детальном анализе комплексов моллюсков Корякского нагорья, точнее Нижнехатырского прогиба, разрезы которого пространственно являются самыми близкими из азиатских к североамериканским, удалось показать, что наиболее тесная связь мелководных фаун Азии и Америки имела место в эоцене (Гладенков, Волобуева, Митрофанова, 1985). В одной из работ (Волобуева, 1980) была дана приблизительная оценка соотношения общих форм из разрезов Корякского нагорья и Америки. Было установлено, в частности, что из 25 видов палеоцена и эоцена Нижнехатырского бассейна 17 являются североамериканскими. В олигоцене и миоцене более явной была связь этого бассейна с сахалинско-японскими акваториями (в олигоцене из 50—51 вида 42 формы общие), хотя материалы по миоцену нуждаются еще в уточнении.

Расшифровка ареалов древних комплексов затрагивает другую важную проблему — проблему миграций. Миграции бентосных комплексов связываются прежде всего с изменением физико-географических факторов (палеоклиматические колебания, приведшие к перемещению водных масс в северном или южном направлении; образование новых палеотечений; обмеление или углубление морских бассейнов, влиявшие, помимо всего прочего, на изменение трофической зональности и т.п.). Однако важное значение для прохорезов имели, возможно, и биотические факторы, которые, в частности, могли стимулировать миграции в направлении менее заполненных экологических ниш и меньшего видового разнообразия. Естественно, что роль разных групп бентоса в подобных прохорезах была различной (надо учитывать их различия в температурной толерантности, способах размножения, длительности личиночной стадии, характере питания и др.).

Многие авторы пытались на основе анализа распространения отдельных групп в древних толщах азиатского и американского побережий Северной Пацифики восстановить пути миграций бентоса в кайнозое. Обычно за основу здесь брался простой принцип: если представитель какого-либо рода встречался, например, в одном регионе в более древних толщах, чем во втором, то делался вывод, что прохорез шел в направлении от первого региона ко второму.

В литературе имеется уже достаточно много реконструкций подобного типа. Такие работы посвящены миграциям пенктинид, арцид, викарий, нептуней, миид, туррителлид и других групп (Masuda, 1983; Noda, 1983; Nelson, 1978; и др.). В этих работах японских и американских авторов ставятся многие интересные вопросы о центрах возникновения видов, о влиянии на формирование североамериканских комплексов тетических групп и малазийских элементов и т.д. и т.п. Недавно была сделана попытка выявить общие тенденции миграций в Северной Пацифике и в нашей стране А.И. Кафановым (1982). Он подтвердил ранее сделанный вывод о том, что в палеогене имел место широкий обмен фаунами между азиатским и американским побережьями, а с конца палеогена, и в особенности с раннего миоцена, по его мнению, были преимущественно односторонние прохорезы малакофауны от азиатского побережья в сторону американского (оживление обратных миграций происходило лишь во время неогеновых климатических оптимумов). К сожалению, многие данные, которые использовались для получения этих выводов (возможно, во многом и правильных), не всегда вызывают доверие.

Прежде всего использовавшиеся в этих анализах списки моллюсков по разным районам нуждаются в серьезной ревизии (часто использовались устаревшие данные). Изучение отдельных родов пока не достигло нужного уровня, и поэтому идентификация многих форм в ряде случаев некорректна¹.

В работе Кафанова имеется также много разного рода неточностей, значительно подрывающих достоверность его заключений. Неправильные датировки формаций и свит, использование литературных данных (часто старых) без должной критической оценки, причем с отбором "подходящих" работ, поверхностные суждения о геологической истории, соседство в тексте установленного и гипотетического, не всегда корректное использование палеонтологических материалов и пр. — все это, к сожалению, встречается в упомянутой статье в обилии и, естественно, настраивает на скептическое отношение к работе автора. Хотя некоторые тенденции в вопросе о древних прохорезах он, возможно, разглядел правильно и ряд приведенных им сведений весьма интересен. Справедливости ради следует отметить, что подобные вопросы решаются с большим трудом.

В свое время автором тоже частично разбирался вопрос о миграциях — плиоценовой миграции фаун в арктических и бореальных районах Атлантики и Пацифики (Гладенков, 1978). Изучение комплексов моллюсков этих регионов показало, что количество видов, проникших из Тихого океана в Атлантический (первое их появление приурочено к зоне *Serripes* Исландии, что соответствует середине плиоцена), значительно выше числа форм, мигрировавших из Атлантики в Пацифику (это соотношение оценивалось некоторыми специалистами как 125:16).

Это позволило сделать вывод о преимущественной направленности миграций из Тихоокеанского бассейна в Атлантический. Изученные данные свидетельствовали, что миграции стали осуществляться сразу же после раскрытия Берингова пролива в плиоцене, но причины экспансии тихоокеанской фауны остаются до конца не выясненными. Данный пример интересен с нескольких точек зрения: для определения времени разрушения Беринговой суши (это середина плиоцена), суждения о скорости миграций (она почти мгновенна в геологическом времени), установления преимущественно односторонних миграций (из Тихого океана в Арктику и Северную Атлантику) и для выявления особенностей формирования новых биоценозов Северной Атлантики, включающих элементы атлантического происхождения и "пришельцев" (быстрое заселение экологических ниш мигрантами) и т.д. Однако и здесь невыясненных вопросов, наверно осталось гораздо больше, чем в какой-то мере освещенных.

Несмотря на имеющиеся трудности, использование стратиграфических материалов по разным районам северной части Тихоокеанского пояса позволяет в ряде случаев уже сейчас приступать к реальной расшифровке (хотя и в достаточно общем виде) палеогеографических обстановок и этапов геологического развития данной области. Конечно, многие аспекты палеогеографии и геологической истории остаются еще неясными, но анализ стратиграфических данных показывает, что уже в настоящее время можно говорить о сходных и даже синхронных геологических процессах, которые нашли проявление во

¹ Например, из одной публикации следует, что в эрмановской свите верхнего миоцена определены только формы, идентичные североамериканским (Синельникова, 1976). В этой связи невольно встает вопрос: что это — следствие прохореза американских форм в Западнокамчатский бассейн (кстати, без всяких следов в других районах Камчатки) или здесь допущены какие-то просчеты в определении отдельных видов. Как показала недавняя ревизия некоторых определений, дело частично именно в последнем, и сейчас можно говорить о миграции фауны в позднемiocеновое время скорее от Японских островов к северу, т.е. к Западнокамчатскому бассейну, чем от Калифорнии к Камчатке.

многих районах северо-тихоокеанского сектора нашей планеты (в том числе и в зонах перехода от Тихого океана к континентам).

Так, в олигоцене во многих прибрежных районах проявилась достаточно широкая трансгрессия, которая отразилась в накоплении относительно сходных песчано-глинистых толщ (преимущественно алевролитов и песчаников с генной-шами). Морские бассейны, расположенные вдоль обрамления океанов, имели хорошие связи, что и обусловило значительное сходство заселявших их характерных бентосных комплексов (с *Paruridea*, *Yoldia*, *Plectofrondicularia* и др.), которые отмечены во многих районах Японии, Сахалина, Камчатки и Северной Америки. В олигоцене произошло относительное похолодание, которое затронуло, видимо, и часть раннего миоцена. Это похолодание отразилось в составе комплексов, появлении местами гальки и глыб ледового разноса, а также геннойш. В ряде районов проявилась вулканическая деятельность (главным образом основной вулканизм), которая продолжалась частично и в раннем миоцене.

В раннем миоцене имели место тектонические движения, приведшие к поднятиям в одних районах и опусканиям в других. В результате в одних бассейнах морское осадконакопление прекратилось (появились перерывы в разрезах, в ряде районов начали формироваться континентальные, в том числе угленосные толщи), а в других — произошла смена седиментационного режима. В конце раннего миоцена наметилось некоторое потепление климата (появилась, в частности, крупнораковинная богатая фауна). Максимум этого потепления пришелся на самый конец раннего — начало среднего миоцена, когда многие южнобореальные мелководные комплексы (с субтропическими элементами) продвинулись далеко к северу (до севера Камчатки и до Аляски), а растительность на Камчатке стала включать термофильные элементы (в частности, буковые). С этого же времени в большинстве районов рассматриваемой области начинают накапливаться диатомиты или близкие к ним породы. Правда, нижнемиоценовые отложения местами тоже включают кремнистые породы, но кварц представлен в них в форме кристобаллита и халцедона; в отличие от них в среднемиоценовых образованиях основную породообразующую роль играет опал, и сложены они главным образом остатками диатомовых; эти образования распространены чрезвычайно широко как в океане, так и в шельфовых зонах.

Среднемиоценовое время было временем трансгрессий (возможно, неоднократных). В пределах этого возрастного интервала имело место некоторое колебание климата, по крайней мере проявились два или даже три потепления и одно или два относительных похолодания. В шельфовых зонах в связи с тектоническими движениями, а, возможно, частично и с климатическими флуктуациями и изменениями уровня моря в некоторых разрезах этого времени образовались перерывы. В отдельных зонах накапливались продукты вулканизма (основного — кислого состава).

Позднемиоценовое время характеризовалось в целом регрессией (исчезновение в ряде мест морских образований, появление угленосных толщ и т.п.). С тектонической точки зрения этот этап был, видимо, чрезвычайно важным для оформления современного структурного плана, ибо проявившиеся здесь тектонические движения сформировали практически все крупные структуры, сохранившиеся в целом доныне. К концу позднего миоцена шло прогрессирующее похолодание.

Начало (первая половина) плиоцена было ознаменовано заложением Восточно-камчатской вулканической зоны и, возможно, сопряженного с ней желоба. К этому времени относится также трансгрессия и относительное потепление, которое сменилось к концу плиоцена похолоданием. Это похолодание отразилось как в типе осадков (появление обильной гальки ледового разноса),

так и в комплексах фауны и флоры (например, миграция астартид с севера в бореальные широты). К этому времени относится заложение Берингова пролива, через который фауна тихоокеанского происхождения получила доступ в Арктику и Северную Атлантику (появление тихоокеанских моллюсков в плиоцене Исландии и Англии), и наоборот, — фауна североатлантическая и арктическая могла мигрировать в Пацифику.

Не останавливаясь на событиях четвертичного времени, отметим лишь одно: где-то в начале плейстоцена, несколько позже начала формирования ортозоны Брюнес, имели место тектонические процессы, которые обусловили разного типа дислокации в плиоцен-эоплейстоценовых толщах. Эоплейстоцен был более холодным периодом, чем плиоцен.

Все эти общие черты геологических событий, проявившихся в кайнозое Северотихоокеанской области, и являются тем "фоном", на котором, как представляется, и должен рассматриваться конкретный материал по тому или иному региону. Интерпретация геологических данных предусматривает, таким образом, всесторонний учет как "фона", так и конкретного материала, без перегиба в ту или иную сторону.

Выше было показано, что при обосновании стратиграфических схем и их корреляции в значительной мере была использована определенная смена палеонтологических комплексов, выдерживающаяся во многих районах Северотихоокеанской области.

Но в отдельных случаях отмечаются сходные (параллельные) изменения в древних ассоциациях не только разных бассейнов названного региона, но даже различных биогеографических областей, если иметь в виду Голарктику в целом. Например, сравнение плиоцен-плейстоценовых комплексов малакофауны двух полузамкнутых и разделенных физическими и климатическими барьерами экосистем — Северной Атлантики и Северной Пацифики — показало, что, несмотря на отличия комплексов этих районов, можно выявить общие тенденции в их развитии. Это сходство выражается в однотипной смене биогеографических типов фаун в разрезе (смене южнобореальных комплексов более холодноводными северобореальными), уменьшении общего числа видов и параллельном изменении процента вымерших форм (Гладенков, 1978). Напрашивается вывод, что эти изменения не случайны и, видимо, отражают общие закономерности изменения органического мира северных бассейнов (или позднекайнозойской морской экосистемы в целом).

Подобный вывод можно сделать и в отношении кайнозойских зон планктона тропических районов. Синхронное изменение зональных комплексов на громадных океанических пространствах (между 50—55° с.ш. и ю.ш.) можно рассматривать как хорошие уровни экосистемного развития (тропического палеобиома).

Появившиеся в последние годы материалы по климатическим флуктуациям прошлого, охватывавших в той или иной мере всю поверхность Земли, позволяют в ряде случаев намечать коррелянты даже субглобального масштаба (данные Шеклтона и др.).

Хотя исследователь часто и ведет разговоры на "опасную" тему о связи эволюции биоты с изменением внешней среды и т.п., но во всех этих случаях на первое место в его работе выходит эмпирика: есть хорошие реперы, а чем они обусловлены — это дело уже второе (ведь изучаем же мы флиш, не зная точно, какая гипотеза об его образовании предпочтительнее — осцилляционная или турбидитная). Думается, что в сегодняшних условиях это понятная позиция, ибо некорректные или недостаточно обоснованные рассуждения о взаимосвязи тех или иных геологических явлений (например, о прямом влиянии палеомагнитных инверсий на эволюцию биоты, как это утверждается в некоторых работах) подрывают доверие к общей идее о развитии экосистем, хотя это и не значит, что геологи не пы-

таются наметить причинно-следственные связи, нет, они пытаются сейчас и пытались раньше, когда еще слова "экостратиграфия" не было, а комплекс проблем, ныне относимых к ней, входил в компетенцию палеогеографии. Именно на этой основе были получены, например, объяснения изменения солёности в кайнозойских бассейнах Понто-Каспия (прерывание их связей со Средиземноморьем), именно на этой основе были сделаны предположения об изменениях ареалов микро- и макрофауны в связи с климатическими колебаниями прошлого и т.п.

В последнее время геологическая практика особенно активно стала использовать, как одно из палеогеографических направлений, климатостратиграфию. Одновременно палеогеографический (или экостратиграфический) метод дает возможность находить реальные пути к детализации стратиграфических схем.

КЛИМАТОСТРАТИГРАФИЯ И ВОПРОС О ПЕРЕРЫВАХ В ОСАДОЧНЫХ ТОЛЩАХ ОКЕАНА

Влияние климата на многие геологические явления признается, видимо, всеми геологами. Для определения климатов прошлого используется ряд показателей: литолого-минералогические, палеонтологические, геоморфологические (Синицин, 1967). В последнее время палеоклиматология широко стала использовать физические методы. Интерес к анализу климатических обстановок возрос сейчас в связи с активизацией изучения древних экосистем и палеогеографических обстановок и в связи с практическим использованием палеоклиматических данных в детализации стратиграфических схем и их корреляции.

Последнее направление особенно успешно используется при расчленении четвертичной системы. Широкую известность приобрела, например, система климатостратиграфических подразделений, предложенная советскими учеными в 70-х гг. (Шанцер и др., 1973; Меннер, 1982): раздел, звено, круг, ступень и другие более мелкие подразделения вплоть до осцилляции. Если раздел по своей временной протяженности (0,7—1,2 млн лет) может соответствовать зоне, то остальные единицы относятся уже к разряду инфразональных. Звено (120—300 тыс. лет) соответствует крупному климатическому ритму. Круг (60—80 тыс. лет) — отражает теплую или холодную часть звена, ступень (10—70 тыс. лет) — отвечает единичному оледенению или относительному потеплению или похолоданию в межледниковье и т.п. В эту иерархическую систему хорошо укладываются все четвертичные подразделения — от зоплейстоцена и плейстоцена до их отдельных частей.

Сложнее дело обстоит с более древними системами фанерозоя, в том числе и неогеновой. Естественно было бы продолжить палеоклиматическую шкалу квартера вниз по разрезу, чтобы и там получить инфразональные единицы, но это оказывается делом весьма непростым.

Что же рационального имеется сейчас и какие направления можно считать наиболее перспективными в использовании климатостратиграфии? Хорошо известно, что в истории развития биосферы сменялись этапы относительно холодного или теплого климата. И это косвенно или даже прямо учитывалось при обосновании систем и ярусов. Наиболее мелкие из этих этапов получали названия тех или иных температурных оптимумов или пессимумов (их продолжительность, судя по общей достаточно условной оценке, могла быть около 0,5—6 млн лет, т.е., как правило, превосходила продолжительность зон). Некоторые из них (если не большинство) были установлены в региональном масштабе, но какой-то их части придавалось порой значение межконтинентальных или субглобальных. Последние фактически находили отражение в горизонтах (или глонтах — глобальных горизонтах) и уровнях (событиях), которые в той или иной мере используются практикой. При-

мером таких глентов или уровней неогена может служить потепление на границе раннего и среднего миоцена (конец бурдигала—лангий). Конечно, при всем большом их значении как реперов нельзя забывать, что они, фиксируя наиболее заметные флуктуации климата, в общей стратиграфической колонке часто не смыкаются и интервалы между ними были до последнего времени весьма крупными и слабо идентифицированными.

Одним из методов расшифровки палеоклимата в прошлом было сравнительное изучение систематического состава бентосных групп. Так, известную попытку расшифровать климаты прошлого у западных берегов Северной Америки осуществил в начале 50-х гг. Дурам (Durham, 1950). Он выявил четкую тенденцию к похолоданию от эоцена до настоящего времени по наблюдавшемуся в названном районе постепенному смещению к югу провинций моллюсков, характерных для тропических условий (с температурой воды на поверхности, превышающей 20°C), которые в эоцене достигали 45°C.ш. Дурам на основе этих данных построил плавную кривую изменения климата, и интересно что на фоне этой кривой он отметил лишь один относительный скачок (в этчеогинское время, т.е. в плиоцене) в сторону небольшого потепления.

В 30-х и 50-х гг. советские исследователи (И.П. Хоменко, Л.В. Криштофович и др.), изучив комплексы третичных моллюсков окраины Северо-Восточной Азии, представили несколько вариантов палеоклиматических изменений и указали в ряде случаев на относительное колебание климата прошлого. В 50—60-х гг. выявленные флуктуации климата стали постепенно все более точно привязываться к стратиграфической шкале. Для этого использовались более детальные, чем раньше, данные как по систематическому составу древних комплексов, так и по общему количественному содержанию видов и родов названной группы. В частности, Л.В. Криштофович (Григоренко и др., 1968) построила климатическую кривую для кавранского времени Камчатки. В эти же годы Аддикот (Addicott, 1970) провел палеоклиматический анализ для палеогена—неогена Калифорнии и Британской Колумбии.

Параллельно с этим шло изучение древних флор (в том числе и палинокомплексов), и именно флористам принадлежат многие палеоклиматические построения в районах обрамления Тихоокеанского пояса. Материалы А.Н. Криштофовича, Е.Д. Заклинской, А.И. Челебаевой, М.А. Ахметьева, Г.М. Братцевой, Ю.П. Барановой, С.Ф. Бискэ и др. в нашей стране и Танаи, Вольфа, Сато и др. за рубежом послужили и служат важной основой для увязки палеоклиматических реконструкций, осуществляемых для районов суши и мелководных зон.

В последние годы климатические кривые постоянно корректируются. Этому способствует, с одной стороны, уточнение возрастных датировок свит и горизонтов, что позволяет их сопоставлять более надежно, чем раньше, а с другой — параллельное изучение фауны и флоры из одних и тех же слоев и толщ. Один из вариантов кривой для камчатского региона представлен на рис. 21 (Гладенков, 1982).

На кривой можно указать несколько точек, особенно ярко отразивших относительные потепления и похолодания.

Олигоцен-раннемиоценовое время характеризовалось относительным похолоданием (наличие в толщах глыб и галек ледового разноса и пр.), конец раннего и начало среднего миоцена — заметным потеплением (первый климатический оптимум). Он отразился в значительном проценте термофильных элементов спорово-пыльцевых спектров и относительно тепловодных комплексов сублиторальных моллюсков. В конце среднего миоцена, после относительного похолодания (появление в разрезе гальки ледового разноса и бореальных комплексов) имело место второе миоценовое потепление (второй клима-

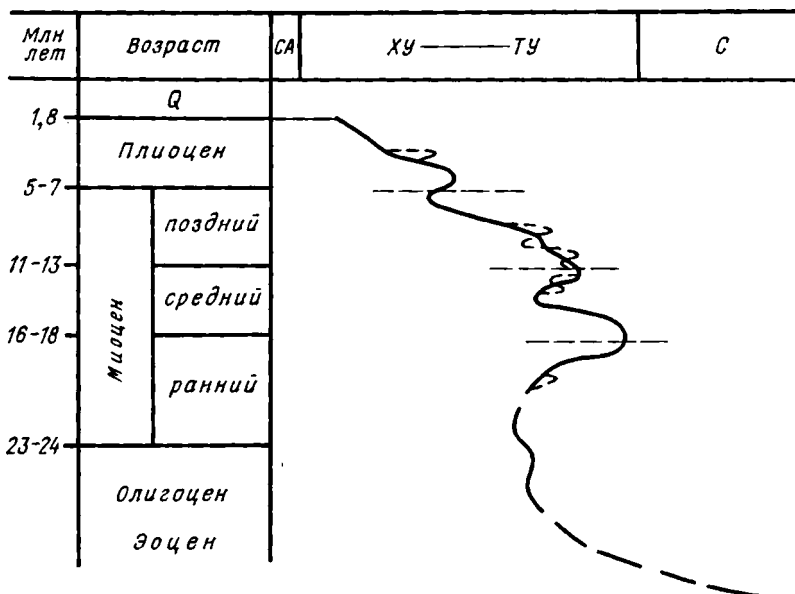


Рис. 21. Колебание климата на Камчатке в позднем палеогене и неогене (58—59° с.ш.)

Климат: СА — субарктический, ХУ — холодноумеренный, ТУ — теплоумеренный, С — субтропический. Пунктиром показаны мелкие флуктуации климата

тический оптимум), отразившийся как в палинологических, так и в бентосных относительно тепловодных комплексах¹. Это потепление было видимо, менее значительным, чем первое.

В позднем миоценовое и плиоценовое время в целом происходило постепенное похолодание (наличие бореальных ассоциаций, вплоть до северобореальных в конце плиоцена), за исключением раннеплиоценового периода, когда проявилось сравнительно небольшое потепление (третий неогеновый оптимум). Эоплейстоцен и плейстоцен с его мелкими флуктуациями были временем наиболее холодным, на что указывает смена бореальных комплексов северобореальными, а временами даже арктическими.

Основой построения рассмотренной кривой послужили материалы по моллюскам; использовались также данные по палинологии, диатомовым и частично по изотопному анализу. По спорово-пыльцевым характеристикам тоже достаточно четко выделяются два крупных климатических оптимума в миоцене. По Г.М. Братцевой, в западнокамчатском разрезе на уровне первого из них отмечается более 35% буковых, на уровне второго — около 12%.

Появление в верхах свиты мыса Плоского о-ва Карагинского относительно теплолюбивых спорово-пыльцевых спектров также свидетельствует об относительно потеплении и позволяет предполагать, что это потепление соответствует второму миоценовому оптимуму Западной Камчатки.

Одновременно анализ диатомей неогена о-ва Карагинского, осуществленный в последнее время Т.В. Орешкиной, позволил наметить ряд комплексов с различной биогеографической характеристикой. В верхней части свиты мыса Плоского отмечена также тропическая форма *Homidiscus cuneiformis* (зона D. praedi-

¹ Хочется обратить внимание на то, что к слоям, отвечающим второму климатическому оптимуму, на Камчатке приурочены находки десмостилид (этолонская свита). Недавно на Хоккайдо получены абсолютные даты (K/Ar) для вулканитов Токусибетсу, которые подстилают слои Тачикараусиной с десмостилидами близкого к этолонскому уровню — $13,7 \pm 0,7$ и $13,8 \pm 0,9$ млн лет (Shibata et al; 1984).

morpha). В юньювьямской свите появляется большая группа *Thalassiosira*, с которыми ассоциируются тепловодные *Coscinodiscus temperei*, *Synedra jouseana*, *Rouxia californica* (зона *Th. antiqua*). В средней части лимимтэвьямской свиты отмечены тепловодные и тропические виды *Thalassiosira polychorda*, *Thalassionema nitzschioides*, *Mesocena elliptica* (здесь же имеются находки моллюсков с *Fortipecten takahashii*). В верхней части свиты присутствуют лишь ледово-неретические диатомы (здесь отмечены бореальные формы моллюсков — *Sergipes*, *Astarte* и пр.). Эти данные в целом хорошо увязываются в общую схему климатических реконструкций, подтверждая и дополняя ее.

Кстати отметим, что в разрезе этого района фиксируются перерывы, на которые раньше обычно не обращалось большого внимания. Перерывы в разрезе неогена о-ва Карагинского намечаются, в частности, между свитами пестроцветной и мыса Плоского (почти полное отсутствие слоев со следами первого климатического оптимума), мыса Плоского и юньювьямской (приходится частично на зоны *D. dimorpha* и *D. hustedtii*), между юньювьямской и лимимтэвьямской свитами (выпадение частей зон *Th. oestrupis* и *D. kamtschatica*).

При всей условности приведенной климатической кривой, которая отражает пока лишь самые общие закономерности изменения палеоклимата Камчатки, она, однако, в определенной мере дает климатическую характеристику отдельным отрезкам геологического времени и позволяет в целом судить о палеоклимате (и прежде всего о температуре воздуха и морской воды) в тот или иной период в сравнительном плане, т.е. относительно предыдущих периодов.

Некоторые изломы этой кривой отражают, видимо, не только местные или региональные флуктуации, но и изменения климата более широкого масштаба. Сейчас выясняется, например, что первый климатический оптимум миоцена фиксируется на значительной площади северного обрамления Тихого океана. Об этом свидетельствуют материалы по Японии (Tanai, 1967), Приморью (Ахметьев и др., 1984), Сахалину (Жидкова и др., 1982), Северо-Востоку (Баранова, Бискэ, 1979; Фрадкина, 1983; Лаухин и др., 1984), Северной Америке (Armentrout, Echols, 1981).

Об относительных похолоданиях конца олигоцена—начала раннего миоцена, конца позднего миоцена и конца плиоцена, намечающихся на Камчатке, также имеются свидетельства, с одной стороны, в более южных районах Азии, на Сахалине и в Японии, а с другой — на Северо-Востоке СССР и Тихоокеанском побережье Северной Америки. Выше уже разбирался наглядный пример климатических изменений в течение миоцена—плиоцена в р-не Тихоокеанского побережья Северной Америки, приведенный Инглом.

В настоящее время подобные кривые во многом условны. Мы не можем, например, определить с достаточной точностью в абсолютных цифрах температуры воздуха и морской воды того или иного момента геологического прошлого, отсутствуют пока материалы для выявления мелких климатических флуктуаций (а ведь каждый из намеченных оптимумов может оказаться суммой drobных колебаний). Во многом неясной остается связь во времени трансгрессий и изменений климата, так же как и происхождение тиллоидных толщ в отдельных разрезах Северной Пацифики и т.д., и т.п. Необходимо еще отделить температурные изменения прошлого, связанные не с глобальными, а с местными причинами, обусловленными, в частности, морскими течениями (на что особенно часто обращают внимание японские специалисты), рельефом континентальных окраин, закрытием проливов или разрушением физических барьеров, что в ряде случаев могло приводить к определенным климатическим изменениям.

При сравнении материалов, отразивших климатические колебания прошлого

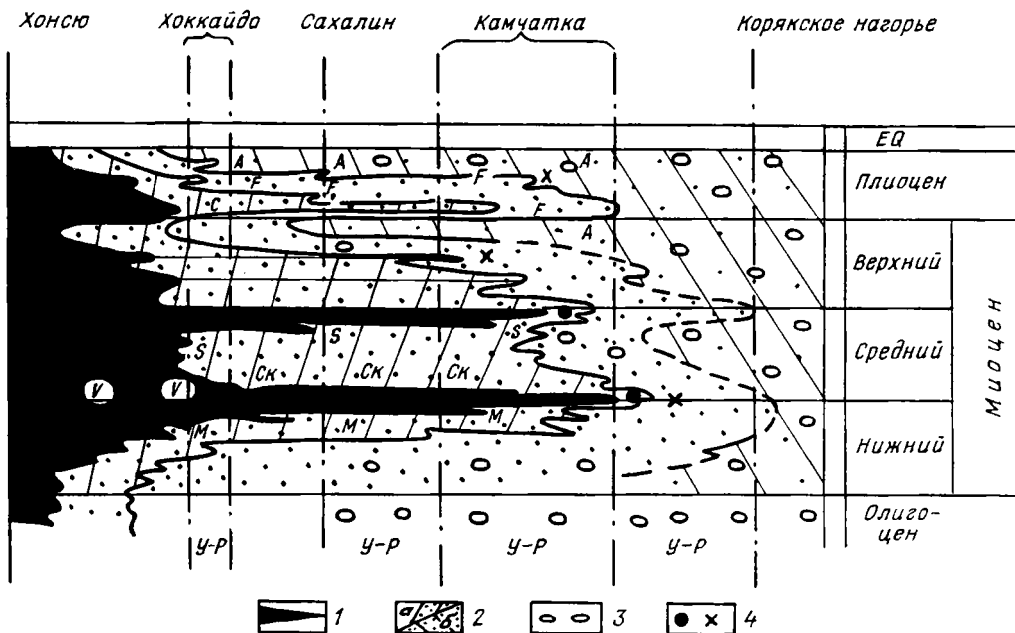


Рис. 22. Схема распространения комплексов моллюсков неогена в пределах Японии, Сахалина и Камчатки

Комплексы: 1 — тропические и субтропические, 2 — бореальные (а — с южнобореальными элементами, б — с северобореальными элементами), 3 — галька ледового разноса, 4 — термофильные комплексы споры и пыльцы и диатомей.

A — *Astarte*, F — *Fortipecten takanashii*, C — *Chlamys cosibensis heteroglypta*, S — *Securella ensifera chehalisensis*—*Chlamys cosibensis cosibensis*, CK — *Chlamys kancharai*, M — *Mytilus tichanovitchi*—*Spisula onnechiuria*. Y-P — *Papyridea harrimani*—*Yoldia longissima*, V — *Vicaria*—*Vicariella*

на разных широтах, может появиться определенная ошибка, которая связана с эффектом "климатического клина". На рис. 22 хорошо видно, как каждое потепление (или похолодание), имевшее место в прошлом, фиксируется в виде клина осадков, вершина которого обращена к северу (или к югу). Если разница в широте исследуемых районов достаточно велика, может возникнуть ситуация, когда корреляция слоев со следами потепления (или похолодания) встретит определенные затруднения. Дело в том, что в северных районах может проявиться только какая-то часть потепления, которое имело место в южных широтах в полном объеме (рис. 23).

Возможно, что треугольная форма клина, обращенного вершиной к северу или югу (соответственно при миграции тепловодных видов с южных широт к северным, а холодноводных — наоборот), может иметь вид не равнобедренного (вариант первый), а прямоугольного треугольника (вариант второй). Это будет означать, что начало потепления (или похолодания) проявилось одновременно во всех районах разных широт, без того запаздывания, которое показано в первом варианте.

При этом, однако, продолжительность во времени климатического оптимума (или пессимума), проявившегося в районах, с одной стороны, южных, и с другой — северных широт, будет оставаться, как в первом случае, различной. Во втором варианте первые проявления того или иного климатического события, если их считать приуроченными к одному временному уровню, могут рассматриваться в качестве маркеров при корреляциях.

Однако определить положение вершины термоклина во временной шкале в каждом конкретном случае далеко не просто. Здесь надо учитывать интен-

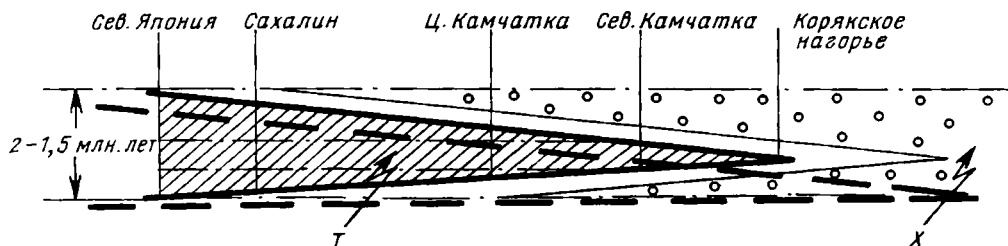


Рис. 23. Схема распространения тепловодных комплексов моллюсков во время первого климатического оптимума миоцена

Комплексы: Т — тепловодный, Х — холодноводный. Пунктирной и сплошной линией показаны два возможных варианта положения термоклина

сивность потепления (или похолодания) и его продолжительность во времени, географическое (широтное) положение тех или иных районов и их провинциальные особенности (степень изолированности, направление и силу преобладающих морских течений и пр.).

Очень вероятно, что термоклин имеет более сложное строение, чем это показано на рис. 23, и состоит из серии более мелких подставляющих клиньев. Однако во всех случаях неопровержимым фактом является то, что продолжительность того или иного климатического события в районе, соответствующем положению вершины термоклина, будет меньше таковой в районах, которые попадают на основание этого клина. Это обстоятельство необходимо учитывать.

Рассмотрим первый климатический оптимум миоцена. Его можно считать, как это делают некоторые японские геологи, относительно коротким (около 0,5—1,5 млн лет, что соответствует [зоне 8 и части зоны 9 Блоу]). В Северной Японии он маркируется горизонтом с викариями и викариеллами (низы Такиноуе).

В наших разрезах он находится на углегорском (Сахалин) и ильинско-нижнекаертском (Камчатка) уровнях. Реперные термофильные комплексы (с большим количеством буковых, а также дозний и пр.) отмечаются даже на Северной Камчатке (в заливе Корфа) и, видимо, Корякском нагорье (в Нижнехатырском прогибе) и в Анадырском районе. Но считать, скажем, дознийевый горизонт Корфа полным эквивалентом оптимума Японии, возможно, будет излишней смелостью, ибо время его образования было, скорее всего, меньше времени формирования миоценовых слоев с тепловодной фауной Японии. Не исключено в связи с этим, что приводимую цифру продолжительности оптимума для района надо уменьшить вдвое. Вместе с тем часто этот миоценовый оптимум считается более протяженным по времени, чем это принимается в Японии: его относят к бурдигалу и лангию (и в таком случае он охватывает несколько млн лет). В этой связи, естественно, корреляция на палеоклиматической основе требует осторожности. Можно, например, формально сопоставить толщи с относительно теплолюбивыми элементами фауны и флоры одних районов с аналогичными толщами других, но нельзя гарантировать, что точность корреляции не окажется за пределами допустимой ошибки. Так, в принципе, можно предполагать, что интервал потепления, отмеченный на Северной Камчатке, соответствует лишь какой-то ("центральной") части интервала потепления Японии.

Следует также отметить еще одну особенность климатических клиньев. Материалы по донным комплексам позволяют рисовать климатическую кривую в достаточно обобщенном виде. Она выглядит относительно плавной со спокойными переходами от одного участка к другому. Между тем такая ри-

совка может оказаться не совсем верной и в деталях просто неточной. Ведь на фоне кривой, отражающей общую тенденцию изменения климата, в ряде случаев по палинологическим данным, а иногда и по материалам диатомового и фораминиферового анализа намечаются колебания меньшего масштаба. Поиск и корреляция таких флуктуаций становится важной задачей.

В частности, в определении второго климатического оптимума в миоцене о-ва Карагинского важную роль сыграли именно данные по спорам и пыльце, а также по диатомовым. В верхней части свиты мыса Плоского с их помощью (появление термофильных элементов) собственно и удалось наметить этот оптимум. Помимо этого, в позднем миоцене и раннем плиоцене по этим же данным намечаются отдельные небольшие климатические колебания.

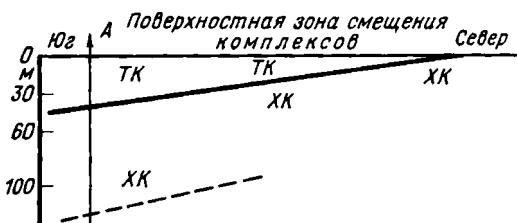


Рис. 24. Эффект "теплового клина" (термоклин)
Комплексы: ТК – относительно тепловодные, ХК – относительно холодноводные

Недавно М. Ода с соавторами (Oda et al., 1984) привели кривую температуры воды древнего моря (по материалам скв. 289), на которой четко видно, что на отрезке 14–16 млн лет (первый климатический оптимум) отмечается до 15 пиков. Эта кривая представляет крайне интересной и получение подобных данных для серии разрезов этого региона может существенно помочь в расшифровке деталей изменения палеоклимата.

На основе материалов по развитию комплексов моллюсков разных биогеографических типов в разных районах обрамления северо-западной части Тихого океана (Северная Япония, Сахалин, Камчатка и Корьякское нагорье), к которым добавлены некоторые данные по диатомовым и наземным флорам, а также распространению галек ледового разноса можно в схематическом виде отразить общую тенденцию изменения палеотемпературных характеристик прибрежных морских вод и миграцию комплексов вдоль побережья Северо-Восточной Азии.

При анализе древних бентосных комплексов как палеоклиматических индикаторов приходится помнить об особенностях их пространственного распространения. Дело в том, что наиболее важными для суждения о температуре поверхностных вод являются, естественно, самые мелководные комплексы (от 0–30 до 50 м). Именно анализ этих комплексов позволяет судить, например, о границе субтропической и бореальной зон, ее смещении во времени и т.п. Но распространение "теплых" водных масс имеет особенность: они как бы наползают на "холодные" воды, образуя своеобразный клин (эффект "теплового клина"). При этом относительно холодноводные комплексы могут частично "уходить" в направлении к югу на глубину. И тогда в одном месте (рис. 24, точка А) можно найти как субтропические, так и бореальные элементы (на разных глубинах, конечно), которые при захоронении могут образовывать труднорасшифровываемые ориктоценозы.

В этой связи, если в ископаемом состоянии найдены лишь сравнительно холодноводные комплексы, вопрос о температурах палеобассейна следует решать с большой осторожностью: вполне возможно, что они свидетельствуют о принадлежности не к палеобореальной зоне, а к относительно глубоководной части субтропических широт (особенно в случае нахождения инфаун).

В 60-х гг., по существу, начался новый этап палеоклиматологии, когда к данным традиционной палеоклиматологии, разработанной на континентальных материалах, и данным по мелководным бассейнам прибавились важные данные, полученные в океанах. В результате палеоклиматология в большей мере, чем когда бы то ни было, стала базироваться на изучении глобальных закономерностей развития климата, как процесса взаимодействия атмосферы, гидросферы, криосферы и литосферы.

В последнее время в палеоклиматических исследованиях значительное место отводится методу изотопной палеотермии. Он основан на предположении о равновесном обмене между изотопами кислорода (^{16}O и ^{18}O) морской воды и нарастаемого карбоната раковин тех или иных организмов (в частности, фораминифер). Скорость изотопного обмена зависит от температуры воды: чем ниже температуры воды, тем выше содержание тяжелого изотопа кислорода ^{18}O и наоборот. Следовательно, анализируя раковины, исследователь может судить о температуре морской воды прошлого.

Изотопные данные, полученные по планктонным фораминиферам, обитающим в поверхностных слоях океанических вод (обычно 100—150 м), позволяют определять температуры поверхностных вод. Чаще всего здесь используют те виды, которые отражают самую высокую температуру и самое низкое содержание изотопа ^{18}O . Считается, что именно эти формы обитали в самых верхних слоях воды. Недавно для отбора поверхностных планктонных видов Шеклтон и Боерзма предложили использовать данные изотопно-углеродного анализа (на основе разницы между содержанием изотопа ^{13}C в поверхностных и глубинных водах, которая обусловлена процессами фотосинтеза в верхних слоях океана).

Конечно, при определении температур поверхностных вод следует учитывать поправки, связанные с видовым составом планктона и термической характеристикой верхнего слоя океана. Изотопные температуры, определенные по наиболее теплолюбивым видам, обитающим в верхнем пятидесятиметровом слое, оказываются ниже фактических на 4°C , а по более глубоководным — еще больше (до 8°C).

Для получения фактической температуры поверхности древнего океана из изотопно-кислородных палеотемператур предложено вводить поправку, значение которой меняется на протяжении кайнозоя. Она определяется двумя факторами. Первый учитывает разницу между изотопной температурой, определенной по всей ассоциации планктонной пробы и наиболее приповерхностным видам. Второй — разницу между фактической температурой поверхности и изотопной, определенной по наиболее мелководным видам (Savin et al., 1975). Очень часто раковины холоднолюбивых видов сохраняются лучше, чем теплолюбивых (поверхностных), и это приводит к искусственному занижению изотопно-кислородных палеотемператур. Однако точность определения значений палеотемператур этим методом достаточно высока — $1\text{--}2^\circ\text{C}$. Правда, здесь не учитываются колебания изотопного состава воды в результате образования больших ледниковых масс или изменения солености в прошлом.

Изотопно-кислородные данные по бентосной фауне отражают изменение как температуры придонной воды, так и глобального температурного режима. Предполагается, что придонные воды океана формируются в результате опускания и растекания по дну поверхностных холодных вод высоких широт.

Как же выглядел в целом изменение температур древнего океана по этим данным? Материалы по планктонным фораминиферам свидетельствуют, что палеоцен и эоцен были самыми теплыми периодами в кайнозое. Правда, средняя глобальная температура океанической поверхности в палеоцене — 18°C — ненамного превышала современную — 16°C (однако тропическая растительность, как известно, распространилась до широты Лондона и в эоцене теплолюбивые растения также находились в высоких широтах). В олигоцене отме-

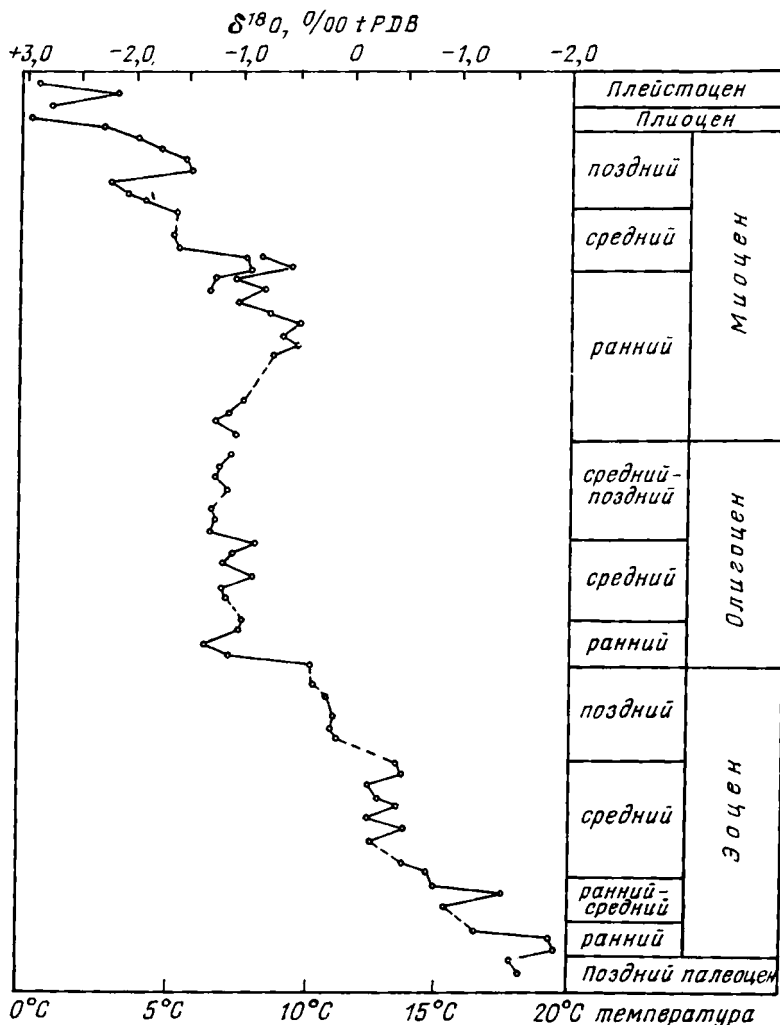


Рис. 25. Изотопные данные по кислороду для планктонных и бентосных фораминифер из разрезов скв. 277, 279 и 281 (по: Shackleton, Kennet, 1975, с упрощением)

чалось относительное похолодание в тропических районах, хотя в умеренных и высоких широтах температура поверхностных вод оставалась сравнительно высокой (в это время широколиственные леса в северных широтах постепенно замещались хвойными) (рис. 25).

Небольшое повышение температуры началось в конце олигоцена—начала миоцена (считается, что температура воды в экваториальных широтах достигла значений, близких современным, и практически уже не менялась). В среднем миоцене после некоторого потепления отмечалось снижение температуры — прежде всего в высоких и умеренных широтах. Некоторые исследователи связывают его с ростом оледенения Антарктиды. В начале позднего миоцена вновь имело место небольшое потепление (второй климатический оптимум миоцена).

По бентосным фораминиферам рисуется сходная, в целом, картина климатических изменений. В среднем—позднем эоцене началось направленное охлаждение придонных вод, на фоне которого отмечались небольшие повышения

температуры в конце раннего и позднего миоцена. Эоценовый максимум сменился резким снижением температуры на границе эоцена—олигоцена (на 8—7°C), которое произошло, видимо, очень быстро, что привело к определенному кризису глубоководной фауны. В олигоцене наблюдались относительно низкие температуры (близкие современным) (см. рис. 25).

Изменение изотопного состава воды связывается в последнее время с периодами образования континентальных ледниковых покровов. В это время происходит процесс разделения изотопов кислорода: легкие ^{16}O идут на построение этих покровов, а тяжелые ^{18}O — на обогащение океанической воды.

Существуют два подхода к интерпретации изотопных материалов. Одни исследователи (Шеклтон, Дюплесси, Савин и др.) полагают, что данные изотопного состава фораминифер в основном (на 2/3) отражают колебания изотопного фона морской воды. Другие (Эмилиани и др.) — считают, что это отражение достигает лишь 30%. Трудности в интерпретации этих материалов приводят к тому, что многие специалисты предлагают рассматривать температурные данные, относящиеся к последним 15 млн лет, лишь как общий показатель тенденций изменения температурных условий, т.е., скорее, как качественную их характеристику, чем как количественную. Предполагается, что наиболее надежной является количественная информация о палеогене, когда отсутствовали крупные континентальные ледниковые покровы и, возможно, частично о раннем плиocene, когда Северное полушарие было безледным, а в Южном площадь ледниковых щитов менялась незначительно.

Резкое изменение температуры поверхностных вод вблизи границы эоцена и олигоцена многими исследователями связывается с образованием холодных придонных антарктических вод, которые, имея температуру ниже 10°C, сформировали так называемую психросферу. Этот рубеж многие считают концом длительного интервала мягкого климата.

Похолодание в среднем миоцене, сопровождавшееся увеличением содержания в воде тяжелого изотопа кислорода, что по мнению Шеклтона и Кеннета, было обусловлено началом образования антарктической ледниковой шапки. Поэтому с середины миоцена определение собственно палеотемпературы становится, согласно названным авторам, невозможным.

Сейчас появляются сравнительные палеотемпературные данные и по эпиконтинентальным морям. Недавно Бухард построил изотопно-температурную кривую (по отношению $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ в раковинах моллюсков из третичных толщ) для района Северного моря. На кривой хорошо выражено падение температуры в раннем олигоцене и подъем в середине миоцена, но, помимо этого, проявляются среднеэоценовый оптимум и среднепалеоценовый пессимум (Хэллем, 1983) (рис. 26). Сравнение этих данных с изотопными данными по океанам, помимо сходных тенденций, обнаруживало и их различие — образование антарктической ледниковой шапки в середине миоцена совпало с фазой потепления в Северном море и в низкоширотных поверхностных водах Тихого океана. Кроме того, изучение южноавстралийских и новозеландских мелководных беспозвоночных выявило климатический оптимум в олигоцене и раннем миоцене, что является аномальным по сравнению с другими районами. Все это показывает, насколько осторожно следует использовать изотопные данные и насколько эти работы нуждаются еще в дополнительных исследованиях. К сожалению, очень часто изотопные кривые по отдельным скважинам используются без должного критического осмысления, достаточно формально.

Изотопный метод в отношении моллюсков дает, по всей видимости, в целом гораздо меньший эффект, нежели при использовании фораминифер. Прежде всего, из-за наличия "пустых" неопробованных интервалов (отсутствие раковин в отдельных слоях, их перекристаллизация и пр.). Здесь изо-

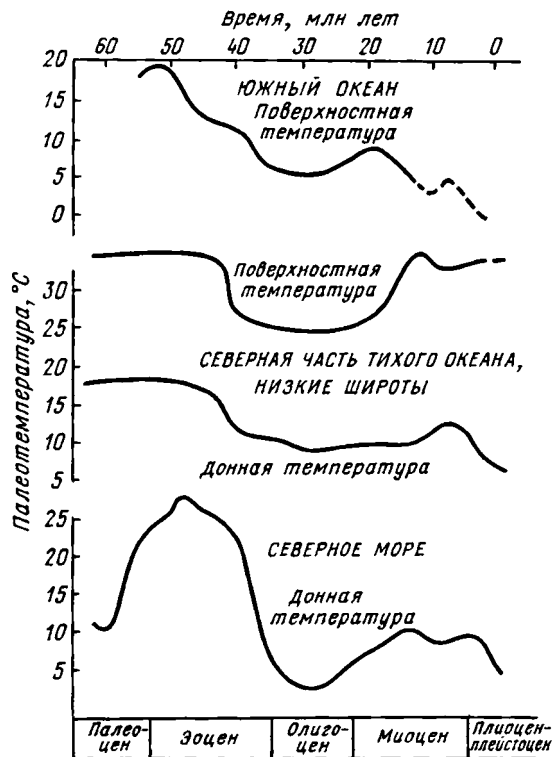


Рис. 26. Сглаженные кривые кайнозойских температур для различных частей мирового океана, основанные на изотопном анализе кислорода в фораминиферах и моллюсках (по: Хэллем, 1983)

топные данные обычно освещают палеотемпературные характеристики отдельных, часто разобщенных слоев. Вместе с тем небольшой опыт применения этого метода в североатлантических и дальневосточных районах показывает, что полученные данные являются весомым дополнением к палеоклиматическим сведениям, которые были получены другими методами (например, путем анализа только состава палеонтологических остатков и их экологических характеристик).

Так, при анализе раковин двустворок (около 90 образцов) позднего кайнозоя Исландии и Англии удалось показать, что в конце плиоцена имело место заметное похолодание (зона *Serrigipes* Исландии — Батлей Англии), что нашло под-

тверждение в палеоэкологических данных (по моллюскам) и материалах по глубоководному бурению (Гладенков, Покровский, 1979).

Подобный анализ был сделан частично и для кайнозоя Камчатки и Сахалина (плиоцен Западной Камчатки и Южного Сахалина и эоцен—плейстоцен Восточной Камчатки). В частности, при изучении 40 образцов из разреза о-ва Карагинского Восточной Камчатки (изотопный состав кислорода и углерода) выяснилось, что заметное понижение температуры (на 4—5°) произошло на границе свит мыса Тонс и ильхатунской. Здесь, видимо, проходит граница эоцена и олигоцена, которая относительно однозначно определяется по разным группам — моллюскам, фораминиферам и флоре. Эоценовые комплексы с *Variamussium pillarensis*, *Neptunea onnaica*, *Trochoceritium wadanum*, *Alabamina keruensis*, *Caucasina schwageri*, *Plectofrondicularia packardii*, *P. gracilis*, *Cinomomum* и др. сменяются на этом рубеже олигоценовыми с *Yoldia longissima*, *Y. naireoensis*, *Cibicides coalingensis*, *Melonis shimokinensis*, *Islandiella curvicamerata* и др.

Отчетливо устанавливается в этом разрезе и позднеплиоценовое похолодание (усть-лимимтзваянская толща). Это похолодание было намечено и палеоэкологическими материалами (появление комплекса с *Astarte*). Строго говоря, вариации ^{18}O отражают и в данном случае, по-видимому, не прямо колебания температуры морской воды, а, как это подчеркивается многими исследователями, изменения объема полярных льдов, однако это обстоятельство не лишает эти данные палеоклиматического смысла (Гладенков, Покровский, 1981).

Сейчас в практике используются и другие методы палеотемпературного анализа: в частности, метод определения Ca/Mg отношения раковин моллюсков, предложенный Т.С. Берлин и А.В. Хабаковым (см. например, данные Н.В. Емелиной и др. (1978) по плейстоцену Чукотки). С этой же целью привлекаются данные по аминокислотам. Эти направления палеотемпературных иссле-

дований при соответствующем их размахе могут в будущем дать много интересных материалов.

Один из самых сложных вопросов в палеоклиматических реконструкциях, которые осуществляются в районах обрамления океана, — это определение соотношения общих и региональных климатических изменений. Последние могут быть обусловлены разными причинами. Например, в районе Японских островов на формирование древних комплексов сильное влияние оказывала смена морских течений, о чем говорилось в гл. 2 (Chinzei, 1979). В плиоценовое время на ассоциациях биоты северобореальных районов, видимо, сказалось проникновение арктических водных масс в Тихий океан, после открытия Берингова пролива (Гладенков, 1978). В районе Аляски (прежде всего — Якатага) широкое развитие глетчеров в неогене могло вызвать формирование здесь специфических биоценозов, которые в значительной степени включали холодноводные элементы (Plafker, Addicott, 1974).

Вместе с тем при анализе региональных материалов нельзя не принимать во внимание более общие изменения температурных характеристик, которые были свойственны водам океанических бассейнов. Изменение температур прежде всего поверхностных водных масс океана сказывалось как на планктонных, так и на бентосных группах прошлого. Хорошо, например, известна схема изменения ареалов комплексов планктонных фораминифер в связи с изменением климата в позднем кайнозое, предложенная в начале 70-х гг. О. Бэнди (Bandy, 1972). Анализ соотношения дистральных и синестральных форм *Globigerina pachyderma* и видов других родов *G. menardi* и др. позволил Бэнди выявить несколько этапов миграции относительно теплых масс воды к северу и югу от тропиков (с расширением ареалов теплолюбивых форм), которые чередуются с этапами движения холодных масс от полюсов к тропикам (с соответствующим перемещением ареалов холодноводных видов). Подобные данные имеют громадное значение для понимания изменения температур водных масс древних бассейнов.

В гл. 2 приводился рисунок Ингла (см. рис. 14), показывающий последовательные смещения водных масс в неогене у берегов Северной Америки — холодных с севера на юг и относительно теплых — с юга на север. Изучение биогеографических особенностей комплексов планктонных фораминифер из 10 разрезов, расположенных вдоль побережья — от Аляски до Калифорнии, позволило выявить несколько периодов относительных похолоданий и потеплений в миоцене. Два похолодания приходятся, в частности, на поздний миоцен, одно — на поздний плиоцен; разного масштаба потепления имели место в позднем миоцене и начале плиоцена. Смещение ареалов соответствующих комплексов фораминифер, как индикатора климатических колебаний, проявляется здесь весьма наглядно.

Климатические колебания в неогене Северной Америки выявлены в последние годы более достоверно, чем раньше, и по моллюскам (Maginovich, 1984). В частности, по данным малакологов, в разрезах Тихоокеанского побережья четко отмечаются несколько тепловодных комплексов, которые свидетельствуют о потеплениях прошлого и соответствуют смещениям теплых водных масс с юга на север (Addicott, 1970). Это, во-первых, комплекс средней части региояруса Темблор, который включает представителей тропических родов *Ficus*, *Anadara*, *Dosinia*. Элементы этого комплекса прослеживаются вплоть до Аляски (они есть в формации Нэрроу-Кэп о-ва Кодьяк). По мнению американских геологов, этот уровень соответствует верхней части Релизского и нижней Луизского ярусов, зонам *Actinocyclus ingens*—*Denticulopsis lauta*, зонам 7 (верх)—9 шкалы Блоу (Poore et al., 1984), т.е. находится в интервале 15—17 млн лет.

Следующий по разрезу комплекс приурочен к средней части Маргаритского

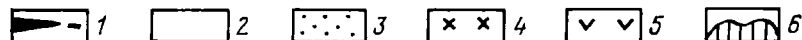
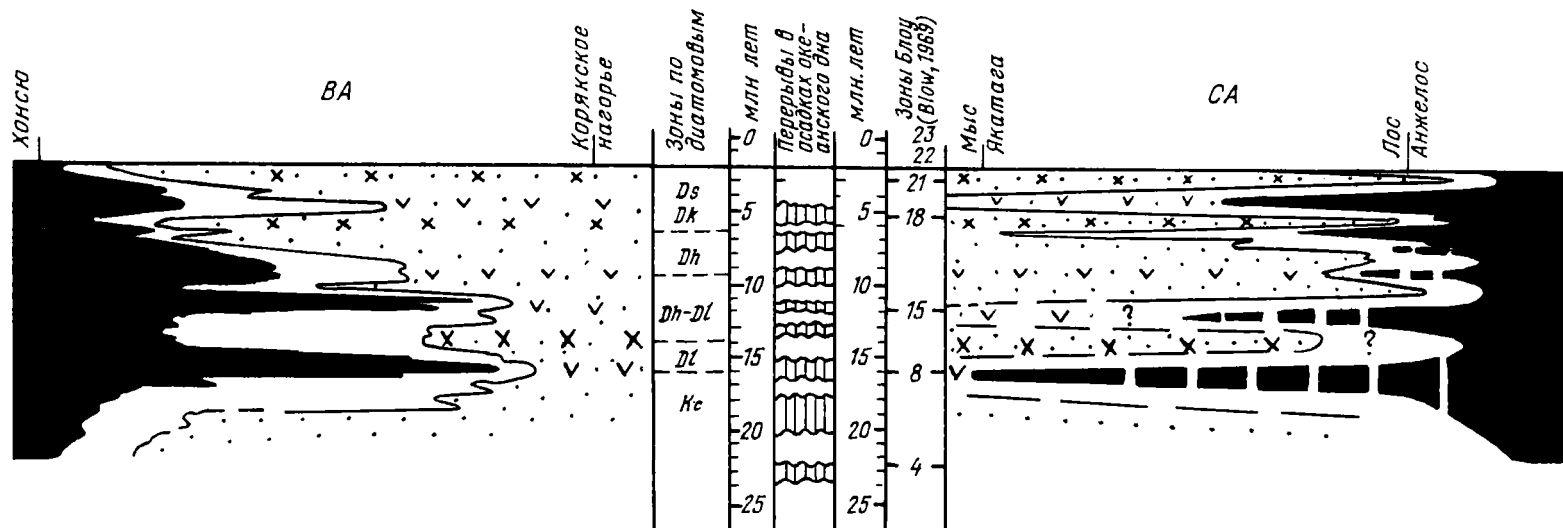


Рис. 27. Миграции неогеновых комплексов фауны и флоры в районах восточноазиатского (ВА) и североамериканского (СА) обрамления Тихого океана

Комплексы: 1 — относительно тепловодные (тропические и субтропические), 2 — переходные, 3 — относительно холодноводные (бореальные); 4 — маркеры

относительно холодного климата, 5 — маркеры относительно теплого климата, 6 — перерывы.

Ds — *Denticulopsis seminae* f., *Dk* — *D. kamtschatica*, *Dh* — *D. hustedtii*, *Dl* — *D. lauta*, *Kc* — *Kisseliella carina*

региояруса (Калифорния). Он включает виды *Lima*, *Oliviella*, *Forreria*, *Cerithium*. Этот уровень отвечает нижней части—середине Монийского яруса и типу Делмонтия, т.е. соответствует зонам 13—15 (середина) или интервалу 11—12 млн лет.

Следующие более молодые тепловодные комплексы найдены в калифорнийских региоярусах Хаколитос (верх) и Этчегион (низ)—зоны 17—18 Блоу, а также Сан-Хоакин (середина)—зона 19.

К этим выводам близки результаты и более поздних работ. Недавно Баррон и Келлер провели анализ палеоклиматических осцилляций в среднем и позднем миоцене северо-восточной части Пацифики, используя данные по диатомовым и фораминиферам (Keller, Barron, 1981; Barron, Keller, 1982). По их данным, в этом интервале (10 млн лет) можно выделить 14 холодных и 12 теплых эпизодов. При этом основное изменение комплексов диатомовых и фораминифер приурочено к интервалу 13,5—11,2 млн лет. А между 12,5 и 11,1 млн лет назад, по мнению авторов, начало проявляться действие апвеллинга. Перерывы в интервалах 7—6,5, 12—11 и 9,8—8,5 млн лет соответствуют перерывам, отмечающимся в других районах океана и связывающимся с периодами оледенения. Появление кремнистых толщ в этой части океана (формация Монтерей) считается обусловленным распространением из Северной Атлантики кремнистого планктона, похолоданием и влиянием апвеллинга.

Учитывая приведенные выше материалы по климатическим колебаниям прошлого по разным частям обрамления Тихого океана — как по его северо-западному (данные автора), так и его северо-восточному побережью (схемы Ингла и Аддикота), можно попытаться построить общую схему миграции относительно холодных и теплых водных масс к югу и северу соответственно (рис. 27). В связи с намечающейся определенной симметрией левой и правой сторон этой схемы создается впечатление, что на схеме находит отражение сходная тенденция изменения палеоклимата. И хотя эта схема нуждается в дальнейшем уточнении, она уже сейчас может представить определенный интерес для палеогеографических реконструкций.

Говоря об изменении температур воды в бассейнах прошлого, нельзя обойти еще одну проблему. Сначала в ряде статей появились данные по перерывам в осадочных толщах отдельных регионов. Например, как указывалось выше, в неогене о-ва Карагинского были обнаружены четыре перерыва (в раннем, среднем и позднем миоцене и позднем плиоцене), что отразилось как в комплексах диатомей и моллюсков, так и в спорово-пыльцевых ассоциациях (Гладенков и др., 1982, 1984).

Подобные факты — обнаружение перерывов в разрезах — были вскрыты и в некоторых районах Японии и Северной Америки. В дополнение к сказанному выше добавим, что Баррон (Barron, 1980b, 1981) в начале 80-х гг. подметил, что резкая смена диатомовых комплексов в северо-восточном секторе Пацифики может коррелироваться в ряде случаев с перерывами в осадконакоплении. Перерывы намечаются, например, между средним и верхним миоценом (в верхах зоны *D. hustedtii*—*D. lauta*), в начале верхнего миоцена (в подзоне "а" зоны *D. hustedtii*) и в конце верхнего миоцена (в основании зоны *D. kamtschatica*).

Данные по диатомовым позволили сделать предположение, что относительно теплые периоды приходятся на конец среднего (зона *D. praedimorpha*) и середину позднего миоцена (зона *Th. antiqua*), а также на среднюю часть плиоцена (нижняя часть зоны *D. seminae* f.—*D. kamtschatica*).

Перерывы привлекают к себе внимание сейчас с нескольких точек зрения. Во-первых, встает вопрос о возможности их использования в корреляциях. Во-вторых, рассмотренные в общей системе связанных с ними других природных явлений, они могут быть использованы в палеогеографических

реконструкциях. Корреляционные возможности перерывов еще нуждаются в детальном изучении. Одно дело сопоставлять перерывы разрезов относительно близкорасположенных районов какой-то части обрамления океана, где проявляются временами сходные по характеру тектонические движения — поднятия или опускания (хотя и в геосинклинальных областях идентифицировать перерывы обычно очень трудно, ибо тектоническая история отдельных районов часто весьма отлична). Другое дело — коррелировать hiatusы значительных зон обрамления или даже целых сегментов, захватывающих большие участки океанов и прилегающей к ним суши, в которых седиментация шла в совершенно различных условиях и разных режимах и в которых, помимо тектонических движений, которые проявлялись в тех или иных регионах, важную роль в возникновении перерывов играли другие факторы (в том числе палеогеографические).

В конце 70-х гг. была предпринята попытка выявить перерывы (и на этой основе осветить особенности позднемiocеновой—раннеплиоценовой истории) в кайнозойских зонах Северо-Восточной Азии (Гладенков, Маргулис и др., 1980). Было установлено, в частности, что в разрезах многих районов названной области в этом интервале имеются четкие перерывы в морских толщах (выпадение верхнемiocеновых и частично нижнеплиоценовых слоев) и появляются континентальные, часто угленосные, образования, что, видимо, может свидетельствовать о достаточно синхронных тектонических движениях положительного знака, которые, кстати, и определили, по всей вероятности, главные черты современного структурного облика региона (воздымание континентальной окраины Тихого океана, образование вулканических дуг и желобов современного плана и т.д.).

С большой осторожностью пока можно говорить о синхронности тектонических процессов этого времени, проявившихся в западной части Северной Америки, хотя и здесь выявляются положительные движения данного этапа.

Сложнее обстоит дело с корреляцией перерывов, отмечаемых в толщах обрамления, с перерывами, обнаруженными в донных океанических осадках. Перерывы в этих осадках являются следствиями разнообразных (не только тектонических) явлений.

К расшифровке этих перерывов подходят по-разному. В ряде случаев они связываются с климатическими колебаниями и палеогеографическими перестройками. Так, недавно Баррон и Келлер (Barron, Keller, 1982), обобщившие данные по перерывам миоцена по материалам бурения дна мирового океана, наметили по крайней мере восемь перерывов в следующих интервалах (в млн лет): 23—22,5; 20,0—18,0; 16,0—15,0; 13,5—12,5; 12,0—11,0; 10,0—9,0; 7,5—6,2; 5,2—4,7 (рис. 28).

Эти перерывы увязываются авторами с минимальными значениями ¹⁸O (по бентосным фораминиферам), появлением относительно холодноводных микропалеонтологических комплексов, уменьшением роли карбонатных пород в разрезе и, в ряде случаев, понижением уровня мирового океана. Все эти явления связываются авторами с оледенениями полярных областей (прежде всего Антарктиды) и изменением положения отдельных участков суши на земной поверхности (появлением новых проливов и пр.), что при суммарном эффекте приводило к изменениям циркуляции океанических водных масс и усилению эрозии осадков холодными донными течениями.

Среди указанных перерывов H2 связывается с проникновением Норвежского течения в Северную Атлантику, остальные обусловлены эрозийным воздействием холодных донных течений. Считается, что особенно широко на площади проявлен перерыв NH1, затем NH5 и NH6 (соответственно середина раннего миоцена, нижняя и верхняя половины позднего миоцена). Отмечается также три периода особенно интенсивного растворения карбонатного вещества —

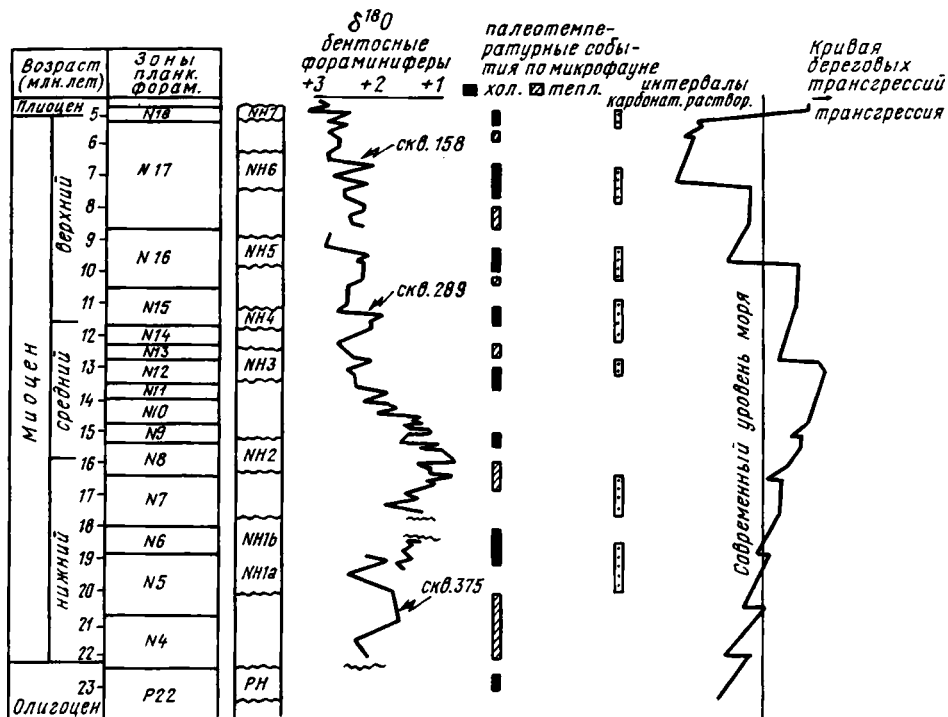


Таблица 47
Палеогеографическая история океанов в миоцене (по: Keller, Barron, 1983, с упрощением)

Млн. лет	Перерывы	Изменения климата	Изменение комплексов фауны и флоры	Изменение в распространении осадков	Основные тектонические события	Основные океанографические события
4				Установление современной модели седиментации		
5	NH7	I Холодный			Подъем Гибралгара	Изоляция Средиземноморья
6		I Теплый		Увеличение темпа седиментации в высокопродуктивных областях		Появление западноантарктического ледникового покрова (?) Уровень критической карбонатности компенсации в Пацифике несколько поднялся по сравнению с Атлантикой
7	NH6	I Холодный	Увеличение провинциализма диатомовых	Рост кремненакопления в Индийском океане и дальнейшее уменьшение в Атлантике		Начальный рост ледникового покрова в Западной Антарктике
8		I Теплый				
9		I Холодный				
10	NH5	I Холодный				Установление постоянного широтного термального градиента между тропическими и средними широтами
11	NH4	I Холодный	Увеличение провинциализма всех планктонных групп	Рост кремненакопления в Пацифике		
12	NH3	I Теплый		исчезновение из средне-широтных р-нов Северной Атлантики		
13		I Холодный	Вымирание плаеогеновых бентосных фораминифер, быстрая смена планктонных фаун			Увеличение продуктивности Норвежских поверхностных вод
14		I Холодный				
15	NH2	I Холодный		Заметное обогащение кремнеземом вод Пацифики и Индийского океана и уменьшение в Атлантике.	Столкновение Австралии и Индонезии Опускание Исландско-Фарерского хребта Дальнейшее погружение Центральной Америки Погружение Центральной Америки Столкновение Африки и Европы	Появление Норвежских поверхностных вод
16		I Теплый				Закрытие пролива Центральной Америки
17		I Холодный	Заметное развитие радиолярий, развитие провинциализма кокколитов	Обогащение кремнеземом Экваториальной Пацифики и уменьшение в Карибском бассейне.		Прерывание связей глубоководных вод в Центральной Америке
18	NH1	I Холодный				
19		I Теплый	Увеличение разнообразия планктонных фораминифер, развитие неогеновой фауны.			
20		I Теплый				
21		I Теплый				
22		I Теплый				Установление ступенчатых вертикальных градиентов в океанах
23	PH	I Холодный				
24						

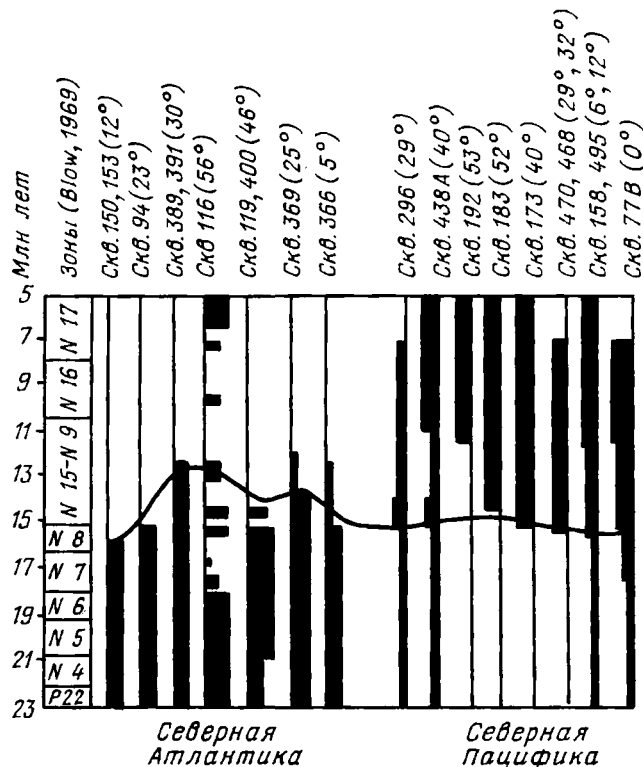


Рис. 29. Кремнистое осадконакопление в миоцене (по отдельным скважинам глубоководного бурения)

Толщина вертикальной линии соответствует доле кремнезема в осадках; кривая отражает время исчезновения кремнистой седиментации в Северной Атлантике и ее появления в Северной Пацифике (по: Keller, Barron, 1983, с упрощением)

Похолодание позднего олигоцена привело к глобальному изменению биогеографии планктона.

В раннем миоцене еще существовала циркумэкваториальная система течений. В этой зоне в интервале 23—22,5 и 20—18 млн лет отмечаются следы эрозии осадочных толщ. Формирование кремнистых осадков ограничивалось в это время Северной Атлантикой и узким поясом вокруг Атлантики (рис. 29).

Основные изменения в циркуляции океанических вод произошли на границе раннего и среднего миоцена, отразившись в смене седиментации в перерывах в интервале 16—15 млн лет. К этому времени относится закрытие тетического "пролива" и прерывание связи Атлантики и Пацифики в районе Центральной Америки. С этого времени роль Гольфстрима делается весьма заметной. Отмечающиеся перерывы (16—15 млн лет) отражают это изменение водной циркуляции, которое совпало, к тому же, с некоторым эвстатическим поднятием уровня океанических вод. Именно с этим интервалом связывается существенное изменение седиментации — появление кремнистых отложений в краевой зоне Северной Пацифики и восточно-экваториальной части Пацифики, что совпало с сокращением кремнезема в Северной Атлантике. Последнее было связано с разрушением Исландско-Фарерского хребта и внедрением норвежских вод в Северную Атлантику, что служило барьером для распространения богатых кремнеземом Антарктических донных вод. Антарктические водные массы могли проникать в Пацифику и Индийский океан

значительно шире, что и приводило к накоплению кремнистых осадков. Климат в это время был в целом достаточно теплым, но он быстро изменился, и около 13 млн лет назад имело место существенное похолодание. С ним ассоциируются широко отмечаемые ныне следы глубоководной эрозии (13,5—12,5 млн лет). Это похолодание, видимо, было связано с ростом ледяного покрова Восточной Антарктики. Антарктическое оледенение сопровождалось становлением пояса кремнистых илов вокруг Антарктики и в краевой и восточно-экваториальной частях Северной Пацифики и Индийского океана. В результате глобального похолодания конца среднего миоцена были сформированы комплексы планктона различных широт и намечен их определенный провинциализм (около 11 млн лет назад). Уровень моря, падавший в течение среднего миоцена, особенно снизился в начале позднего миоцена (10 млн лет), совпав с широко развитой эрозией донных осадков (9—10 млн лет назад). Снижение уровня моря было связано с антарктическим похолоданием и ростом ледников в Западной Антарктике.

Поздний миоцен характеризовался усилением провинциализма диатомовых флор, чему способствовало влияние антарктических донных вод. Становление современной седиментации следует связать с поздним миоценом.

Периоды похолодания сопровождались понижением эвстатического уровня моря и активизацией эрозии морского дна (в интервалах 12—11, 10—9, 7,5—6,2 и 5,2—4,7 млн лет). Эта активизация приводила к размывам осадков, что сейчас и фиксируется в перерывах в древних толщах.

Не останавливаясь в деталях на изложенных выше соображениях, отметим, что многие из них нуждаются еще в самой серьезной проверке. Однако сама попытка осмыслить появление перерывов в донных осадках на фоне различных палеогеографических явлений представляется весьма интересной.

Выявление перерывов в океане и в разрезах обрамления может значительно помочь во многих аспектах стратиграфических и палеогеографических исследований. Вместе с тем интерпретация причин появления перерывов (в частности разделение перерывов, связанных в основном с тектоническими или климатическими факторами), увязка их с другими геологическими событиями, суждения об их масштабности во времени и пространстве — все это требует еще дополнительной проверки. Эта проверка кажется особенно необходимой в тех случаях, когда речь идет о детальных стратиграфических построениях.

В связи со сказанным выше совершенно ясно, что практика уже сейчас обладает чрезвычайно интересными материалами по палеоклиматологии и в ряде случаев располагает привлекающим внимание опытом использования этих материалов для стратиграфических целей, в том числе — совершенствования и детализации стратиграфических схем. Интересную попытку решить вопрос о создании и совершенствовании шкалы палеоклиматических событий предприняли недавно В.А. Зубаков и И.И. Борзенкова (1983). Названные авторы за единицу этой шкалы предлагают климатом — межрегионально опознаваемый этап смены средней глобальной температуры Земли в сторону похолодания или потепления.

Палеоклиматические события, которые сейчас можно выявить в кайнозое, далеко не равнозначны. Для палеогена и значительной части неогена обычно выделяются события длительностью не менее 1—2 млн лет, и для их корреляций удобно использовать зоны (по планктону), которые имеют длительность в среднем от 0,3—0,5 до 2 млн лет.

Для позднего кайнозоя (от 6—7 до 0,1 млн лет) устанавливаемые палеоклиматические события в ряде случаев менее продолжительны, чем зоны. Для последних же 700—1000 тыс. лет (т.е. четвертичного времени) выявляются дробные климатические флуктуации.

Климатические колебания, отмеченные в позднем кайнозое, авторы пробуют оценить в сравнении с колебаниями, с одной стороны, доплиоценовой эпохи, а с

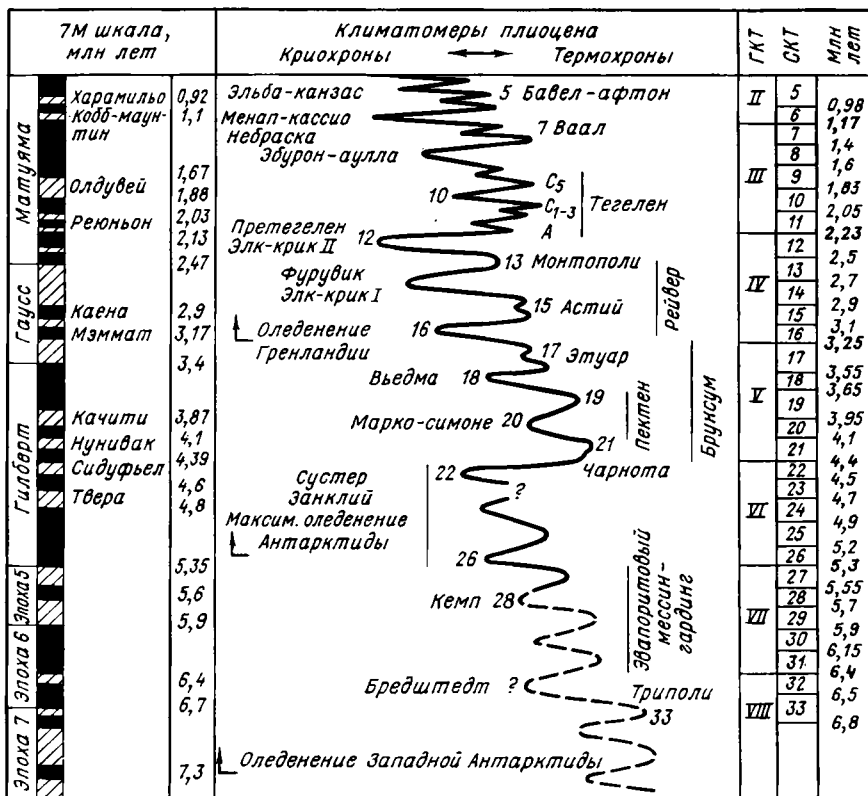


Рис. 30. Обобщающая палеоклиматическая кривая, отражающая изменения глобальных условий оледенения и общий климатический тренд на протяжении последних 7-8 млн лет геологической истории (по: Зубаков, Борзенкова, 1983, с упрощением)

ГКТ — гиперклиматы, СКТ — суперклиматы

другой — четвертичного времени. По мнению Зубакова и Борзенковой, длительность таких климатических событий была около 100—300 тыс. лет. Эти события отнесены к рангу суперклиматов. В интервале от 6,5 до 1 млн лет выделяется до 26 суперклиматов: пять из них приходится на плейстоцен, 20 — на плиоцен, 6 — на поздний миоцен. Плиоценовые суперклиматы можно сгруппировать в четыре более крупных этапа — гиперклиматы длительностью от 0,9 до 1,2 млн лет (они состоят из пяти суперклиматов). Два гиперклимата намечаются в позднем миоцене. Выделяемые в плейстоцене палеоклиматические события (ортоклиматы) имеют длительность от 10 до 90 тыс. лет. По мнению упомянутых авторов, последовательность ортоклиматов, в паре соответствующих ритмам в 70—110 тыс. лет, объясняется орбитальными факторами изменения инсоляций. Суперклиматы плиоцена в паре образуют "звеньевые" ритмы в 370—450 тыс. лет, и их происхождение связывается в основном с изменением эксцентриситета. Для гиперклиматов плиоцена — квартера, в паре образующих ритмы в 2—2,5 млн лет, намечаются причинные связи с событиями плитной тектоники (рис. 30).

Насколько эти подразделения найдут применение в практике, покажет будущее. Сейчас же можно сказать, что причины разномасштабных климатических явлений далеко еще не ясны. Возможно, на процессы, протекающие в лито-, атмо- и гидросфере, сильно влияют орбитальные факторы. Возможно, в ряде случаев имеет место "наложение" и "суммирование" климатических явлений, имеющих разную

природу (и не всегда правильно поэтому объединять мелкие флуктуации в более крупные на формальной основе).

В последнее время все чаще при анализе климата кайнозоя подчеркивают большую роль оледенения Антарктиды. Следствия образования ледниковых щитов Антарктиды в миоцене—плиоцене сводятся к следующему. Оледенение привело к понижению уровня мирового океана (указывается цифра — 55 м). Это понижение само по себе могло привести к заметному увеличению континентальности климата, повышению суши, сопровождавшимся уменьшением высоты снеговой линии, и изменению водообмена между различными бассейнами, что в сумме могло значительно влиять на климат. Оледенение привело также к увеличению альбедоподстилающей поверхности Земли (и, видимо, к недополучению определенного количества солнечной энергии) и изменению океанической циркуляции — прежде всего глубинной. У берегов Антарктиды воды циркумполярного круговорота охлаждаются, становятся более тяжелыми, опускаются на глубины и распространяются на север, заполняя глубоководные котловины и вызывая определенные изменения в осадочном процессе (размывы и пр.) и расселениях органического мира.

Многочисленные теории об общих причинах климатических колебаний пока что кажутся противоречивыми и несовершенными. В целом, можно разделить мнение тех, кто говорит о сочетании внешних (прежде всего солнечной инсоляции) и внутренних (изменение высоты и конфигурации материков и пр.) причин, влияющих на климат. Однако каждое конкретное потепление и похолодание следует анализировать отдельно, чтобы понять его ранг и масштаб.

ДЕТАЛИЗАЦИЯ СТРАТИГРАФИЧЕСКИХ СХЕМ

Одним из перспективных направлений экостратиграфии является детализация стратиграфических схем. Потребность в более дробных подразделениях возросла в связи с переходом к детальному геологическому картированию и увеличению объема поисковых работ (в частности, на нефть и газ). Хотя в этом направлении исследования велись и раньше (расчленение четвертичных толщ на климатической основе, литостратиграфическое местное расчленение, ритмостратиграфия и т.д.), общепринятых принципов выделения дробных единиц межрегионального, межконтинентального и субглобального значения фактически не было.

Выделением регионарусов (или горизонтов), а также зон (или лон) фактически исчерпываются возможности биостратиграфического метода, построенного на эволюции отдельных групп (временная продолжительность зональных единиц оказалась 0,23—2 млн лет). И здесь на первое место выдвигается палеогеографический и палеоэкологический методы. Теоретики "новой волны" экостратиграфии пока не дают в своих работах тех примеров и образцов для подражания, которые могли бы увлечь практику. А ведь в литературе прошлых лет имелись такие примеры. Вспомним хотя бы выделение шелонского горизонта в верхнем девоне Главного девонского поля или расчленение ранее, казалось бы, нерасчлененного верхнеалайского подъяруса палеогена Ферганы Р.Ф. Геккером. Разве здесь не были использованы экосистемные перестройки для детализации стратиграфических схем, когда метод руководящих форм уже не мог быть употреблен? Ряд ярких работ, в которых действительно на практике используются важные в методическом отношении элементы экосистемного подхода, появился и в последние годы. Одной из таких работ является книга В.С. Сорокина (1978), посвященная франскому ярусу северо-запада Русской платформы. Автор обратил внимание на ритмичность (цикличность) разного ранга, обусловленную особенностью развития девонских бассейнов. На этой основе ему удалось провести детальное подразделение осадочных толщ, которые столь дробно на "эволюционной" основе не расчленялись. В пределах яруса он выделил циклы VII—IX порядка, которые соответствуют подъярусам,

горизонтам и слоям, а в отдельных структурно-фациальных зонах им выделены и более дробные ритмы X—XII порядка (пачки и пр.). Практика уже сейчас подтвердила реальность многих детальных единиц — прежде всего таких, как слои с географическими названиями. В последние годы многим из этих подразделений найдены аналоги в циклах Тиманского региона, что свидетельствует о реальности корреляций на этой основе толщ, сформировавшихся в пределах не только платформ, но и ряда смежных эпи- и периконтинентальных бассейнов.

В.С. Сорокин обращает внимание, в частности, на ряд закономерностей ритмичного строения франских толщ: синхронное изменение знака направленности при переходе от трансгрессивной пачки к регрессивной внутри ритмов и их границ, что является своего рода циферблатом геологической истории: асимметрию строения тех или иных ритмов, указывающую на преобладание трансгрессивной или регрессивной направленности развития; особенности сочетания в разной степени асимметричных и по-разному построенных мелких ритмов в более крупном, отражающие интерференцию ритмов разного порядка и пр. Будучи индивидуализированными для определенных стратиграфических интервалов, эти ритмы позволяют, с одной стороны, различать близко расположенные по разрезу подразделения в сходных фациях, а с другой — соответствующие им пачки других типов фаций, хотя они могут значительно (на один—полтора порядка) отличаться по мощности.

Если говорить о применении цикличности (или ритмичности) в стратиграфии в прошлом, то, конечно, нельзя не вспомнить классические работы Н.Б. Вассоевича по флишу (он давно указывал на возможность телеконнекции дробных подразделений), Д.М. Раузер-Черноусовой — по периодичности в развитии биоты и т.д. И конечно, ярким примером практического использования экостратиграфического метода является четвертичная стратиграфия. Хорошо известны попытки четвертичников выделить на климатической основе подразделения меньше, чем зона: раздел, круг, ступень и пр., которые в своей основе представляются отражениями определенной цикличности климатических явлений (Шанцер и др., 1973).

Подробно о путях детализации стратиграфических схем написано в специальной статье В.В. Меннера и Ю.Б. Гладенкова (1986). Здесь мы отметим лишь несколько моментов.

Имеется уже достаточно много инфразональных подразделений частного обоснования (табл. 48)¹.

1. Литолого-стратиграфические (пачки, пласты, слои).
 2. Седиментационно-циклостратиграфические (мезоциклотемы, микроциклотемы, наноциклотемы с подразделением их на циклы разного ранга), с примыкающими к ним сейсмостратиграфическими (сейсмокомплексы, сейсмогоризонты, сейсмослои).
 3. Палеомагнитные (ортозоны — ивенты, события, экскурсы, инверсии).
 4. Палеопедологические (группы близких по типу ископаемых почв, педологические горизонты, ископаемая почва).
 5. Эвстатические (трансгрессивные или регрессивные циклы, эвсталит).
 6. Температурные (оптимумы и пессимумы) и изотопные по O^{18}/O^{16} (изотопные ярусы).
 7. Четвертичные климатостратиграфические единицы (разделы, звенья, круги, ступени, этапы, стадии, осцилляции).
 8. Биостратиграфические (биозоны, экозоны, эпиболы, тейльзоны, слои с фауной).
- Используя тот или иной признак, их можно объединить в более крупные группы, например: литологические (1—2), физические (3—6—7), эвстатические (5—2), палеоклиматические (4—6—7), биостратиграфические (8), но в любом случае мы имеем здесь множественную схему подразделений и реперов. Эти

¹ В таблице иерархия подразделений и их возрастной диапазон приведены по конкретным данным, нашедшим отражение в литературе.

Таблица 48
(по: Меннер, Гладенков, 1982)

Частного обоснования					
Геохро- нометри- ческие	Палеомагнитные	Литостратиграфические	Седиментационно- циклостратигра- фические	Сейсмострати- графические	Эвстатические
1X10 ⁶ лет	Палеомагнит- ная ортозона (эпоха) 0,2–3 млн. л.	↑ серия ↓ свита пацка пласт стой (могут не смыкаться)	макроциклотемы	Сейсмоком- плекс	Трансгрессивные или регрессивные океанические цик- лы 1–3–4–8 млн. л. Эвстатические трансгрессивные или регрессивные циклы 0,3–0,7– 1,2 млн. л.
1X10 ³ лет			мезоциклотемы	Сейсмогори- зонт	
	Палеомагнит- ное событие 10–300 тыс. л. Инверсия		(Слой) IX	Сеймопачка	Эвсталит 1–2 тыс. л.
			(Циклопачка) X XI XII	Сеймослой	
	Экскурс (аномалия) 1 тыс. л.		микроциклотемы		
	не смыкающиеся		наноциклотемы		

подразделения обладают несколькими особенностями в отношении иерархии. Часть из них находится в достаточно четкой иерархической системе. Например, раздел делится на звенья, звенья на круги и пр. Для другой части характерны несмыкаемость крупных и мелких единиц (эвсталит и эвстатические циклы), наконец, объемы третьих подразделений, судя по их временной продолжительности, "перекрывают" друг друга (экозона частично может входить в объем биозоны и т.п.).

Несмотря на свою важность, подразделения частного обоснования часто непригодны для широкого практического использования. Геологическая практика, как показывает опыт выделения большинства стратиграфических подразделений фанерозоя, стремится иметь в своем арсенале единицы комплексного обоснования, хотя и при ведущей роли тех или иных признаков. Поэтому фанерозойские подразделения (от системы до яруса) только на первый взгляд являются чисто "палеонтологическими"; в их обосновании важную роль всегда играли и историко-геологические характеристики, что и делало эти подразделения "естественными", отражающими этапность развития как биосферы, так и литосферы. Потому и по отношению к инфразональным подразделениям естественно стремиться найти такие единицы комплексного обоснования, которые использовались бы более широко.

Рассматривая седиментационно-циклостратиграфические и климатостратиграфические подразделения как проявление частных случаев циклических природных явлений, можно попытаться найти какие-то результирующие микрострати-

Частного обоснования				Комплексного обоснования								
Температурные и изотопные по $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$	Палеопедологические	Четвертичные климатостратиграфические	Биостратиграфические	Региональные	Субглобальные (межконтинентальные)							
Температурные оптимумы и пессимумы 0,5–6 млн. л.	Группа близких по типу ископаемых почв	Раздел 0,7–1,2 тыс. л. Звено 120–300 тыс.л.	Геозона Бизона Экозона Эпибола Тейльзона Интердат 100 тыс. л.	Региоярус (горизонт) 0,5–3 млн.л Лона Слон с географическим названием Пачка Пакет Пласт Слой Пропласток	Ярус 1–4–6–8 млн. л Хронозона 0,2–2 млн. л Глобальный горизонт–глонт 0,05–3 млн. л. Интеривент Уровень (событие)							
						Ископаемая почва, педологический горизонт	не смыкающиеся	Датум-плейн	маркирующий горизонт · лонт пока не регламентируется	пока не смыкаются		
											Круг 60–80 тыс.л. Ступень 10–70 тыс.л. Этап 7–12 тыс. л. Подэтап 3–8 тыс. л. Стадиал 2–5 тыс. л. Осцилляция 1 тыс. л.	Фаза

графические инфразональные единицы, которые можно расположить в следующем (нисходящем) порядке: лона—слои с географическим названием (соответствуют IX циклу Сорокина и звену)—пачка (X цикл и круг)—пакет (ступень)—пласт—слой—пропласток. Для регламентации единиц от пакета и ниже время, видимо, не наступило, но более крупные единицы, возможно, уже сейчас следовало бы внедрять в практику и проверять их жизнеспособность. Их "временная протяженность", судя по климатостратиграфическим подразделениям, 300–600 тыс. лет. Такие единицы, несмотря на возросшую потребность в них, в широкой практике пока не использовались.

Из всех перечисленных подразделений особенно ценным для обоснования микростратиграфических единиц являются те, которые находятся в определенной иерархии, смыкаются и имеют возрастные ограничения (т.е. датированы). Другие же играют пока роль реперов, позволяющих подтвердить или проверить корреляции, когда они делаются по другим методам, или просто выявлять определенные маркирующие уровни. Микростратиграфические подразделения выводить из-под ранга провинциальных надо с большей осторожностью; практика пока дает достоверные примеры их успешного использования только в региональном масштабе. Зато некоторые коррелянты используются уже сейчас и в субглобальном плане. Некоторые из них — глонты и уровни (события), которые выделяются, в частности, на климатической или палеомагнитной основе, практика уже осваивает (например, глонт, отвечающий потеплению на границе раннего и среднего миоцена, уровень инверсии палеомагнитных зон

Матуюма и Брюнес и т.п.). Крайне интересным представляются сейчас и появившиеся материалы по эвстатическим колебаниям уровня океанов, демонстрирующие возможность их прослеживания в толщах осадочного чехла на достаточно широких площадях.

Конечно, практика должна еще показать, насколько хорош этот путь. Но первые попытки доказывают его перспективность.

Если говорить о дальневосточной практике, то работа по детализации стратиграфических схем здесь ведется давно, хотя ее результаты не получили пока должного анализа. Как и в других районах СССР, широко используются литостратиграфические подразделения: подсвиты, пакки, толщи и пр. В ряде случаев, особенно на Камчатке и Сахалине, геологи обращаются к анализу цикличности в строении разреза кайнозоя (работы И.И. Ратновского и др.). Наконец, нельзя не вспомнить и о попытке палеонтологов (Л.В. Криштофович и др.) выделять биостратиграфические подразделения типа слоев с фауной. Однако в 50—60-х все эти подразделения, как правило, не выходили за рамки узколокальных единиц. С другой стороны, их соподчиненность была разработана недостаточно четко, а в случае биостратиграфических подразделений не были сформулированы принципы выделения и не выявлено соотношение единиц, базировавшихся на разных группах. Наконец, наглядные примеры детализации имевшихся к тому времени схем, которые бы показывали жизненность дробных единиц, фактически отсутствовали; дело ограничивалось, как правило, свитами и горизонтами, хотя, например, в работах 60-х гг. Л.В. Криштофович и А.П. Ильиной (1961) и Л.В. Криштофович с соавторами (Григоренко и др. 1968) делались попытки обосновать в отдельных случаях более детальные подразделения, в частности, в кавранской серии было намечено до 10 слоев. По-видимому, для всего этого в то время еще не хватало материалов.

В 70—80-е гг. были сделаны некоторые новые шаги в данном направлении. Особенно ярким в этом отношении оказались данные по изучению (или переизучению) опорных разрезов Дальнего Востока, которые дали возможность во многом по-новому подойти к анализу палеонтологического материала. Например, на базе детального исследования послойно собранных ископаемых осадков верхнего палеогена—неогена Точилинского разреза Западной Камчатки во всех горизонтах удалось наметить более дробные подразделения — слои с фауной. Они основывались, с одной стороны, на моллюсках, а с другой — на фораминиферах. В пределах воямпольской и кавранской серий (с энемтенской свитой) Западнокамчатского (Точилинского) опорного разреза было выделено 25 (I—XXV) слоев по моллюскам и 27 — по фораминиферам (два "слоя" остались не охарактеризованы). Всего для анализа было использовано 272 вида моллюсков и 146 видов фораминифер.

Что представляет собой "слой с фауной", выделенный по моллюскам (они были намечены В.Н. Синельниковой и автором по материалам В.М. Гладиковой, Л.В. Криштофович, В.Н. Синельниковой и автора) (рис. 31)?

Нижняя граница каждого слоя устанавливается по появлению нескольких (более 5—6) видов, а за вид-индекс принимается форма, распространение которой ограничивается данными слоями. Предпочтение для отнесения к видам-индексам отдается видам с широким географическим ареалом. Для характеристики слоев принимается во внимание также количественное соотношение в них отдельных видов и их развитие в комплексах соседних провинций.

Таким образом, анализ видов рассматриваемых комплексов проводится с разных сторон. Учитывается вертикальное распространение видов в разрезе (выявляются характерные виды, свойственные определенному слою, и среди них определяются один или несколько видов-индексов; помимо них выделяют также виды транзитные, появляющиеся и исчезающие в слое); количественное

содержание каждого вида в данном слое (виды, образующие скопления, и виды редкого нахождения); географическое распространение видов (виды с относительно широким ареалом — с охватом нескольких провинций, и виды-эндемики, развитые только в данной провинции; в настоящее время к эндемикам могут быть отнесены "новые", впервые описанные из данного разреза формы, которые пока не отмечены в других провинциях); соотношение вымерших и ныне живущих видов (для верхних слоев).

Такой подход к анализу комплексов отдельных слоев предопределяет особенности их цифровых характеристик: следует помнить, что фактически по каждой из названных позиций анализируются 100% видов данного слоя (так, выделяемые по своему вертикальному распространению характерные, транзитные, появляющиеся и исчезающие виды составляют 100%; одновременно эти же виды составляют 100% по особенностям их ареалов, когда среди них выделяются эндемики и виды с широким ареалом и т.п.), вот почему нельзя вести формальный подсчет видов, не разделяя их по разным признакам. В противном случае простое суммирование видов может привести к цифре, которая превышает реальную, ибо один и тот же вид может быть подсчитан и как "характерный", и как "эндемик" (т.е. два раза).

Подробно слои по моллюскам описаны в "Атласе фауны и флоры Точилинского разреза" (1984 г.), и мы здесь не будем повторять это описание. Но для иллюстрации того, каким образом выделяются такие слои практически (с учетом различных компонентов комплексов), приведем характеристики двух слоев, относящихся к нижней части амининско-такхинского горизонта.

1. Слои с *Yoldia ovata*. Характеризуются преобладанием тонкораковинных форм, принадлежащих в основном родам *Yoldia* (17 видов), *Malletia* (8 видов) и *Periploma* (5 видов). Наибольшие скопления образуют *Portlandia nitida*, *Yoldia cerussata*, *Y. deformis*, *Malletia inermis*, *M. snatolensis*, *M. kamtschatica*, *Cardita orientalis*, *Ostrea gackhensis*, *Mytilus podkagernensis*, *Modiolus solea*. Весь комплекс включает 50 форм, среди которых 6 транзитных видов и 43 — появляющихся с уровня данного слоя; 4 вида из них (*Yoldia ovata*, *Y. salvationemensis*, *Periploma rugulosa*, *Nemocardium cf. iwakiense*) приурочены только к разбираемым слоям; один вид (*Cyclocardia lutosa*) исчезает на данном уровне. В этом комплексе встречены 8 эндемиков и 32 новых вида; 8 видов широко распространены в сопредельных регионах и встречены там в отложениях, достаточно хорошо привязанных к стратиграфической шкале. К последним относятся *Yoldia nitida*, *Y. longissima*, *Y. cerussata*, *Y. biremis*, *Y. salvationemensis*, *Y. deformis*, *Periploma besshoensis*, *Modiolus solea*.

2. Слои с *Pododesmus schmidtii*. Относящийся к ним комплекс содержит остатки главным образом тех родов, которые характеризуют сравнительно мелководные и даже пляжные отложения, что отличает данные слои от подстилающих. Весь комплекс включает 48 видов, среди которых имеются: 31 — транзитных, 16 — появляющихся с этого уровня, 4 из них характеризуют только разбираемые слои (*Cardita antiqua*, *Pododesmus schmidtii*, *Chlamys matschagarensis*, *Thiasira nemzewi*). Наибольшие скопления образуют *Portlandia*



Рис. 31. Дробные стратиграфические подразделения позднепалеогеновых — неогеновых отложений Точилинского разреза

ТПК — Точилинский палинокомплекс. 1 — конгломераты, 2 — песчаники, 3 — перерыв в обнажении, 4 — туфы, 5 — диатомиты, 6 — кремнистые породы, 7 — угли, 8 — конкреции, 9 — несогласия

Эоцен—Олигоцен				Миоцен				Плиоцен	
нижний				средний				верхний	
Воймольская				Кавранская				Эрмановская	
Амининско-гакхинский		Гакхинская		Утлоксско-вивентекский		Вивентекск.		Кулувенская	
Амининско-гакхинский		Гакхинская		Утлоксско-вивентекский		Вивентекск.		Кулувенская	
Амининско-гакхинский		Гакхинская		Утлоксско-вивентекский		Вивентекск.		Кулувенская	
Амининско-гакхинский		Гакхинская		Утлоксско-вивентекский		Вивентекск.		Кулувенская	
Амининско-гакхинский		Гакхинская		Утлоксско-вивентекский		Вивентекск.		Кулувенская	
Амининско-гакхинский		Гакхинская		Утлоксско-вивентекский		Вивентекск.		Кулувенская	
Амининско-гакхинский		Гакхинская		Утлоксско-вивентекский		Вивентекск.		Кулувенская	
Амининско-гакхинский		Гакхинская		Утлоксско-вивентекский		Вивентекск.		Кулувенская	
Амининско-гакхинский		Гакхинская		Утлоксско-вивентекский		Вивентекск.		Кулувенская	
Амининско-гакхинский		Гакхинская		Утлоксско-вивентекский		Вивентекск.		Кулувенская	
Амининско-гакхинский		Гакхинская		Утлоксско-вивентекский		Вивентекск.		Кулувенская	
Амининско-гакхинский		Гакхинская		Утлоксско-вивентекский		Вивентекск.		Кулувенская	
Амининско-гакхинский		Гакхинская		Утлоксско-вивентекский		Вивентекск.		Кулувенская	
Амининско-гакхинский		Гакхинская		Утлоксско-вивентекский		Вивентекск.		Кулувенская	
Амининско-гакхинский		Гакхинская		Утлоксско-вивентекский		Вивентекск.		Кулувенская	
Амининско-гакхинский		Гакхинская		Утлоксско-вивентекский		Вивентекск.		Кулувенская	
Амининско-гакхинский		Гакхинская		Утлоксско-вивентекский		Вивентекск.		Кулувенская	
Амининско-гакхинский		Гакхинская		Утлоксско-вивентекский		Вивентекск.		Кулувенская	
Амининско-гакхинский		Гакхинская		Утлоксско-вивентекский		Вивентекск.		Кулувенская	
Амининско-гакхинский		Гакхинская		Утлоксско-вивентекский		Вивентекск.		Кулувенская	
Амининско-гакхинский		Гакхинская		Утлоксско-вивентекский		Вивентекск.		Кулувенская	
Амининско-гакхинский		Гакхинская		Утлоксско-вивентекский		Вивентекск.		Кулувенская	
Амининско-гакхинский		Гакхинская		Утлоксско-вивентекский		Вивентекск.		Кулувенская	
Амининско-гакхинский		Гакхинская		Утлоксско-вивентекский		Вивентекск.		Кулувенская	
Амининско-гакхинский		Гакхинская		Утлоксско-вивентекский		Вивентекск.		Кулувенская	
Амининско-гакхинский		Гакхинская		Утлоксско-вивентекский		Вивентекск.		Кулувенская	
Амининско-гакхинский		Гакхинская		Утлоксско-вивентекский		Вивентекск.		Кулувенская	
Амининско-гакхинский		Гакхинская		Утлоксско-вивентекский		Вивентекск.		Кулувенская	
Амининско-гакхинский		Гакхинская		Утлоксско-вивентекский		Вивентекск.		Кулувенская	
Амининско-гакхинский		Гакхинская		Утлоксско-вивентекский		Вивентекск.		Кулувенская	
Амининско-гакхинский		Гакхинская		Утлоксско-вивентекский		Вивентекск.		Кулувенская	
Амининско-гакхинский		Гакхинская		Утлоксско-вивентекский		Вивентекск.		Кулувенская	
Амининско-гакхинский		Гакхинская		Утлоксско-вивентекский		Вивентекск.		Кулувенская	
Амининско-гакхинский		Гакхинская		Утлоксско-вивентекский		Вивентекск.		Кулувенская	
Амининско-гакхинский		Гакхинская		Утлоксско-вивентекский		Вивентекск.		Кулувенская	
Амининско-гакхинский		Гакхинская		Утлоксско-вивентекский		Вивентекск.		Кулувенская	
Амининско-гакхинский		Гакхинская		Утлоксско-вивентекский		Вивентекск.		Кулувенская	
Амининско-гакхинский		Гакхинская		Утлоксско-вивентекский		Вивентекск.		Кулувенская	
Амининско-гакхинский		Гакхинская		Утлоксско-вивентекский		Вивентекск.		Кулувенская	
Амининско-гакхинский		Гакхинская		Утлоксско-вивентекский		Вивентекск.		Кулувенская	
Амининско-гакхинский		Гакхинская		Утлоксско-вивентекский		Вивентекск.		Кулувенская	
Амининско-гакхинский		Гакхинская		Утлоксско-вивентекский		Вивентекск.		Кулувенская	
Амининско-гакхинский		Гакхинская		Утлоксско-вивентекский		Вивентекск.		Кулувенская	
Амининско-гакхинский		Гакхинская		Утлоксско-вивентекский		Вивентекск.		Кулувенская	
Амининско-гакхинский		Гакхинская		Утлоксско-вивентекский		Вивентекск.		Кулувенская	
Амининско-гакхинский		Гакхинская		Утлоксско-вивентекский		Вивентекск.		Кулувенская	
Амининско-гакхинский		Гакхинская		Утлоксско-вивентекский		Вивентекск.		Кулувенская	
Амининско-гакхинский		Гакхинская		Утлоксско-вивентекский		Вивентекск.		Кулувенская	
Амининско-гакхинский		Гакхинская		Утлоксско-вивентекский		Вивентекск.		Кулувенская	
Амининско-гакхинский		Гакхинская		Утлоксско-вивентекский		Вивентекск.		Кулувенская	
Амининско-гакхинский		Гакхинская		Утлоксско-вивентекский		Вивентекск.		Кулувенская	
Амининско-гакхинский		Гакхинская		Утлоксско-вивентекский		Вивентекск.		Кулувенская	
Амининско-гакхинский		Гакхинская		Утлоксско-вивентекский		Вивентекск.		Кулувенская	
Амининско-гакхинский		Гакхинская		Утлоксско-вивентекский		Вивентекск.		Кулувенская	
Амининско-гакхинский		Гакхинская		Утлоксско-вивентекский		Вивентекск.		Кулувенская	
Амининско-гакхинский		Гакхинская		Утлоксско-вивентекский		Вивентекск.		Кулувенская	
Амининско-гакхинский		Гакхинская		Утлоксско-вивентекский		Вивентекск.		Кулувенская	
Амининско-гакхинский		Гакхинская		Утлоксско-вивентекский		Вивентекск.		Кулувенская	
Амининско-гакхинский		Гакхинская		Утлоксско-вивентекский		Вивентекск.		Кулувенская	
Амининско-гакхинский		Гакхинская		Утлоксско-вивентекский		Вивентекск.		Кулувенская	
Амининско-гакхинский		Гакхинская		Утлоксско-вивентекский		Вивентекск.		Кулувенская	
Амининско-гакхинский		Гакхинская		Утлоксско-вивентекский		Вивентекск.		Кулувенская	
Амининско-гакхинский		Гакхинская		Утлоксско-вивентекский		Вивентекск.		Кулувенская	
Амининско-гакхинский		Гакхинская		Утлоксско-вивентекский		Вивентекск.		Кулувенская</	

Слои с комплексами фораминифер		Палинофлора и палинокомплексы		
29	<i>Elphidiella oregonensis</i>	V	ТПК ₅₋₁	Picea, Alnus, Betula, Cramineae Ericaceae, Cyperaceae, Compositae
28				Picea, Pinus, Abies, Alnus, Betula, Salix, Ericaceae
27	<i>Perfectnonion subglobosus</i>	IV	ТПК ₄₋₃	Osmunda sachalinensis, Gink- go ex gr. adiantoides, Salix alas- kana, S. kenaiana— листовая флора Pinus, Picea, Taxodium, Juglans Ulmus, Pterocarya— споры и пыльца
26	<i>Criboelphidium subarcticum</i>			IV
25	<i>Elphidiella nagaii</i>	IV	ТПК ₄₋₁	
24	<i>Elphidiella tenera</i>			IV
23	<i>Anomalinoides altamiraensis</i>	II	ТПК ₂	
22				I
21	<i>Ammonia takanabensis</i>			
20	<i>Pseudoeiphidiella problematica</i>			
19	<i>Discorbis janus</i>			
18	<i>Criboelphidium micrum</i>			
17	<i>Porosorotalia voloshinovae</i>			
16	<i>Islandiella laevigata</i>			
15	<i>Haplophragmoides impressus</i>			
14	<i>Haplophragmoides laminatus</i>			
13	<i>Pseudoeiphidiella subcarinata</i>			
12	<i>Haplophragmoides spadix</i>			
11	<i>Astrononion hamadaensis</i>			
10	<i>Criboelphidium aracaicum</i>			
9	<i>Criboelphidium utkhokensis</i>			
8	<i>Protoelphidium gackhensis</i>			
7	<i>Cassidulina menneri</i>			
6	<i>Asanospira carinata</i>			
5	<i>Elphidium orientale</i>			
4	<i>Quinqueloculina lamarkia</i>			
3	<i>Globocassidulina globosa</i>			
2	<i>Galvelinella grabrata</i>			
1	<i>Melonis simokinensis</i>			

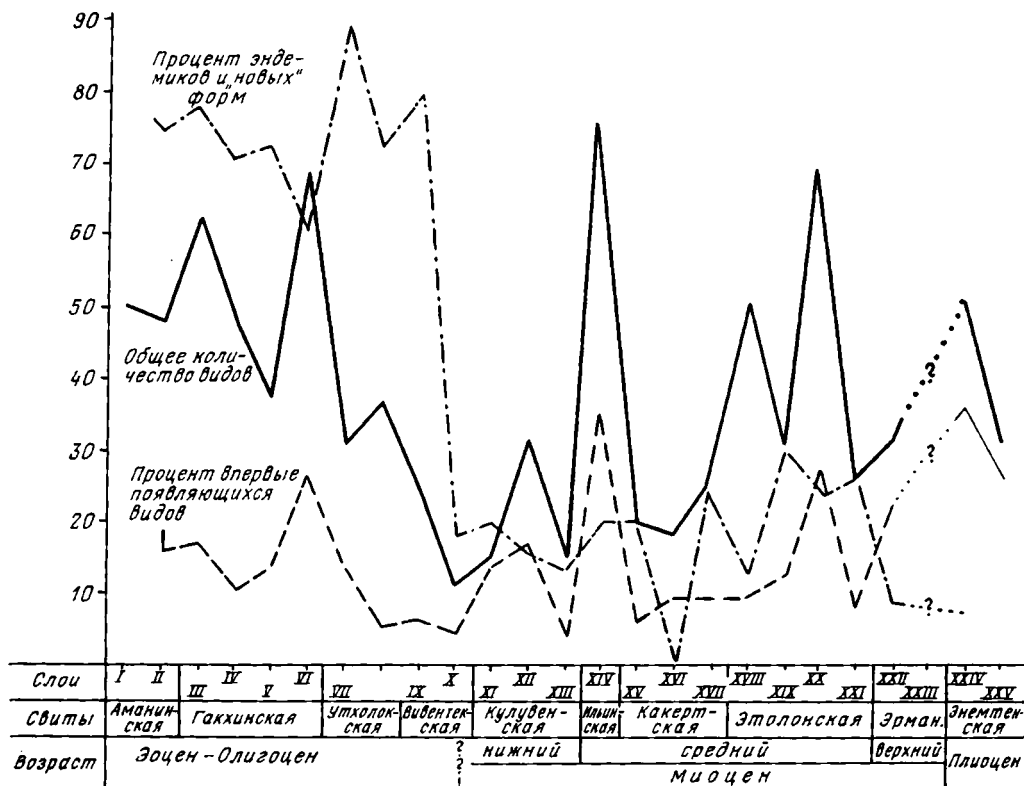


Рис. 32. Характеристики комплексов моллюсков неогена Западной Камчатки (общее количество видов и эндемики)

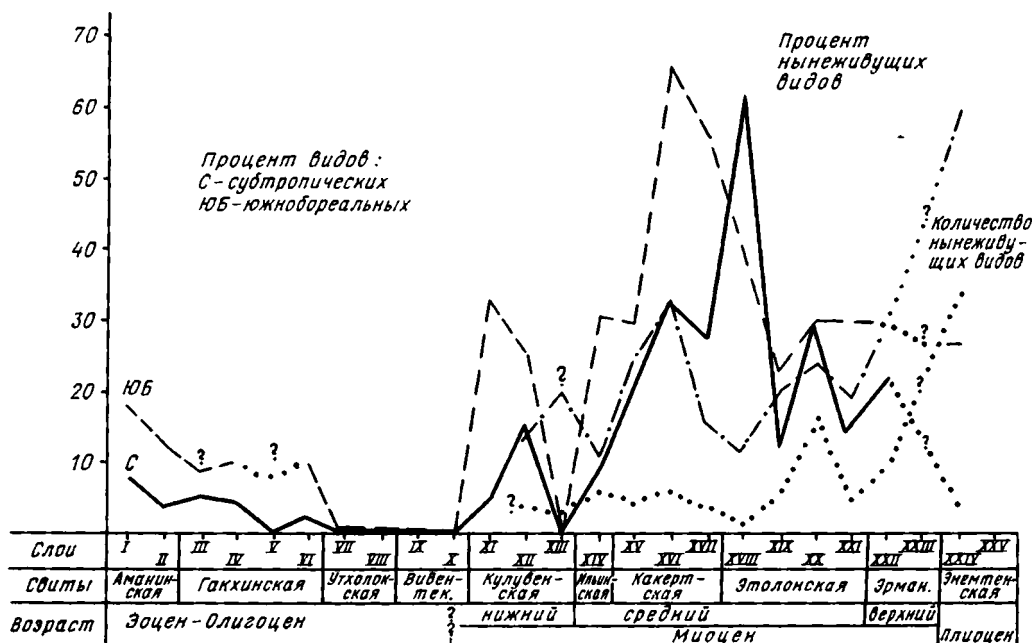


Рис. 33. Характеристики комплексов неогена Западной Камчатки (биогеографические типы, соотношение вымерших и нынеживущих видов)

nitida, *Yoldia longissima*, *Y. deformis*, *Y. gretschischkini*, *Modiolus solea*, *Thyasira snatolensis*, *Th. kamtschatica*, *Cardita pilvoensis*.

В комплексе моллюсков имеется 10 эндемиков, 26 новых видов и 7 широко распространенных в кайнозой соседних регионов. Это *Yoldia nitida*, *Y. longissima*, *Y. deformis*, *Y. cerrussata*, *Y. gretschischkini*, *Pododesmus schmidtii*, *Chlamys matschgarensis*.

Подобные данные дают возможность сравнительного анализа комплексов разных слоев (стратиграфически снизу вверх) на основе изменения ряда показателей: 1 — общего числа видов, 2 — числа видов, появляющихся в каждом слое, 3 — числа современных форм, 4 — относительного содержания сравнительно тепловодных форм, 5 — числа эндемичных видов. При определенной доле условности такого анализа сравнение комплексов по перечисленным характеристикам может помочь обособить вмещающие эти комплексы слои, как региональные подразделения более дробного, чем горизонт и свита, ранга. Дадим краткую характеристику упомянутым выше показателем (рис. 32, 33).

ИЗМЕНЕНИЕ ОБЩЕГО ЧИСЛА ВИДОВ

В изменении этой характеристики наблюдается определенная закономерность. На графике видно, что число видов колеблется по слоям следующим образом: намечается 8—9 пиков (от 25 до 69 видов), наибольшие из которых (более 50 форм) приходятся на слои III, VI, XIV, XX, XXIV (гакхинская, ильинская, этолонская, энемтенская свиты). Обычно эти пики совпадают с трансгрессивными слоями (относительно мелководными осадками разреза).

ИЗМЕНЕНИЕ ЧИСЛА ВИДОВ, ПОЯВЛЯЮЩИХСЯ В РАЗРЕЗЕ

В целом это изменение происходит параллельно (подобно) изменению общего числа видов (пики этих двух показателей совпадают). Однако процент появляющихся видов (от общего числа) несколько меняется. Наибольший процент отмечается в слоях XI (86%), XII (54%), XIV (64%), XVIII (56%), XXII (70%), XXIV (70%) (кулувенская, ильинская, этолонская, эрмановская и энемтенская свиты). Таким образом, обновление комплексов приурочено к трансгрессивным пачкам.

ИЗМЕНЕНИЕ ЧИСЛА СОВРЕМЕННЫХ ФОРМ

Первые виды, которые доживают доныне, появляются, судя по литературе, в кулувенской свите: 4 вида в слоях XII, составляющие 13% от общего числа форм. Правда, эти данные требуют проверки. В верхней части этолонской свиты отмечаются уже 16 видов, а в энемтенской 34 формы (соответственно 24 и 60%). Таким образом, если в миоценовых слоях современные виды составляют где-то от 10 до 30%, то в плиоценовых — уже около 60%.

ИЗМЕНЕНИЕ КОЛИЧЕСТВА ЮЖНОБОРЕАЛЬНЫХ (ЮБ) И СУБТРОПИЧЕСКИХ (С) ФОРМ В КОМПЛЕКСАХ

В нижних слоях (I—VII, т.е. в амининской и гакхинской свитах) ЮБ и С виды отмечаются в небольшом количестве (С составляют менее 5%, ЮБ, видимо, около 10%). В слоях утхолокской и вивентекской свит (VII—X) они отсутствуют. В кулувенской свите (слои XI—XII) намечается подъем числа видов названной биогеографической категории, хотя в ее верхней части (XIII) они не отмечены. В ильинской свите (XIV) их число возрастает (ЮБ до

¹ Число видов в ильинской свите достигает 60—140, в этолонской — более 70.

31%, С — 9%), но самых высоких показателей их число достигает в верхней части какертской свиты (ЮБ — 66%, С — 33%) и особенно в этолонской свите, слоях XVIII, где отмечено 93% ЮБ и С и среди них 62% С видов и в слоях XX (до 50% ЮБ и С). В вышележащих слоях эти показатели падают, и в слоях XXIV энемтенской свиты они составляют соответственно 27 и 5%.

К ЮБ и С формам отнесены представители родов *Ostrea*, *Corbicula*, *Crassatella*, *Callista*, *Securella*, *Pitar*, *Mitra*, *Cryptomya*, *Arca*, *Anadara*, *Glycymeris*, *Cancellaria*, *Nanaochlamys*, *Mizuhopecten*, *Mulinia*, *Septifer*, *Protothaca*, *Nassarius*, *Sinum*, и др.

ИЗМЕНЕНИЕ ЧИСЛА ЭНДЕМИЧНЫХ ВИДОВ¹

Этот показатель меняется весьма четко: в пределах аманинской, гахкинской, утхолокской и нижней части вивентекской свиты (слои I—IX) процент эндемичных форм достигает 80—90%. Далее этот процент резко снижается до 15—30% (с некоторыми колебаниями). В слоях XVI какертской свиты он сходит до 0, а в энемтенской свите он составляет около 7%. Не исключено, что высокий процент эндемиков нижних слоев связан в значительной мере с большим числом новых видов, которые описаны впервые и принадлежность которых к эндемикам требует еще проверки.

Как видно из сказанного выше, в ряде случаев изменения перечисленных выше характеристик комплексов моллюсков, взятые по слоям, обнаруживают сходные тенденции. Например, отмечается совпадение пиков общей численности форм и числа появляющихся видов: с этими же пиками в отдельных случаях совпадают пики процентного содержания ЮБ и С видов (слои XII—XIV кулувенской и ильинской свит, слои XVIII и XX этолонской свиты), хотя в отдельных случаях (в какертской и энемтенской свитах) направление пиков обратное.

Несмотря на определенную условность подобных подсчетов, из анализа приведенных графиков хорошо видно, что намеченные слои достаточно четко обособляются друг от друга, что может быть использовано для более дробного деления свит и горизонтов, а при получении подобных характеристик по другим разрезам — для сравнения и корреляций со слоями соседних районов. Конечно, использование подобных характеристик не должно проводиться формально — оно служит лишь дополнением к обычному биостратиграфическому анализу, отражая отличия отдельных слоев весьма наглядно. Задача состоит в том, чтобы расшифровать зависимость этих отличий от особенностей эволюции комплексов и общей смены палеогеографических обстановок в регионе, а также сменяемости комплексов в различных фациальных (литологических) типах пород.

В ряде случаев приведенные графики позволяют уточнить и детализировать палеоклиматическую кривую, построенную для этих районов ранее. При выявлении сходных изменений комплексов в других районах в будущем возможно обоснование мелких климатических флуктуаций, намечаемых, например, в кулувенском, какертском и этолонском времени, на которое падают несколько прямых и обратных пиков содержания тепловодных элементов фауны — слои IX—XXI.

По данным В.Н. Синельниковой и других (Синельникова, Друщиц, 1971) уже сейчас можно говорить, что многие из упомянутых слоев прослеживаются на Западной Камчатке (с севера на юг) на расстояние 700—800 км. Это свидетельствует о реальности "слоев" и возможности их использования геологической практикой.

¹ В число эндемичных форм в данном случае включены виды, впервые описанные в данном разрезе.

Помимо охарактеризованных выше слоев, выделенных по моллюскам, в том же разрезе М.Я. Серовой намечены слои по фораминиферам (к сожалению, принципы их выделения не сформулированы точно и потому, видимо, не выдерживаются, хотя из текста следует, что эти слои в той или иной степени базируются на сообществах видов и соотношении численности отдельных форм). Несмотря на определенные отличия в принципах выделения этих подразделений, т.е. слоев, по разным группам (моллюскам и фораминиферам), отмечаемые нечеткости в проведении отдельных границ, неравноценность их корреляционных возможностей и т.д. — позволяют расчленять осадочные толщи более детально, а датировать стратиграфические единицы Камчатки более уверенно, чем это делалось раньше.

Сравнительный анализ слоев с комплексами, с одной стороны, моллюсков (слои I—XXV), а с другой — фораминифер (27 слоев), показывает, что достаточно часто объемы этих слоев совпадают или они приурочены, в той или иной комбинации, к близким уровням. Поэтому в ряде случаев уже сейчас можно было бы выделить единые слои на основе синтеза данных по этим группам, хотя, безусловно, их устойчивость в определенной последовательности и выдержанность на площади нуждаются еще в подтверждении биостратиграфическими материалами по другим районам Камчатки. Так, хорошее совпадение слоев имеется в амининской свите (соответственно трех пар слоев), кулувенском и этолонском горизонтах.

Вместе с тем отмечаются и случаи несовпадения слоев по разным ископаемым группам. Если в целом слои III—VI по моллюскам (М) соответствуют слоям 3—7 по фораминиферам (Ф), то внутри этого интервала (гакхинская свита) границы слоев по разным группам практически не совпадают. В рамках утхолокско-вивентекского горизонта выделены четыре слоя по моллюскам (VII—X) и пять слоев по фораминиферам (8—12). Обращает на себя внимание, что слою VII (М) соответствуют три слоя (8—10) (Ф). Кулувенский горизонт включает XI—XIII слои (М) и 13—16 слои (Ф). Нижние (соответственно XI и 13) и самые верхние (XIII и 16) слои, выделенные по разным группам, весьма близки по объему. Вместе с тем в ильинском горизонте слоям XIV (М) соответствуют три слоя (17—19) (Ф), т.е. слои по фораминиферам в данном случае являются более дробными, чем слои, выделенные по моллюскам.

В какертском горизонте о соотношениях слоев судить трудно, ибо значительная часть его фораминиферами не охарактеризована. Что касается этолонского горизонта, то на четыре слоя по моллюскам (XVIII—XXI) приходится пять слоев по фораминиферам (23—27), причем их границы или совпадают, или весьма близки. Эрмановский и энемтенский горизонты не дают достаточного материала для суждения о соотношении слоев, выделенных по разным группам, так как слои с фораминиферами здесь отмечены лишь в основании энемтенского горизонта.

Таким образом, из анализа слоев Точилинского разреза в целом следует, что имеются два основных варианта соотношения слоев: с одной стороны, когда слои, выделенные по моллюскам и фораминиферам, близки или практически совпадают по объему, и с другой — когда их объемы несколько отличны, причем в ряде случаев слои, выделенные по фораминиферам, несколько дробнее слоев, выделенных по моллюскам. Полученная в данном разрезе дробность расчленения является, безусловно, определенным достижением биостратиграфии, однако эти материалы нуждаются еще в дальнейшей корректировке. Ведь отмеченная смена комплексов в разрезе, которую геологи обосновывают обычно либо изменением частоты нахождения тех или иных форм в слое, либо несколько меняющимися сочетаниями отдельных, часто транзитных видов и т.п., может оказаться связанной в первую очередь со сменой имевших

место в прошлом фациальных условий местного масштаба. Вот почему, указывая на примеры тех или иных соотношений слоев, важно еще раз обратить внимание на то, что их значение как стратиграфических единиц пока локально.

Задача будущего заключается в проверке реальности этих слоев и уточнении их характеристик, в их более комплексном обосновании (по разным группам) и прослеживании в разрезах разных райнов не только Западной, но и Восточной Камчатки. Сейчас на этот счет проанализированы в основном разрезы Западной Камчатки и лишь частично восточной ее части — залива Корфа, о-ва Карагинского и пр. Работа эта, безусловно, кропотливая, но именно она может дать большой эффект в решении как узкостратиграфических, так и многих других важных геологических вопросов — прежде всего палеогеографических.

Помимо повышения детальности изучения палеонтологических комплексов, связанного с их послойным анализом, сейчас все большее внимание привлекают два методических приема, которые в той или иной степени обязаны внедрению математических методов. Один из них основывается на тонком анализе моментов появления тех или иных видов в пределах горизонтов и зон, что позволяет получать дополнительные уровни и реперы и таким образом расчленить горизонты и зоны на более дробные единицы.

Яркими примерами использования данных по появлению и исчезновению различных таксонов внутри ярусов и зон являются, в частности, работы Кауфмана (Kaufman, 1969), который при изучении меловых толщ ряда североамериканских регионов повысил детальность схем в несколько раз. По его мнению, в изученном им интервале времени (38 млн лет) можно наметить до 100 зон и границ высокого и 150 границ малого доверительного интервала, анализируя лишь стратиграфическую позицию отдельных видов макро- и микрофаунистических групп.

В литературе последних лет появляются исключительно интересные примеры использования машинной техники для детальной разбивки разрезов на основе тщательного анализа стратиграфического положения каждого встреченного в изученных толщах вида (сравнение уровней их появления в серии разрезов, их исчезновения и пр.). Так, недавно Свит (Sweet, 1984) при изучении средне- и верхнеордовикских толщ Северной Америки (мощностью 477 м) сумел выделить на этой основе 80 дробных подразделений, которые укладываются в несколько конодонтовых зон, обычно считающихся идеальным примером дробной разбивки разрезов (в этом интервале разными авторами выделялось от 4 до 7 зон и 11 зон).

Недавно интересное обобщение, касающееся вопросов практической детализации расчленения океанических осадков, было проведено Барроном с соавт. (Barro et al., 1985). В 20 разрезах миоцена ими было выделено 175 уровней, намеченных с учетом появления или исчезновения тех или иных планктонных форм (72 из этих уровней сопоставлены с палеомагнитной шкалой). При этом принимались во внимание степень устойчивости уровней во всех скважинах и не только самих уровней, но и их сочетаний (например, появление вида 1, затем выше — вида 2, затем выше — исчезновение вида 3 и пр.).

Если просчитать временные интервалы, разделяющие упомянутые уровни, то окажется, что они равны 100 тыс. лет, т.е. по своей продолжительности являются вполне соизмеримыми с единицами четвертичной шкалы.

Как же называть подразделения, заключенные между такими уровнями? Фактически они являются слоями между датум-плейнами, и поэтому их можно именовать как "датированные интервалы", или "интердаты" (interdat). Сейчас в отдельных случаях они смыкаются, в других нет, но степень их смыкаемости в значительной мере зависит, видимо, от детальности проработки материала. Возможно, какие-то отдельные сочетания, "блоки" этих "интерда-

тов" могут оказаться более устойчивыми, чем другие. Возможно, некоторые из них будут прослеживаться на широких площадях, а другие только в определенных климатических поясах или провинциях. Все это надо проверить на практике и определить рамки применимости подобных подразделений. Но уже сейчас ясно, что отбрасывать такие подразделения мы не имеем права. Однако для того чтобы "интердаты" стали нашим рабочим инструментом, требуется более широкое использование ЭВМ в повседневной работе палеонтологов (особенно микропалеонтологов и палинологов).

Теперь специально остановимся еще на одном пути детализации, основанной на палеонтологических данных: использовании фенетического подхода для анализа отдельных видов. Если палеонтолог имеет большие серии ископаемых остатков, которые можно аналогизировать с популяционными сборами, он может выявить (с применением современных методов статистической обработки) важные особенности изменчивости многих видов. При этом с помощью анализа изменчивости при условии выделения дискретных, элементарных признаков, отмечаемых во времени и пространстве, можно даже наметить ход микроэволюционного процесса и его стадийность. Палеонтологический материал, собранный послонно, представляет собой документальную запись природных экспериментов, протекавших сотни тысяч и миллионы лет. В этом материале часто можно найти отражение начальных этапов развития тех или иных видов, их расцвет и элиминацию, т.е. наметить и выделить сменяющиеся в разрезах морфы, на которые обычно не обращается внимания, ибо они, как считается, укладываются в рамки обычной видовой изменчивости. Эти идеи в начале 70-х гг. были высказаны Т.Г. Сарычевой и А.В. Яблоковым (Яблоков, 1980), которые тогда же привели несколько примеров. Один из них касался, в частности, изменения во времени группы морских моллюсков *Rissoa*, *Monodacna*, *Parphia* в четвертичное время, второй — легочных моллюсков и пр. К сожалению, это направление пока не получило развития, но с введением в практику математических методик оно может обнаружить значительные резервы в тонкой идентификации ископаемых форм, что, в свою очередь, даст основу для изучения дополнительных уровней и реперов как внутри горизонтов, так и внутри зон.

Недавно о первом опыте использования математических методов при расчленении кавранских толщ (миоцен) Западной Камчатки сообщил К.Б. Баринов (1986), которому удалось обособить, в частности, морфы *Acila kamtschatica* в пределах биозоны этого вида и на этой основе наметить дробные стратиграфические уровни. Он же попытался с помощью количественного метода наметить корреляцию различных разрезов кайнозоя Камчатки путем анализа стратиграфического положения ископаемых форм (относительное расположение их в разрезах, сочетание на определенных уровнях, устойчивость сочетаний и пр.). Для анализа он выбрал серию разрезов кавранских толщ Западной Камчатки (с юга на север). Это Каврано-Утхолокская бухта, Точилинская антиклиналь, мыс Угольный, мыс Большой Реккиникской губы. Уровни, которые выделились при этом анализе, в целом совпали со слоями, выделенными ранее по моллюскам. Но в ильинской свите, которая соответствует фактически одному слою, удалось наметить два уровня, т.е. расчленить слой на две части (Баринов, 1987).

Надежность расчленения на биостратиграфической основе значительно может повыситься, если эти материалы будут увязаны с данными по цикличности седиментации. Уже говорилось, что в камчатской и сахалинской практике в прежние годы уже использовались элементы ритмостратиграфии, основанные на анализе определенной цикличности осадконакопления. Известны, например, попытки выделить циклы в разрезе Западной Камчатки и Сахалина (Алексейчик, Ратновский, 1961). Автор использовал этот метод при разбивке разреза

кайнозой ю-ва Карагинского Восточной Камчатки, где удалось наметить до десяти ритмов мощностью до 250—400 м (Гладенков, Гречин, 1969). Однако все эти циклы были достаточно крупные и, к сожалению, примеров цикло-стратиграфии, ориентирующих не получение дробных стратиграфических схем, до последнего времени фактически было очень мало.

Одним из первых опытов в этом отношении было расчленение кавранской серии Западной Камчатки, осуществленное Ю.Н. Григоренко с соавт. (1968). В этом разрезе, от ильинской свиты внизу до эрмановскойверху, было выделено 28 циклов. Их мощность колебалась от 8,5 до 154,8 м, в среднем достигая первых десятков метров. В ильинской свите отмечено 6, в какертской — 6, в этолонской — 8 и в эрмановской — 8 циклов (для сравнения вспомним, что в ильинской свите намечены на биостратиграфической основе (с учетом слоев по моллюскам и фораминиферам) 3 подразделения, в какертской — 4, а в этолонской — 5 или 6. К сожалению, эти циклы не были прослежены на площади и возможности корреляций на этой основе остались невыявленными.

В 70-х гг. Григоренко (1978) с помощью выделения циклов (построения фациальных графиков) обратился к расчленению палеогеновых толщ Западной Камчатки. При этом он не ограничился, как раньше, каким-либо одним разрезом, а взял десять разрезов геологически различных участков в зоне около 400 км по простиранию древнего бассейна (Тигильский, Ичинский, Паланский районы). Учитывая характер построенных кривых фациальных изменений (их общую конфигурацию и подобие как в целом, так и для отдельных интервалов разреза), т.е. используя метод графической коннекции, принимая во внимание данные по лито- и биостратиграфии, Григоренко предложил выделять 15 (N_1 — N_{15}) корреляционных подразделений. В хулгунском горизонте их 2, напанском — 3, снатовском — 5, увучинском — 3, ковачинском — 2. Для проверки корреляций им были использованы биостратиграфические маркеры (кровля слоев *Mutilus uokoyma* и др.). Интересно, что на прилагаемых автором графиках фациальных кривых можно наметить и еще более дробные подразделения (сам Григоренко считает, что каждый ритм можно разделить на два меньших по объему). Из графиков следует, к примеру, что в пределах ковачинской свиты четко вычлняются до 15 циклов мелкого порядка.

Проверка этих данных (выдержанности циклов на площади, выявление их в разных типах разрезов, установление их соподчиненности, увязка с фаунистическими слоями, корреляция с циклами, обнаруживающимися на шельфе и т.п.) является сейчас насущной задачей. Через накопление подобного опыта практика может получить дополнительный очень важный резерв детализации стратиграфических схем. Комплексный подход к детализации стратиграфических схем, т.е. использование биостратиграфических, седиментационно-цикло-стратиграфических, литостратиграфических, климатостратиграфических и прочих подразделений, представляется сейчас чрезвычайно многообещающим. Это и есть проявление одного из направлений экостратиграфии на практике, выражающееся в выявлении мелкой этапности развития бассейнов, которая находит отражение в разных признаках осадочных толщ. Сначала речь может идти прежде всего о детализации на этой базе региональных схем, но не исключено, что ряд дробных подразделений, намеченных на Камчатке, со временем будет увязан, с одной стороны, с таковыми Сахалина и других соседних районов, с другой — с подразделениями шельфа и океанического дна, что позволит перейти к более детальным корреляциям осадочных толщ в медрегиональном масштабе.

При выделении дробных подразделений геолог должен считаться с общим правилом расчленения: обычно чем дробнее подразделение, тем уже его ареал. Вместе с тем он всегда стремится снизить порог дробности субглобальных

единиц. Если до сих пор практика шла в этом отношении от ярусов к зонам, то теперь стоит вопрос о более мелких их частях. И в этой работе большую помощь может оказать помимо климато- или циклостратиграфии новое направление геологии — так называемая сейсмостратиграфия. Не только в этом, а во многих других своих аспектах сейсмостратиграфия прямо связывается со стратиграфическими проблемами, которые сейчас включаются в экостратиграфию. Ведь стремление выявить определенные сейсмические комплексы, слои и фации и на этой основе установить общую цикличность, в частности, изменения уровня мирового океана и т.д., — все это прямо увязывается с попытками экостратиграфии отразить геологические события и экосистемные перестройки регионального или глобального масштаба.

СЕЙМОСТРАТИГРАФИЯ

Сейсмостратиграфия — это один из геологических методов стратиграфической интерпретации сейсмических данных.

Быстрый прогресс в цифровой обработке сейсмических материалов позволил в семидесятых годах подойти к решению многих геологических задач на новом качественном уровне. Современные модификации сейсморазведки отраженных волн — сейсмоакустика, непрерывное одноканальное сейсмическое профилирование (ГСП), многоканальное сейсмическое профилирование методом общей глубинной точки (МОГТ) и другие методики — все это вместе привело к получению важной геологической информации, и прежде всего построению временных разрезов, которые не просто дополнили, а существенно обогатили геологические данные по осадочным чехлам морей и океанов. Если раньше сейсморазведка изучала в основном "сильные" границы разделов, характеризующиеся скачками акустической жесткости в 10—50% (таких границ обычно отмечается не более одной на 1 км глубины), то сейчас выделяются и "слабые" сейсмические границы с перепадом акустической жесткости в 2—3% и более. На базе временных разрезов стало возможным устанавливать с большой точностью геометрию слоев и форму геологических тел осадочного чехла, а с учетом данных бурения, исследований скоростных параметров и особенностей сейсмической записи определять относительный возраст и вещественный состав пород и особенности их флюидонасыщения.

Сейсмостратиграфию характеризует ряд важных черт, делающих ее привлекательной для практической геологии: относительно небольшие финансовые затраты, быстрое получение результатов, масштабность изучаемых объектов (охват больших площадей), наглядность получаемых данных, решение многих геологических вопросов, которые другими методами ранее не решались, непосредственный широкий выход в производственную практику (поиски нефтяных ловушек и пр.).

Не останавливаясь подробно на всех методических приемах и геологических выводах сейсмостратиграфии, отметим некоторые из них, являющиеся наиболее важными для собственно стратиграфии. Основа всех сейсмостратиграфических построений заключается в принятии положения о том, что сейсмические отражения образуются на хроностратиграфических границах, а не на пересекающих их поверхностях литостратиграфических подразделений. Эти хроностратиграфические границы, фиксирующиеся на сейсмических разрезах, соответствуют физическим поверхностям двух типов — пластовым и несогласиям.

Слабости данного метода заключаются в следующем: расчленение ведется по вертикали дискретно, (разрешающая способность по вертикали равна $1/8—1/4$ длины волны), единицы расчленения часто не очень дробны (они зависят от длины волны, которая обычно варьирует от 20 до 200—300 м), детальное расчленение достоверно пока до глубин 300—500 м, хроностратиграфическая

увязка с разрезами скважин колеблется от 10—20 до 50 и сотен метров и точность корреляций не превышает $1/2$ длины волны. Не следует забывать также, что метод неприменим, если углы падения в пластах превышают 15—20°. Другими словами, при переходе к складчатым комплексам использование сейсмостратиграфических данных затруднено. Кроме того, определить тип пород и их возраст, исходя только из сеймопрофилей, практически можно лишь на вероятностной основе, и здесь требуется дополнительная информация (данные бурения и пр.). Однако эти слабости не могут умалить исключительную важность геологической информации временных сейсмических разрезов.

Обычно выделяют три этапа анализа сейсмических разрезов: 1 — определение сейсмических комплексов, 2 — определение сеймофаций, 3 — определение относительных изменений уровня моря. В интерпретации сейсмических материалов всегда остается трудная задача: определить значимость разных факторов — влияние местной тектоники и эвстатики, т.е. определить, что являлось главным в конкретной обстановке, а что "фоном". Для нас особенно интересным является использование сейсмостратиграфии в собственно стратиграфии. Сейчас, как уже говорилось, стратиграфия решает ряд важных проблем, связанных с совершенствованием региональных и глобальных схем, прослеживанием дробных подразделений в океанах и на континентах и корреляций геологических событий на основе палеонтологических и палеогеографических данных и материалов, полученных физическими методами. Если с этих позиций подойти к сейсмостратиграфии, то ее роль в стратиграфических исследованиях проявляется в нескольких направлениях.

Первое направление — выделение хроностратиграфических, прежде всего региональных единиц разного масштаба — от комплексов (синтем), ограниченных несогласиями, до отдельных горизонтов, пачек и слоев, отделяющихся друг от друга теми или иными синхронными границами. В этой связи стратиграфия получает здесь исключительно важные данные: с одной стороны, для выявления пространственных и временных соотношений геологических, прежде всего литологических тел (в том числе свит), которые часто субъективно ограничиваются изохронными поверхностями, с другой — для корреляции тех или иных, в том числе разнофациальных, толщ, что достигается трассированием определенных уровней и горизонтов, и наконец — для выделения дробных хроностратиграфических единиц. Выделение хроностратиграфических единиц и уровней является, видимо, самым важным для стратиграфии.

На практике это часто используется, в частности, для более достоверной, чем обычно, корреляции толщ, вскрытых отдельными скважинами, ибо сейсмостратиграфия обеспечивает фактически непрерывное прослеживание тех или иных реперов, что ранее при интерполяциях материалов бурения не достигалось с такой точностью. При этом сейсмостратиграфия дает возможность изучать стратиграфию морских разрезов относительно больших глубин и включать в практическое освоение участки акваторий и труднодоступные для бурения участки суши.

Использование сейсмостратиграфических данных сразу же помогло в ряде случаев решить важные вопросы региональной стратиграфии. Определение объема одноименных свит разных районов, уточнение корреляций отдельных толщ шельфа и суши, выявление структурно-фациальных зон с разными типами разрезов и геометрии геологических тел, установление масштаба несогласий¹ — все это вносит сейчас крайне важные дополнения в региональные построения, заставляя подчас серьезно их пересматривать.

¹ Кстати, как сейчас выясняется, многие "яркие" несогласия, установленные в разрезах суши (например, Сахалина) оказались локальными, и, наоборот, часть внешне неэффектных несогласий, судя по материалам океанических разрезов, имеет на самом деле региональный масштаб.

Второе направление — это расшифровка этапности развития древних бассейнов. Для этого прежде всего используется выделение сейсмокомплексов и анализируется их залегание в осадочном чехле. При этом расшифровке геологических событий здесь помогают не только установление последовательности слоев, объединенных в те или иные комплексы определенного возраста, но и установление длительности перерывов, на что ранее не обращалось достаточного внимания.

Специально следует подчеркнуть, что сеймостратиграфические материалы могут иметь важное методическое значение для биостратиграфии вообще. Они, в частности, представляются чрезвычайно важными для проверки "устойчивости" ярусных и зональных ископаемых комплексов в разрезах разных провинций, выявления действительно эврифацциальных ассоциаций (речь, конечно, не идет об убиквистах) и, с другой стороны, палеонтологических комплексов, отбивающих не столько возрастные, сколько фацциальные границы. В этом отношении физические методы вообще трудно переоценить, и биостратиграфия постоянно нуждается в подобном контроле, чтобы исключить некорректность тех или иных стратиграфических выводов из-за сильной фацциальной зависимости комплексов, отмечаемой порой гомотаксальности и т.п.

Указывая на огромные успехи сеймостратиграфии, нельзя однако не отметить, что они в ряде случаев привели некоторых геологов к определенной переоценке ее возможностей. Несмотря на мнение некоторых зарубежных исследователей о возможности глобальных корреляций на сеймостратиграфической основе, они пока остаются "вещью в себе". Кривые Вейла и других исследователей, отражающие, как считается, синхронные и повсеместно проявляющиеся циклические изменения уровня моря (а именно они фиксируются в материалах сеймостратиграфии), нуждаются в проверке и ко многим из них следует относиться осторожно. Эта осторожность диктуется относительно небольшим количеством валидных данных, собранных в разных частях земного шара (пока все-таки нет необходимой строгой статистики) и прямо свидетельствующих в пользу принятого допущения о глобальных эвстатических колебаниях. К осторожности призывает также и то обстоятельство, что сейчас эвстатический анализ затрагивает достаточно крупные интервалы геологического времени (во всяком случае, не дробнее ярусов), что явно недостаточно для анализа детальных материалов. К тому же при этом анализе, как правило, не принимаются во внимание региональные особенности развития тех или иных бассейнов, и в частности не учитывается роль тектонических движений, обуславливающих воздымание или прогибание отдельных участков Земли. Недоучет этого обстоятельства может, естественно, привести ко многим некорректным выводам.

Повторим еще раз, что, помимо всего прочего, нельзя забывать и об определенной абстракции, которая сопровождает сеймостратиграфию, когда она не имеет практического союза с биостратиграфией и литологией. Палеонтологические и литологические данные, получаемые в скважинах или обнажениях на суше, фактически и обеспечивают "наполнение" сеймопрофилей реальным веществом и геологическим возрастом, без чего линии на профилях остаются лишь линиями и возраст "слоев" определяется лишь относительно (моложе, древнее). Другими словами, для собственно стратиграфии данные сеймостратиграфии приобретают тогда реальный смысл, когда они привязывают к шкале геологического времени, что требует комплексации сейсмических материалов с биостратиграфией, а также по возможности с палеомагнитными данными, абсолютным датированием и т.д. И, конечно, особенно сильно эта потребность в комплексности проявляется при переходе от региональных к межрегиональным или субглобальным корреляциям. Скажем, можно выделить какие-то комплексы на шельфе Сахалина, но сравнивать их с комплек-

сами даже соседней Камчатки без возрастной их характеристики будет очень трудно, а может быть, и невозможно.

То, что для стратиграфической привязки сейсмокомплексов, выделяемых на дне тех или иных морей, важное значение имеет изучение разрезов вдоль побережий и материала бурения (как на суше, так и на море), естественно, понятно всем. Понятно также, что экстраполяция сейсмических данных на большие расстояния всегда несет элемент условности, избавиться от которого помогают опять-таки сведения по реальным разрезам, полученные, в частности, глубоким бурением. И тем более кажется странным, что отдельные сеймостратиграфы не полностью используют важнейшую геологическую информацию, получаемую другими методами или — в случае тех или иных различий в трактовке материалов — ругают эти методы, не желая разобраться в причине возникших разночтений.

Комплексный подход требуется и при расшифровке геологической истории того или иного района. Палеогеографические построения, выделение крупных и мелких этапов развития бассейнов прошлого — все это может быть осуществлено на базе только комплексного использования всех методов, дающего возможность взаимопроверять разные данные, использовать сильные стороны каждого метода, менять направление исследований в зависимости от геологической ситуации и строить действительно реальные модели формирования и залегания осадочных комплексов в древних бассейнах. Это же самое, только еще в усиленном виде, можно повторить и для случаев, когда геологи обращаются к истории геологического развития в более широких масштабах — межконтинентальном и планетарном. Выявление этапов и циклов развития литосферы, установление характера их проявления в разных районах, выводы о степени синхронности тех или иных геологических событий — это все просто невозможно без надлежащей стратиграфической базы.

Хотелось бы обратить внимание и еще на одно обстоятельство. В настоящее время предметом специального изучения становится цикличность разного порядка, которая часто устанавливается в строении разреза и проявляется, в частности, на сейсмопрофилях. Ее расшифровка может не только помочь выявить крупные события прошлого (эвстатические колебания, связанные с крупными эпохами похолоданий или потеплений и т.п.), но и сделать важные шаги в детализации стратиграфических схем — создании шкалы инфразональных единиц, в чем, как уже подчеркивалось, так сейчас заинтересована наша практика.

Конечно, собственно стратиграфическое направление сеймостратиграфии требует решения еще многих вопросов (один из них чисто номенклатурный — необходима разработка системы подразделений, которая связала бы единицы суши и моря). Ей придется еще преодолеть некоторое имеющееся преувеличение ее реальных возможностей. Но при всем этом сеймостратиграфические данные могут во многом помочь стратиграфии как на пути ее практического использования, так и в деле разработки ее теории.

Сеймостратиграфия быстро входит в практику геологических работ на Дальнем Востоке, который рассматривается сейчас как важная сырьевая база нашей страны. Уже сейчас накоплены интересные материалы, относящиеся как к стратиграфии и тектонике шельфа — прежде всего Сахалина, так и к особенностям строения Охотского, Японского и Берингова морей.

Последние сеймостратиграфические данные позволили, например, дифференцировать осадочные бассейны Охотоморского региона и выделить среди них по крайней мере три типа (Харахинов и др., 1983). Бассейны первого типа (Северосахалинский, Североохотский, Пенжинский, Западнокамчатский), по мнению ряда авторов, тяготеют к зонам проявления рифтогенеза. Кайнозойская стадия развития делится для них на три этапа (палеоген-раннемиоценовый, средне- и позднемиоценовый и плиоценовый). Структурно-стратиграфические комплексы сложены

здесь мощными (до 3 км) осадочными толщами. Бассейны второго типа (Дерюгинский, Тинро) расположены в зонах проявления рифтогенных деструктивных процессов. Они характеризовались интенсивным прогибанием в среднемииоцен—плиоценовое время (мощность глубоководных отложений доходит здесь до 6—9 км). Бассейны третьего типа (Кашеваровский, Макарова и др.) находятся в зонах частичного проявления рифтогенных процессов. Для плиоценовых прогибов этого типа свойственны небольшие темпы и глубины (до 2 км) прогибания. Сейчас ведутся работы по детальному изучению отдельных бассейнов, многие из которых являются перспективными с точки зрения нефтегазоносности. Так, сейсмостратиграфические исследования существенно уточнили строение Североохотского мегапрогиба, сведения о котором до последнего времени оставались крайне скудными (Мавринский и др., 1983). На востоке и юго-востоке этот мегапрогиб сливается с прогибами Тинро и Западнокамчатским, и суммарная мощность кайнозоя достигает здесь местами 9 км.

В пределах этих структур прослеживаются три сейсмокомплекса. Нижний сопоставлен с нижним—средним палеогеном Сахалина и Камчатки. Средний — с верхним палеогеном—нижним миоценом тех же районов. Образования верхнего комплекса коррелируются с раннеорогенными молассовыми отложениями неогена названных районов. Таким образом, набор и последовательность комплексов прогиба в целом соответствует набору формаций миогеосинклинальных прогибов складчатых систем Охотоморского региона. В Североохотском прогибе, где выделены четыре сеймосерии (комплекса), было проведено бурение, которое позволило впервые напрямую оценить возраст этих сеймосерий и дать их корреляцию с разрезами Сахалина и Западной Камчатки (данные С.Х. Шаиняна, А.К. Большакова, Б.А. Сальникова и др.).

Скважина, пробуренная в своде магаданского поднятия (3200 м), вскрыла мезозойские вулканогенные породы, на которых залегают эоценовые терригенные толщи (400 м), а затем — кремнистые аргиллиты и опоки миоцена (около 1600 м) и диатомиты (вверху с грубообломочными породами) плиоцена (580 м), переходящие в четвертичные отложения (350 м). В разрезе выявились крупные перерывы, захватывающие палеоцен—низы эоцена, олигоцен и верхнюю часть верхнего миоцена.

В нижнем сейсмокомплексе (или серии) — Г по фауне и флоре удастся наметить две или три части, в сериях В и Б — соответственно пять и два слоя (по фораминиферам) и в А — 3—4 слоя (по фораминиферам и диатомовым).

Многие из этих слоев прямо выделяются в разрезах Сахалина и Камчатки, и, таким образом, имеется возможность осуществлять как корреляцию, так и детальное расчленение по возрасту упомянутых сейсмокомплексов.

Анализ сейсмостратиграфических и буровых данных по Северосахалинскому прогибу показал, что в его истории можно выделить три этапа — олигоцен—раннемиоценовый, средне-позднемиоценовый и плиоценовый (Харахинов, Ковальчук, 1983). Они начинались с резкого углубления палеобассейнов (накопление относительно глубоководных глинистых толщ), которое сменялось постепенным их закрытием (образованием дельт, накопление мелководных угленосных пород в западных и кремнисто-глинистых толщ в восточных зонах бассейна). Зоны максимального накопления осадков последовательно смещались во времени в восточном направлении (в результате перекомпенсации и высокой скорости заполнения прогиба, которая достигала 500—800 м/млн лет и более), что привело к фациальной изменчивости отложений. В результате последовавших процессов сжатия и складкообразования был создан структурный облик комплексов, который и наблюдается ныне.

Сейсмостратиграфические материалы позволили внести значительные уточнения в представления о мощности и литолого-фациальном составе кайнозойских толщ отдельных районов Северного и Северо-Восточного Сахалина и приле-

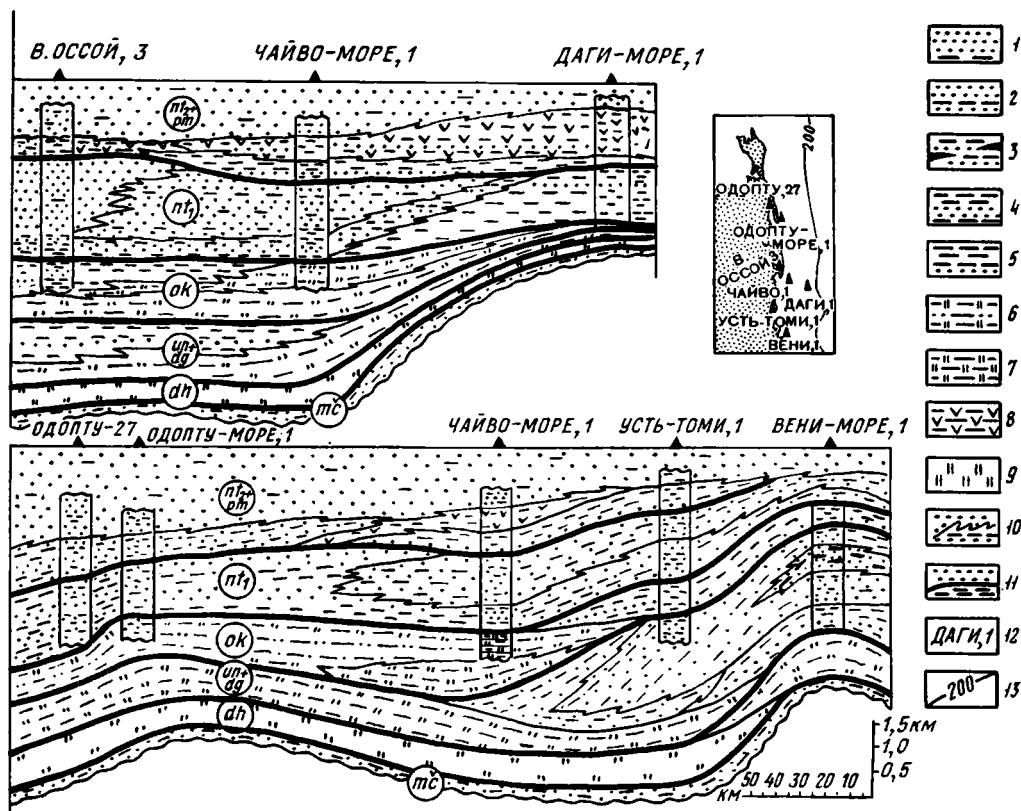


Рис. 34. Фациальные замещения в пределах неогеновых горизонтов Северного Сахалина (по: Ковальчук и др., 1984)

1 — песчаники (преобладают). 2 — песчаники и алевролиты. 3 — угли. 4 — алевролиты и песчаники. 5 — алевролиты (преобладают). 6 — кремнистые алевролиты. 7 — кремнистые аргиллиты. 8 — туфо-алевролиты. 9 — кремнистые породы (преобладают): 10 — фациальные границы, 11 — границы горизонтов, 12 — скважины, 13 — глубина (м)

Горизонты: *мч* — мацигарский, *dh* — дагинский, *un+dg* — уранайский и дагинский, *ok* — окобыкайский, *nt* — нижнеутовский, *nt+rt* — верхнеутовский и помырский

гающего шельфа (Ковальчук и др., 1980). Сейчас установлено, в частности, что в сводах структур на внешней части шельфа Северо-Восточного Сахалина мощность осадочного комплекса составляет 2—3,5 км, причем половина приходится на плиоцен. Западнее возрастает мощность миоценовых отложений — до 5—6 км, тогда как на внешней части шельфа и на континентальном склоне преобладают плиоцен-четвертичные осадки мощностью до 4—5 км. В северо-восточной части шельфа Сахалина впервые удалось наметить разные типы разрезов неогеновых отложений: восточный (Дагинский — морской), северо-восточный (Одоптинский), южный (Венинский) и промежуточный (Чайвинский) типы.

Каждый из этих типов характеризуется определенным набором фаций и определенной мощностью горизонтов миоцена и плиоцена. Сопоставление этих горизонтов на площади помогло уточнить стратиграфические схемы этого района (в частности, более точно определить объемы окобыкайской, нутовской и других свит, что до последнего времени служит предметом жарких дискуссий), выявить замещения одних литологических разностей другими и в этой связи наметить наиболее благоприятные для разведки типы разрезов (Одоптинский, Венинский и Чайвинский) (рис. 34).

Нельзя также обойти еще одно направление изучения осадочного чехла, в

котором сейсмостратиграфия может существенно помочь: проблема генезиса мощных клиноформных тел, которые все чаще обнаруживаются в шельфовых зонах Дальнего Востока. Например, изучение олигоцен-нижнемиоценовых толщ (маллэнская и ундал-уменская в свиты) правобережья р. Хатырка на Корякском нагорье (Нижнехатырский прогиб), где они слагают моноклиналь с падением пластов на юго-восток, показало, что этот разрез обладает рядом особенностей (Гладенков, Волобуева, Митрофанова, 1985).

Во-первых, для маллэнских и ундал-уменских пород характерными являются грубый состав осадков, которые обычно отличаются слабой сортировкой, значительное количество растительного детрита (а в ряде случаев хорошо сохранившейся листовой флоры), частое наличие волнообразных знаков на плоскостях напластования и следов размыва в основании отдельных циклов и ритмов разного масштаба; часто отмечаются слои с косослоистыми текстурами.

Во-вторых, особенностью этих толщ является своеобразие состава остатков моллюсков, которые в общем отличаются бедностью как в количественном, так и в систематическом отношении (за исключением отдельных линз); при этом среди моллюсков преобладают сестонофаги.

В-третьих, в этих толщах намечается грубая цикличность. В маллэнской свите намечается четыре крупных цикла (их мощность соответственно 2120, 1850, 1960 и 1585 м). Ундал-уменская свита тоже может считаться крупным циклом (с мощностью около 1000 м). В пределах этих крупных циклов можно выделить и более дробные циклы (например, в ундал-уменской свите четко обособляются три цикла по несколько сотен метров и т.п.). В основу выделения всех этих циклов кладется определенная смена литологических толщ — обычно в основании их залегают пачки монолитных массивных грубозернистых песчаников, нередко с пакетами и линзами конгломератов и гравелитов, а выше они переходят в слоистые песчаники, нередко чередующиеся с прослоями алевролитов.

Наконец, четвертой особенностью названных свит является их большая мощность — около 8500 м (если учесть мощность ундал-уменской свиты на левобережье р. Хатырки, то суммарная цифра возрастает до 10000 м). Если оценивать условно олигоценовую часть разреза в 5000 м (пачки 1—8), то скорость осадконакопления составляет 417 м/млн лет. Если же рассчитать этот показатель для двух свит, относя их к олигоцену и нижнему миоцену, то он будет около 472 м/млн лет (при 8500 м мощности) — 555 м/млн лет (при 10000 м). Цифры, как можно видеть, весьма внушительные: 55,5 см/тыс лет — это очень высокий показатель интенсивности осадконакопления, которое в данном случае можно с полным правом отнести к лавинному типу (Лисицин, 1982).

Традиционно подразумевалось, что эти толщи в олигоцен-раннемиоценовое время накапливались в быстро прогибающемся бассейне, а затем были дислоцированы в синклинальную складку. Поэтому подсчитываемая ныне мощность свит обычно считается истинной.

Однако особенности строения маллэнской и ундал-уменской свит могут получить новое толкование. Грубый состав осадков, их слабая сортировка, крупная цикличность, специфика захоронения раковин моллюсков, наличие богатого растительного детрита, громадная мощность отложений, присутствие волноприбойных знаков на плоскостях напластования — все это может трактоваться как следствие формирования этих толщ в относительно мелководных условиях шельфовой зоны, куда происходил вынос речными системами значительного количества терригенного материала (Бурлин, 1981; Устинов и др., 1973).

Складывается впечатление, что эти свиты замещаются по простиранию глинистыми толщами, относимыми обычно к ионайской свите, причем их мощность заметно сокращается. Все это может говорить в пользу того, что эти песчано-гравелитовые толщи слагают своеобразный конус выноса.

В этой связи по-новому может быть рассмотрен и вопрос об истинной мощ-

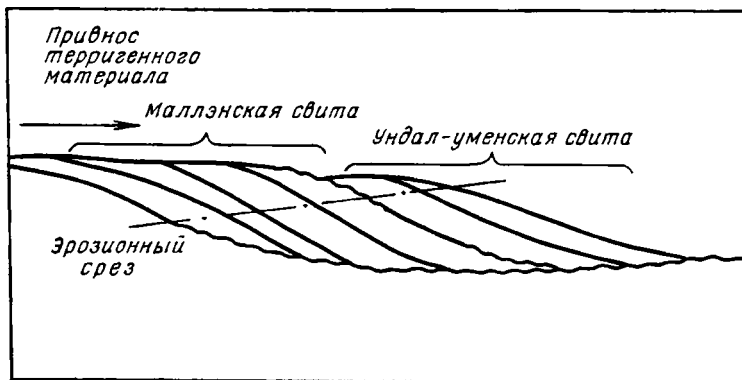


Рис. 35. Косые серии (бокового наращивания) олигоцен-миоценового возраста в Хатырском районе Корякского нагорья

ности маллэнской свиты. При подсчете мощности терригенных толщ, накопившихся при участии дельтовых процессов, нельзя не учитывать факт формообразования линзообразных или косослоистых тел, которые постепенно отодвигались в море и, накладываясь друг на друга, образовали специфическую серию осадков (рис. 35). Каждая линза такой серии, отвечая определенной стадии существования дельты, как правило, откладывается на предыдущую линзу с небольшим размывом. В прибрежной зоне она включает грубую галечно-песчаную часть, которая в более глубоких зонах переходит в песчаную и далее мелкообломочную глинистую части. По-видимому, мы видим сейчас в обнажениях суммарные углы падения слоев, получившихся в результате сложения углов косой слоистости и пликативных дислокаций. Такая трактовка является весьма похожей на интерпретацию сходных геологических образований многих районов мира (комплексы бокового наращивания), которая стала особенно популярной после широкого внедрения в практику сейсмостратиграфии.

Если принять подобную трактовку в данном случае, то следует изменить систему подсчета мощность всех этих толщ. При линзовидном строении осадочных серий она может оказаться завышенной по сравнению с вышеподсчитанной, и скважина, если бы она была заложена в этом районе, могла бы и не обнаружить 8500 м грубообломочных пород. Мощность одновозрастных глинистых толщ, согласно данным бурения, в два с лишним раза меньше указанной.

Расшифровка формы залегания третичных толщ в Хатырском районе может иметь важное значение для поиска нефтегазоносных структур.

Подобные примеры, вскрывающие влияние дельтовых процессов в образовании мощных осадочных тел, в дальневосточной практике уже освещались. Так, Г.С. Мишаков (1981) попытался оценить скорость осадконакопления в Северо-сахалинском бассейне в позднепалеогеновое и неогеновое время. Средняя скорость у него оказалась около 200 м/млн лет. Однако на этом фоне выявляются аномалии (с более высокими скоростями), которые, в частности, характерны для среднего и позднего миоцена. Для этого интервала времени скорость возрастает до 500—800 м/млн лет (соответственно средний и поздний миоцен). Изменение интенсивности накопления отложений, которое особенно ярко проявилось в позднем миоцене, связано, по мнению Мишакова, с деятельностью седиментационного фактора, которому обычно не придавалось большого значения, — образованием дельты крупной реки, вероятнее всего, пра-Амура. В пользу этого свидетельствует наличие в разрезах лагунно-дельтовых и сопряженных с ними фаций, общее конусовидное строение этих толщ (автор систематизировал 1700 замеров первичных наклонно-косых слоев потокового типа), большая мощность, достигающая до 5—6 км (например, в Вальской грабен-синклинальной зоне), которая превосходит

мощность разновозрастных осадков материковой зоны Японского моря и южной половины Татарского пролива в 2—3 раза. Огромный объем терригенного материала, поступавший в Северосахалинский бассейн через дельтовую часть пра-Амура, обуславливал перекомпенсацию и кажущееся регрессивное строение неогенового комплекса в его западных районах. В противоположность этому в восточных зонах бассейна накапливались относительно глубоководные кремнисто-глинистые отложения сокращенной мощности. Для сравнения отметим также, что мощность разновозрастных толщ Южного и Центрального Сахалина, где действие дельты пра-Амура не сказывалось, как правило, в 1,5—2 раза меньше вышеуказанной.

Продолжая тему о собственно сейсмостратиграфии, отметим, что новые данные были получены недавно в расшифровке формирования ряда крупных структур в зоне перехода от океана к континенту, и в частности глубоководной впадины Японского моря (Антипов, 1979). Сейсмостратиграфические материалы по этому региону позволили прийти к выводу, что в формировании названной впадины решающую роль сыграли нисходящие движения двух этапов — среднего миоцена и плейстоцена, что заставляет по-новому отнестись к интерпретации геологической истории этого и прилегающих к нему регионов.

Сейсмостратиграфические материалы показали также, что в плиоцен-четвертичное время в пределах многих дальневосточных районов, в том числе сахалинского шельфа, формировались наложенные прогибы, выполненные значительными по мощности осадками, что является одной из особенностей современной структуры осадочного чехла. Обращает на себя внимание и большая амплитуда четвертичных опусканий в пределах япономорской котловины, достигающая до 1,5—2 км. Все эти данные представляются крайне важными для восстановления событий позднелайнозойской истории дальневосточного региона, многие из которых рисуются сейчас в новом свете.

Число примеров, показывающих, какую важную геологическую информацию несут сейсмические материалы, можно увеличить. Подобные исследования проводятся в значительном количестве в Северной Америке и Японии. Например, сейсмостратиграфические данные позволили по-новому представить многие особенности строения кайнозойских толщ бассейна Сан-Хоакин (Вейл и др., 1982). Здесь в верхней части разреза удалось наметить девять осадочных комплексов.

Все приведенные данные позволяют видеть в сейсмостратиграфии значительный потенциал для решения ряда стратиграфических и палеогеографических задач. Вышесказанное со всей наглядностью показывает, что во многих своих аспектах сейсмостратиграфия прямо "укладывается" в те стратиграфические проблемы широкого плана, которые сейчас часто называют экостратиграфическими. Ведь выделяемые на сейсмических профилях синемы и комплексы, намеченные несогласия и устанавливаемая цикличность в строении осадочных толщ и т.п. — все это является отражением геологических событий и экосистемных перестроек регионально-го или глобального масштаба. И понимание этого факта позволяет избежать схематичности в использовании стратиграфического материала, которая часто проявляется в сейсмостратиграфических исследованиях прошлых лет.

Недавно состоявшийся 95-й рейс НИС "Гломар Челленджер" был специально посвящен, в частности, проверке сейсмостратиграфической модели строения осадочных толщ пассивных окраин континентов. Исследования проводились в р-не Северной Америки — по Балтиморскому желобу, от шельфа до средней части континентального склона. Перед 95-м рейсом сейсмостратиграфическими данными для данного разреза были установлены эрозионные эпизоды, которые связывались с колебанием уровня моря в прошлом (согласно модели Вейла и др.).

В результате бурения скв. 612 (вскрывшей меловые, третичные и четвертичные толщи) было установлено, что из девяти основных выделенных стратиграфических единиц только две имеют согласное залегание (верхний эоцен—нижний олигоцен). Семь подразделений (кампан, маастрихт, нижний эоцен, средний эоцен,

верхний миоцен, плиоцен и плейстоцен) разделены несогласиями, которые хорошо прослеживаются как на склоне, так и на шельфе. Пять из них были предсказаны сейсмостратиграфической моделью Вейла и др. Шестое отвечает длительному перерыву (позднего олигоцена—позднего миоцена), которое объединяет три предсказанные Вейлом несогласия.

В скв. 613 были отмечены четыре главные границы в кайнозойских отложениях (нижний эоцен—верхний эоцен, средний эоцен—верхний миоцен, верхний миоцен—плиоцен, плиоцен—плейстоцен). Последние три являются несогласными и соответствуют таковым скв. 612 и шельфа, но только две последние были выявлены скважиной.

Одним из наиболее интересных фактов было обнаружение длительного перерыва (25—37 млн лет) в обеих скважинах между поздним миоценом и ранним олигоценом или поздним эоценом. Экстраполяция буровых данных по сейсмическим профилям показывает, что слои верхнего эоцена, нижнего и верхнего олигоцена, нижнего и среднего миоцена отсутствуют в нижней части склона и его подножии. Но нельзя исключать, что тонкие слои могут остаться незамеченными на профилях из-за ограниченной разрешающей способности сейсмозаписей.

Модель Вейла и др. позволила, в частности, предположить падение уровня моря в среднем олигоцене, формирование осадочного комплекса между ранним и средним эоценом и эрозию в раннем эоцене. Эродированная раннеэоценовая поверхность отмечена на шельфе в обеих скважинах. Интересным было также выявление осадков, связанных с выносом рек в эоцене и позднем миоцене.

Другими словами, проверка сейсмостратиграфических профилей бурением показала, что многие выводы, намеченные моделью Вейла, являются правильными и сейсмостратиграфические временные разрезы, все шире входящие в практику, не без основания становятся необходимым элементом геологических исследований осадочных чехлов.

ПАЛЕОМАГНИТНЫЕ КОРРЕЛЯЦИИ

В последние годы геологическая практика все шире использует в стратиграфии физические методы. Опыт их применения показал, что в комбинации с биостратиграфическим методом они делают стратиграфические схемы более надежными и объективными, а в ряде случаев и более детальными.

За последние 25 лет широко вошла в практику так называемая магнитостратиграфия, которая использует палеомагнитный метод в расчленении разрезов. Хорошо известна палеомагнитная шкала Кокса для позднего кайнозоя, которая сегодня достаточно надежно подкреплена абсолютными датировками до 4,5 млн лет (сейчас она охватывает уже 6 млн лет). Она включает ортозоны разного знака намагниченности, в которых отмечаются кратковременные эпизоды (инверты). В настоящее время ортозоны и эпизоды выделяются и в более древних горизонтах кайнозоя, включая миоцен и палеоген. Уже стало практикой, что колонки океанического бурения привязываются к палеомагнитной шкале.

В стратиграфическом изучении третичных толщ обрамления Тихого океана палеомагнитные данные используются с разной степенью достоверности и детальности. В одних случаях из-за нечастого отбора образцов мощные толщи кайнозоя получают лишь приблизительную палеомагнитную характеристику, в других — из-за наличия перерывов в разрезах выделяемые ортозоны не имеют достоверной стратиграфической привязки. Однако, без сомнения, выявление следов инверсий геомагнитного поля в кайнозойских разрезах уже сейчас позволяет иметь надежные реперы, которые помогают как детализировать, так и коррелировать региональные стратиграфические схемы.

Например, недавно получил палеомагнитную характеристику Точилинский опорный разрез неогена Западной Камчатки (данные Р.И. Ремизовского и др. —

Атлас..., 1984). В кулунской свите выделено четыре зоны обратной намагниченности (с привязкой их к слоям с фауной), в ильинской — отмечено пять зон прямой намагниченности, в какертской (нижней ее части) — четыре зоны с обратным знаком на фоне прямой намагниченности (важно, что они увязаны со слоями климатического оптимума и интервалом зоны *Denticulopsis lauta* и т.п.), в эрмановской — на фоне обратной намагниченности выявлены четыре зоны прямого знака, в энемтенской — отмечена смена прямой намагниченности обратной.

Теперь при получении палеомагнитных данных по другим разрезам можно будет реально оценивать корректность биостратиграфических сопоставлений даже при неполных палеомагнитных характеристиках (если, например, сопоставляемые слои обнаружат разный знак намагниченности — уже одно это заставит задуматься о причинах несовпадений). Таким образом, если не полная корреляция разрезов (в связи с их неполнотой или отсутствием в них послышной непрерывной палеомагнитной характеристики), то оценка синхронности границ палеомагнитным методом достигается уже вполне надежно.

Примером таких региональных корреляций может служить выполненная недавно работа В.И. Ремизовского по неогену Южного Сахалина. В ряде районов (Макаровский, Долинский, Анивский) им были изучены верхнедуйская, сертуанская, курасийская и марумская свиты, что позволило наметить в них палеомагнитные зоны и показать их "протяженность" в различных разрезах. В ряде случаев эти данные позволили установить местные перерывы и уточнить границы слоев, выделенных на основе других методов. Суммирование же этих данных позволило составить сводный палеомагнитный разрез для Южного Сахалина, на основе которого была попытка осуществить корреляцию неогена Сахалина и Камчатки (Ремизовский, 1982).

Интересные палеомагнитные материалы были получены недавно М.А. Певнером, Л.Е. Шанцером и другими по вулканическим толщам Срединного и Восточного хребтов Камчатки (Гладенков, Шанцер, 1978). На их основе (с привлечением биостратиграфических данных и данных по абсолютному возрасту) удалось дать новую корреляцию вулканитов различных районов, выявить в них ряд перерывов и в конце концов уточнить возраст толщ керукского комплекса и щитовых вулканов Срединного хребта и щипинского, тумрокского и нультинского комплексов Восточного хребта.

Число подобных примеров можно было бы увеличить (и здесь нельзя не вспомнить работы В.В. Кочегуры, Ф.С. Файнберга, Т.И. Линьковой и других, кто многое сделал для практического освоения этого метода в Дальневосточном регионе).

Однако на фоне успехов применения магнитостратиграфии во многих случаях стали проявляться две опасные тенденции. Одна из них — это недостаточная увязка палеомагнитных построений с геологическими данными. Вторая — стремление напрямую связать палеомагнитные инверсии с эволюцией фауны и флоры.

Говоря о первой тенденции, нельзя не подчеркнуть, что формальная корреляция магнитных зон и эпизодов (по их числу или "рисунку") может привести (и приводила) к некорректным сопоставлениям разрезов. И в этом отношении вряд ли надо делать специальное разъяснение: каждому геологу ясно, что если в комплексе с палеомагнитными не использовать биостратиграфические и радиологические данные, то можно получить многочисленные (часто взаимоисключающие) варианты стратиграфических построений, степень надежности которых будет весьма низка. В частности, в приведенном выше примере по вулканическим толщам Камчатки как раз было показано, что осуществленный в прошлом формальный "отсчет" ортозон и инверсий в двух разрезах Камчатки "сверху вниз" дал их неправильную корреляцию. И только обнаружение перерывов (на геологической основе, с привлечением абсолютного датирования) позволило сопоставить зоны и инверсии в более реальном варианте (при этом оказалось, что некоторые инвер-

ты Восточной Камчатки оказались более древними, нежели это ранее принималось, и пр.).

Вторая тенденция, набирающая, как ни странно, все большую силу, заключается в утверждении, что существует прямая связь между изменениями режима древнего магнитного поля Земли и перестройками биоты и климата. Приводятся даже примеры угнетения отдельных форм во время инверсий магнитного поля (в неогене Сахалина, например, указывается на *Denticulopsis lauta* и *Goniothecium tenne* и др.) (Ремизовский, 1982).

Вполне возможно, что суммирование каких-то параметров магнитного поля оказывают определенное влияние на перестройку биоты и климата, но причины и действительная взаимосвязь этих явлений пока реально не расшифрована. Их надо искать, а не сводить к частным случаям кажущихся совпадений. Пока для подобных заключений имеется не очень много оснований. Ведь сейчас можно указать и на значительное число примеров несовпадения смен биоты и инверсий.

В этой связи обратим внимание на такой феномен: в пределах апта—сантона выделяется до 20—27 биостратиграфических зон, но весь этот интервал (около 34 млн лет) отвечает одной "спокойной" зоне мела (положительной полярности). А если проанализировать всю шкалу мела, палеогена и плейстоцена, то нельзя не прийти к выводу, что говорить о связях этих различных явлений надо с большой осторожностью. Весьма прискорбно, что тезисы в пользу названных "связей" часто преподносятся под лозунгами "экостратиграфии" и "теории информации", которые порой являются просто модными вывесками. В реальности же за этим скрывается незнание проблем реальной геологии и биологии и подмена стратиграфии формализованными схемами, когда случайные совпадения отдельных явлений возводятся в ранг закономерностей.

Однако подобные перекосы в использовании палеомагнитного метода в стратиграфии не могут затемнить те большие достижения и те перспективы, которые связываются с магнитостратиграфией. Безусловно, ей принадлежит большое будущее; особенно ее роль возрастет, когда будет решен вопрос об идентификации ортозон и эпизодов.

УПОРЯДОЧЕНИЕ СИСТЕМЫ РЕГИОНАЛЬНЫХ СТРАТИГРАФИЧЕСКИХ ПОДРАЗДЕЛЕНИЙ (ОПЫТ И ПРЕДЛОЖЕНИЯ)

Исследования последних лет показали, что, как и прежде, геологическая практика нуждается в постоянном освещении методов стратиграфического расчленения и упорядочении системы используемых в практике стратиграфических подразделений. Это и понятно, ибо развернувшееся детальное геологическое картирование и поисковые работы (в частности, на шельфе) сейчас особенно настоятельно требуют конкретных рекомендаций по данному вопросу. Обработка дальневосточных опорных разрезов кайнозоя последних лет выявила, что при расчленении и корреляции разрезов возникают многие трудности, в значительной мере обусловленные тем, что приемы практического расчленения осадочных толщ остаются часто несогласованными. Это приводит в ряде случаев к выделению разнокалиберных и, что еще хуже, "разноосновных" операбельных стратиграфических единиц, которые часто весьма трудно не только увязать, но даже порой и понять. Примерами могут служить некоторые "слои", намеченные в неогене Камчатки по фораминиферам (Серова, 1978). В одних случаях — это экозоны и эпиболы, в других — биозоны или тейльзоны и т.п.

При выделении этих слоев не были использованы четкие принципы, и это сразу снизило значение этой, безусловно, полезной работы, ибо следовать за такими слоями и выделять их на практике другим геологам очень трудно (Ратновский, Гладенков, 1981).

Свиты, пачки, слои	Зоны (хронозоны) по разным организмам		
	А	В	С
— — — — —	a^4	b^4	c^4
— — — — —			
— — — — —	a^3	b^3	c^3
— — — — —			
— — — — —	a^2	b^2	c^2
— — — — —			
— — — — —	a^1	b^1	c^1
— — — — —			

Рис. 36. Расчленение разреза с использованием ортогрупп
Условные обозначения см. рис. 38

Отсутствие должной строгости в обосновании стратиграфических единиц часто приводит к разному пониманию их ранга и иерархии даже, казалось бы, в хорошо апробированных случаях. Например, на Сахалине в одних случаях слои с фауной выделяются в объеме крупных частей третичных свит (а иногда и целых свит — гастелловской, холмской, невельской), в других же слои являются подразделениями мелкого ранга (так, в помырском горизонте Тымь-Поронайской депрессии отмечаются семь слоев с *Fortipecten takahashii*). В дальневосточных публикациях такие термины, как "этап", "горизнт", "свита", "биозона", "тейльзона", и пр., порой используются неоднозначно, что весьма затрудняет понимание соотношений используемых разными авторами стратиграфических подразделений.

Ниже на основе синтеза ряда стратиграфических работ разбираются отдельные принципы выделения и соподчинения стратиграфических единиц, используемых на практике.

Представляется, что вопрос о выделении стратиграфических единиц в разрезах на палеонтологической основе может рассматриваться для двух случаев. Первый случай (рис. 36), когда, изучая разрез, геологи находят в четкой последовательности какие-либо ортостратиграфические группы и на их основе сразу выделяются зоны (мы здесь не рассматриваем специально "рабочие" подразделения типа тейльзон, эпиболей и пр., через которые исследователи часто и строят свои зоны)¹. Прекрасным примером здесь являются данные по расчленению океанических осадков мезозойского и третичного возраста. Конечно, при выделении зон имеется много трудностей. Одна из них заключается в том, что зоны часто выделяются по разным группам и в ряде случаев границы зон не совпадают (можно вспомнить, например, отмеченное в литературе частичное несовпадение границ по фораминиферам и наннопланктону кайнозоя).

По-видимому, проблема сейчас заключается прежде всего в установлении точности границ. Проверить эту точность далеко не всегда просто. Очень часто методика выделения зон у разных исследователей отлична, и это, при прочих равных условиях, мешает решать вопрос о степени совпадения зональных границ. С другой стороны, фациальные и другие особенности частных разрезов, в которых геологи

¹ О типах зон см.: (Меннер, 1980; Гладенков, 1977), (рис. 37).

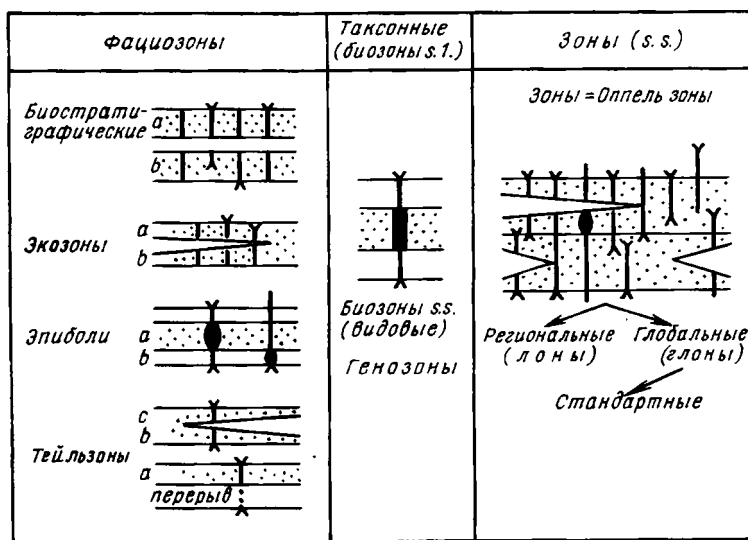


Рис. 37. Различные типы зон

1 — породы разного состава, 2 — появление и исчезновение таксона в разрезе, 3 — повышенная численность таксона

выделяют зоны, тоже являются препятствием при решении поставленного вопроса (разная степень представительности различных палеонтологических групп в определенных фациях, отсутствие в отдельных слоях каких-либо групп при значительном развитии других, несмыкаемость зон в локальных разрезах и т.д.). Речь идет о необходимости реальной "калибровки" каждой зональной группы, что в строгом научном смысле пока еще не всегда осуществлено.

В случае действительно выявленного несовпадения границ по разным группам требуется, видимо, еще одна операция — выбор каких-либо определенных (главных) границ для тех или иных стратиграфических подразделений. Известно, что среди специалистов порой возникают споры о вариантах границ, причем каждый считает свои границы наилучшими. Выход здесь только один — договариваться. Однако договоренность должна идти не по линии установления компромиссных "средних" вариантов границы, а в основном выбора "главной" для того или иного интервала палеонтологической группы, на основе которой и следует проводить основные границы. Конечно, выбор такой группы — дело непростое (здесь могут сталкиваться вопросы приоритета, традиций, удобства и т.д.), но, согласившись на это (или приняв временное соглашение), мы освобождаем себя от затяжных и часто непринципиальных дискуссий. В отношении Дальнего Востока и бореальных широт Тихого океана эта проблема затрагивает зональное расчленение, прежде всего по диатомовым и радиоляриям.

Второй случай касается расчленения главным образом относительно мелководных разрезов, которое ведется в основном по бентосным комплексам (пара-стратиграфическое расчленение). Этот случай для нас особенно интересен, ибо он непосредственно относится к геосинклинальным разрезам Камчатки и Сахалина. Процедура расчленения и датирования разрезов здесь, как правило, включает ряд операций (рис. 38). Рассмотрим их, исходя прежде всего из материалов по третичным толщам Дальнего Востока и частично Исландии. Напомним, что в Дальневосточной области планктон, использующийся в тепловодных широтах, обычно отсутствует. И причина здесь не только в иной широтной позиции, но и в опреде-

Свиты, литол. пачки, слои	Слой с фауной	Слой или пачки (толщи) с фауной	Лоны, подгоризонты	Горизонты-регионалы	Зоны
— Д — —	10 с К	V	с	II	

— — 1 2 о о о 3 Б 4 5 А-К 6

Рис. 38. Расчленение разрезов с использованием парастратиграфической группы

1 — алевролиты, 2 — песчаники, 3 — конгломераты, 4 — органические остатки, 5 — слои без фауны, 6 — палеонтологические комплексы

ленной специфике геосинклинальных разрезов. Мощные толщи, часто заключающие палеонтологически "пустые" интервалы; чередование разнофациальных пород, вмещающих остатки различных палеонтологических групп, которые часто не встречаются вместе; трудности в определении относительного стратиграфического положения разных групп; преобладание провинциальных мелководных комплексов — все это значительно затрудняет расчленение дальневосточных разрезов.

Геолог обычно начинает изучение разрезов с выделения в поле свит и подчиненных им подразделений (правда, сейчас очень часто изучаются уже давно выделенные предшественниками свиты, и поэтому геолог поставлен перед необходимостью считаться с этой разбивкой разреза)¹. После отбора и изучения палеонтологических остатков биостратиграф может приступить к выделению стратиграфических подразделений на биостратиграфической основе. Обычно выделяются мелкие из них ("слой" и "слои" с фауной и пр.), затем путем их компановки намечаются более крупные категории.

Представляется, что собственно "слой" с конкретным видом или группой видов должен отвечать лишь тем частям разреза, которые действительно содержат те или иные ископаемые. Естественно, такие слои могут не смыкаться (ибо в разрезе могут содержаться и немые пачки). Называть их можно, видимо, по-разному, но, как следует из дальневосточного опыта, название предпочтительнее все же давать по формам, определяющим лицо слоя. Очень часто это количественно преобладающие виды, и фактически слои в таком случае часто отвечают экотонам и другим подобным категориям. В других случаях — характерные для слоя формы встречаются, может быть, и не часто, но зато определяют его особенности: специфическим сочетанием форм, появлением какого-либо характерного вида и т.д. Во всяком случае всегда нужно стремиться, чтобы любые слои могли быть легко узнаны

¹ Вопрос о свите мы здесь не разбираем; отметим только, что порой свиты выделяются в дальневосточных районах как литостратиграфические подразделения, имеющие в ряде случаев асинхронные границы. К сожалению, иногда именно такие свиты переводятся в ранг горизонтов, без достаточного на то основания.

другим исследователем (если речь идет о слоях с макрофауной, то они должны узнаваться в поле).

Например, как нами ранее указывалось (Гладенков, 1978), в плиоценовом разрезе Исландии можно выделить несколько слоев с преобладанием *Venerupis rhomboides*—*Lentidium complanatum*. Вместе с тем там же выделяются слои с названными выше видами, но в ассоциации с некоторыми другими характерными формами — *Venerupis peregralis*, *Abra alba* и пр. При таком подходе к слоям может сложиться ситуация, когда одноименные слои (с *Venerupis rhomboides* и др.) будут повторяться в разрезе несколько раз, хотя, конечно, желательно, чтобы каждый слой имел какую-либо свою характерную особенность.

Следующая процедура будет касаться интеграции отдельных слоев. Она приводит к разбивке разреза на группы слоев ("слои") или пачки (толщи) с фауной (или флорой). Такие группы слоев и пачки, в отличие от отдельных слоев, должны смыкаться и, таким образом, требуется определенная интерпретация стратиграфического положения "немых" слоев. Скажем, на рис. 38 слои 2 и 3 с остатками А разделяются немым интервалом. Пачка с определенным комплексом А (слои или пачка 1) будет заключать эти немые слои.

В литературе, в некоторых случаях, именно такие группы слоев и пачки (или толщи) с фауной называют "слоями с фауной" или слоями с географическими названием. Поскольку соподчиненность вспомогательных подразделений и понятия, связанные с терминами свободного пользования, не регламентируются, можно, видимо, выбрать любой терминологический вариант. Главное, чтобы он четко был оговорен и выдерживался от начала и до конца в той или иной стратиграфической операции. Можно, например, выделить "слой с фауной", а затем перейти к выделению "слоев с фауной", "пачек с фауной" или слоев с географическим названием. При описании Точилинского разреза, о котором шла речь выше, использовались именно такие слои.

В разрезе часто встречаются ритмично чередующиеся толщи (разного порядка ритмы и циклы), которые, например, в нижних частях могут содержать органические остатки, а в верхней — нет. Геолог должен решить (с учетом геологической интерпретации разреза), по какому принципу он будет объединять различные слои (с фауной и "пустые"). Как нам кажется, более логично соединять немые слои с теми слоями, которые вместе образуют ритм, чем со слоями, относящимися к другому ритму (пачки II, IV, на рис. 38). Однако при отсутствии четкой ритмичности и в других случаях геолог может избрать и иную логику объединения слоев. Здесь важно будет, чтобы эта логика была понятной и выдерживалась до конца.

Палеонтологическое лицо пачек (или слоев и толщ) обычно определяется обновлением комплексов. Поэтому нижняя их граница, как правило, достаточно резкая и практически проводится по появлению новых палеонтологических элементов или массовому развитию характерных для тех или иных фаций ассоциаций.

Пачка или слои с фауной могут выделяться по характерному комплексу (не обязательно по преобладающим формам), который отвечает не только какому-либо фациальному типу пород, как это было при выделении отдельных слоев, но и группе слоев, связанных сходством ископаемых остатков и, что надо подчеркнуть, определенным этапом формирования слоев.

Следующая процедура — выделение зон, прежде всего лон, подгоризонтов, горизонтов. Это уже переход от преимущественно "фациостратиграфии" к собственно хроностратиграфии. На первое место здесь выходит анализ этапности развития органического мира и бассейна в прошлом. Объединение пачек происходит именно на этой основе. Важно, что последовательность этих подразделений сохраняется во всех разрезах. Смыкание их в региональной шкале обязательно.

Конечно, в зависимости от характера стратиграфических работ и объектов изучения все эти операции по расчленению разрезов можно сократить (скажем, от

слоев перейти сразу к лонам или начинать разбивку разреза с пачек и толщ с фауной и т.п.). Но во всех случаях сначала должны быть видны главные элементы анализа и синтеза: сначала "рабочий" (исходный) материал по слоям и пачкам, с подчеркиванием их фациальных особенностей, а затем — заключения о хроностратиграфических категориях, с упором на выявление закономерностей развития бассейна и населявшего его органического мира.

Переход к зональным категориям (в частности, к лонам) и горизонтам представляет собой чрезвычайно важный момент в стратиграфическом исследовании. При выделении групп слоев, пачек (и толщ) с фауной не в одном, а в ряде разрезов может обнаружиться, что эти пачки занимают в разрезах не совсем одинаковое стратиграфическое положение и следуют друг за другом не всегда в идентичной последовательности (здесь сказываются фациальные особенности отдельных разрезов). При выделении же лон и горизонтов, к которым исследователь приходит путем синтеза биостратиграфических и палеогеографических данных, такого положения быть не может: каждое названное хроностратиграфическое подразделение должно следовать в строгом порядке, хотя оно, естественно, может заключать в частных разрезах как сходные, так и различные фации.

Например, на Западной Камчатке, в разрезе мыса Непропуск, над пачками какертской свиты залегают пачки этолонской свиты (с характерными богатыми комплексами моллюсков — *Securella*, *Pitar*, *Cardita* и пр.). В другом разрезе (кавраанском), расположенном более 100 км южнее, пачки с комплексом, сходным с этолонским, по данным В.Н. Синельниковой и Ю.Г. Друщица (1971), залегают в какертской свите, т.е. ниже, чем в разрезе мыса Непропуск. Это связано с тем, что в кавраанском разрезе характерные для этолонской свиты относительно мелководные фации появились уже на какертском уровне. Вместе с тем общий анализ комплексов (с учетом этапности их развития во всем западнокамчатском бассейне) показал, что в стратиграфическом порядке можно выделить два горизонта (какертский и этолонский) с разновозрастными комплексами фауны.

Как неоднократно отмечалось геологической практикой, в ряде случаев объемы зон, лон и горизонтов не совпадают со свитами и другими подразделениями, которые относят в разряд литостратиграфических. Одновременно можно отметить и различные случаи положения границы горизонтов. Как известно, горизонт обычно включает несколько зон, хотя в практике отмечаются случаи, когда он может соответствовать и одной зоне¹. Однако границы зон и горизонтов в одних случаях совпадают (что является логичным), а в других, как следует из литературы, — нет (последнее относится обычно к соотношению не лон, а зон и горизонтов).

Естественно, эти моменты необходимо учитывать при практическом расчленении разрезов, и в каждом конкретном случае следует не только с удовлетворением констатировать случаи совпадения границ, но и, отражая реальную картину их взаимоположения, отмечать их расхождение.

Приведем несколько примеров, касающихся мелководных разрезов кайнозой бореальных районов. В Исландии, при изучении плиоценовых толщ, было выделено 42 слоя (Гладенков, 1978). Они были объединены в два горизонта, которые отвечают двум крупным этапам развития шельфовых зон позднекайнозойского бассейна и населявшего их органического мира. Первый из них характеризуется раннеплиоценовыми южнобореальными и бореальными комплексами атлантического происхождения, второй — позднеплиоценовыми бореальными видами, среди которых важную роль играют мигранты тихоокеанского происхождения. Подобная последовательность комплексов отмечается в других районах Северной Европы — Англии, Нидерландах и других странах (уровни Кораллинового и Красного Крага), свидетельствуя о том, что выделенные горизонты отвечают опреде-

¹ Мы здесь не разбираем четвертичные горизонты, которые по объему, конечно, меньше зон; основа их выделения принципиально другая (обычно климатостратиграфическая).

ленным периодам развития мелководных зон всей Североатлантической провинции.

Второй пример касается неогеновых толщ Восточной Камчатки (о-в Карагинский). Здесь в интервале верхнего миоцена—плиоцена выделены, в частности, три свиты (Гладенков, 1978) — юньюньваямская (с *Yoldia epilongissima*), лимимтэваямская (с *Fortipecten takahashii*) и усть-лимимтэваямская (с *Astarte diversa* и пр.). По моллюскам в разрезе можно наметить несколько слоев, которые объединяются в пачки и далее в горизонты. Если пачки (или толщи) отражают особенности развития древнего бассейна в местном масштабе, то горизонты соответствуют более крупным этапам, проявившимся в более широком масштабе (лимимтэваямский горизонт, в частности, соответствует энемтенскому Западной Камчатки, усть-лимимтэваямский — берингийскому Аляски и т.д.). Этот пример, кстати, показателен и еще в одном отношении. В названном районе ряд горизонтов получил дополнительную характеристику — по кремнистым группам фауны и флоры (диатомеям и радиоляриям). Поэтому региональные подразделения, в данном случае, удается сопоставить со шкалой, разработанной в океанах, а именно с зонами — от *Denticulopsis hustedii* (миоцен) до *D. seminae* f. (плиоцен).

Третий пример касается части опорного разреза кайнозоя Западной Камчатки — Точилинского. Здесь, по В.Н. Синельниковой и др. (1971) отмечается, во-первых, несовпадение литологической и биостратиграфической границ какертской и этолонской свит, т.е. границ свит и горизонтов ("слои" XVI—XVIII). Во-вторых, как следует из анализа новых данных, объединение слоев с фауной (моллюски) и слоев без фауны ведется по следующему принципу: отложения с богатой фауной (обычно с появлением многих видов) наращиваются вверх немим или слабо охарактеризованным интервалом до нового уровня с богатой фауной. На этой основе, собственно, и выделяются слои или пачки с фауной. Они, правда, бывают разномасштабными: от первых десятков до сотен метров (например, "слои" какертской свиты). Но дело не только в их мощности: одни из них являются частями горизонтов (кулувенского, этолонского и др.), а другие, правда, в редких случаях — соответствуют целым горизонтам (например, ильинскому). Последний случай, конечно, может иметь место, но, возможно, подобное соответствие слоев целому горизонту обуславливается недостаточной их изученностью.

Хочется специально отметить, что в приведенных примерах понятие "комплекс" рассматривается как совокупность палеонтологических остатков (палеоценозы). Другими словами, комплекс — это не стратиграфическое подразделение ("слой", "пачка", "толща"), как это иногда принимается, и поэтому разбивать разрез на "комплексы" просто нельзя: в разрезе можно лишь выделить "комплексы" (фауны или флоры) и путем их анализа и синтеза перейти к его расчленению.

Изучение в мелководных разрезах разных палеонтологических (в данном случае парастратиграфических) групп ставит, как и в случае использования разных планктонных комплексов, вопрос о выборе границ, так как геологическая практика довольно часто сталкивается со случаями несовпадения границ, устанавливаемых по разным группам. Правда, как следует из данных той же практики, это несовпадение на самом деле устанавливается далеко не всегда. Часто иллюзии несовпадения возникают из-за специфики распространения разных палеонтологических остатков, приуроченных к определенным фациальным типам осадков, из-за отмечающейся порой несмыкаемости тех или иных комплексов, обусловленной особенностями геосинклинальных разрезов, из-за имеющейся нечеткости стратиграфической позиции отдельных групп и т.д. Другими словами, "калибровка" (в отношении стратиграфического распространения) палеонтологических групп, на которых строятся региональные стратиграфические схемы, проведена далеко не точно, а без этого трудно рассчитывать на проведение достоверных границ. По-видимому, потребуется еще много времени, чтобы детально изучить стратиграфическое соотношение разных палеонтологических групп в разрезах разных структурно-

Свиты, литол. слои	Слои- формы	З о н ы (л о н ы)			Горизонты	Хроно- зоны
		группа А	группа В	группа С		
.....	XV	i	e	e	III	δ
.....	XIV			d		
.....	XIII	e	d	d		Z
.....	XII					
.....	XI	d	c	c	II	
.....	X					c
.....	IX	b	b			
.....	VIII			?	a	
.....	VII	a	a			
.....	VI			a	a	
.....	V	a	a			
.....	IV			a	a	
.....	III	a	a			
.....	II			a	a	
.....	I	a	a			

Рис. 39. Расчленение разрезов с использованием нескольких парастратиграфических групп
Условные обозначения см. рис. 38

фациальных зон и в "переходных" разрезах. Только после этого изучения может появиться уверенность в том, что, используя какую-либо группу (при отсутствии другой) в одном случае и другую группу (при отсутствии первой) — во втором случае, мы сможем в разных фациях геосинклинальных толщ проводить достоверные границы.

На рис. 39 в схематическом виде показаны слои и пачки региональной стратиграфической схемы: они, как это часто бывает на практике, базируются не на одной, а на разных парастратиграфических группах. В данном случае можно предположить, например, что часть пачек с фауной выделена по комплексам моллюсков, а другая часть — бентосных фораминифер. На основе этих пачек намечены лоны, выделенные по разным ископаемым (А—С). В некоторых случаях границы лон не совпадают. Какие же границы следует здесь принять? Видимо, как и в случае с зонами, целесообразно договариваться о предпочтении границ лон по какой-либо определенной группе. Лучше по наиболее представительной, часто встречающейся, хорошо изученной (при прочих равных условиях). Границы других лон (даже несовпадающие) сохраняют свое важное значение в качестве реперов.

При выделении горизонтов в подобной ситуации (т.е. когда используются разные ископаемые группы) тоже могут возникнуть аналогичные трудности, и в этом случае, видимо, тоже следует опираться на какую-то выбранную определенную группу. В связи с тем, что горизонты (или регионалы) выделяются с учетом этапности развития бассейна, при их обосновании геологи обычно используют данные не только палеонтологического, но и геологического (палеогеографического) плана.

После выделения в региональных схемах лон и горизонтов перед геологической практикой встает задача скоррелировать их с зональными ярусными подразделениями. Хотя эта задача на Дальнем Востоке сейчас еще далеко не решена с должной точностью, на этом пути в последние годы, как уже указывалось, достигнуты определенные успехи. В одних случаях для этого используются остатки кремнистых микроорганизмов, позволившие сопоставить шельфовые разрезы с океаническими. В других — бентосные комплексы, которые в южных районах ассоциируются с зональными планктонными комплексами.

Таблица 49
Система стратиграфических подразделений

Стратиграфические подразделения комплексного обоснования			Прочие подразделения (рабочие), использующиеся в геологической практике
Общие—Стандартные	Региональные	Местные	А. Границы диахронные: 1. Литофациальные (свита—формация и пр.). 2. Биостратиграфические (экозона, тейльзона, эпибола и пр.). Б. Границы изохронные: 1. Биостратиграфические (зоны по разным группам, таксонные зоны, бизоны, генозона, датум-плейны и пр.). 2. Литостратиграфические (маркирующий горизонт, пачка, пласт и т.п.). 3. Седиментационно-циклостратиграфические (циклотема разного порядка). 4. Климатостратиграфические горизонты и уровни: (а) оптимумы и пессимумы; (б) круг, ступень и пр.; (в) изотопные ярусы. 5. Сейсмостратиграфические (сейсмокомплекс, сейсмослой, сейсмоуровень). 6. Палеомагнитные (ортозоны, события, инверсии, эпизоды). 7. "Событийные" и экостратиграфические (реперы разного типа и объема).
Мегатема			
Акроотема			
Зонотема			
Фитема			
Эратема (группа)		Комплекс	
Система			
Отдел		Серия	
Ярус	Горизонт-регио-	Свита (хроно-	
Зона (хронозона)	ярус	свита)	
Раздел	Лона-Рена		
Звено	Слон с географическими названиями (связка)	Подсвита	
Глобальный горизонт	Пачка	Пачка	
Уровень			
Событие			

Описанные выше операции, направленные на установление определенной иерархии региональных стратиграфических подразделений Дальнего Востока, конечно, не являются рецептом для всех случаев подобной деятельности. Затронутые вопросы нуждаются в обсуждении, но активно ведущаяся сейчас подготовка к печати материалов по опорным разрезам не позволяет затягивать эту дискуссию. Было бы целесообразно, в частности, составить готовящиеся к печати монографии по кайнозойским разрезам Дальнего Востока по единому принципу. Это значительно облегчило бы понимание и сравнение важных и весьма информативных материалов и, безусловно, способствовало бы избавлению от ряда ошибочных положений, в том числе и так называемых паралогизмов.

В принципе затронутые выше вопросы нельзя отрывать от общих проблем стратиграфической классификации, которая сейчас активно дискутируется.

Так, в настоящее время в литературе широко обсуждаются соотношения различного типа стратиграфических подразделений в региональной и общей стратиграфических шкалах.

Не останавливаясь на этом подробно (см., напр. Гладенков, 1977), все же осветим эту проблему, чтобы одновременно суммировать изложенное выше (табл. 49).

Представляется, что в геологической практике мы используем две основные категории подразделений: частного и комплексного обоснования. Единицы частного обоснования, опирающиеся на те или иные методы (биостратиграфический, цикло- или климатостратиграфический и пр.), являются фактически теми рабочими подразделениями, которые и используются в практической работе теми или иными специалистами. В зависимости от развития науки их число может расти (скажем, несколько лет назад мы не слышали о магнито- или сейсмостратиграфических единицах, а сейчас они уже входят в обиход). Особенностью подразделений частного обоснования является наличие среди них единиц, с одной стороны, с диахронными, а с другой — с изохронными границами.

Следует подчеркнуть также, что роль этих подразделений в зависимости от характера конкретного стратиграфического объекта может меняться — какие-то

из них хороши в одних условиях, какие-то — в других. Одни единицы играют определяющую роль (обычно это биостратиграфические), другие дополняют их, приводя к более полной характеристике подразделений (палеомагнитные и др.).

Что касается подразделений комплексного обоснования, то они как бы выводятся из суммирования единиц первой категории и являются сугубо хроностратиграфическими. Они включают по масштабу своего распространения три группы единиц: общие (или стандартные), региональные и местные. Не разбирая соотношение этих единиц "по вертикали" (т.е. их иерархию), заметим, что их корреляция "по горизонтали" в каждом случае требует обсуждения.

Предложенная в таблице система стратиграфических подразделений, конечно, нуждается в дальнейшем обсуждении. Ее сравнение с таковой Стратиграфического кодекса СССР показывает, что они несколько отличаются. Хотелось бы надеяться, что в развернувшейся сейчас работе по усовершенствованию Кодекса найдется место для рассмотрения и изложенного подхода к трактовке стратиграфических подразделений.

В качестве дополнения сделаем специальное замечание. Все больше ощущается необходимость рассмотреть некоторые терминологические вопросы. Выше уже говорилось о зональных категориях (их группировках и пр.). Здесь же хотелось еще раз обратить внимание на необходимость навести порядок в терминах, которые особенно широко используются в практике региональных работ — свитах и горизонтах (подробно см.: Гладенков, 1977). Пора признать, что помимо хроно-свит весьма часто геологи картируют (обычно на литологической основе) и свиты-формации (т.е. единицы с диахронными границами). Также пора признать, что термин "горизонт" используется у нас в разных смыслах: и как маркер (линейное понятие), и как локальный горизонт, в смысле толщ заключенных между маркерами, и как регионрус (объемное понятие).

КОРРЕЛЯЦИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ СОБЫТИЙ

В заключение главы кратко остановимся на одном из важных направлений геологических исследований, в котором роль обоснованных стратиграфических схем проявляется особенно выпукло. В последнее время особое внимание геологами уделяется чрезвычайно интересной проблеме — корреляции геологических событий как в региональном, так и в глобальном масштабе. Однако такие корреляции могут считаться достоверными лишь в том случае, когда они опираются на хорошо разработанную стратиграфию.

Для дальневосточного региона тоже строятся макеты подобных корреляций. На рис. 40 показан вариант корреляций различных геологических явлений, который в общих чертах дает представление о времени проявления тех или иных крупных явлений на Камчатке, степени их совпадения во времени и, в отдельных случаях, намечающихся причинно-следственных связях между ними.

В суммированном виде здесь на шкалу геологического времени вынесено: десять типов фаун (моллюски), которые сменяют друг друга в определенной последовательности (для сравнения показаны также типы фаун Северной Японии), три крупных климатических оптимума (одновременно отмечено присутствие гальки ледового разноса на отдельных уровнях), три крупных седиментационных цикла (и сейсмокомплексы), три цикла вулканической деятельности, три эпохи перерывов в осадконакоплении, размывов и угленакопления, четыре важных тектонических события (эпохи основных тектонических движений, момент открытия Берингова пролива, зарождение Восточно-Камчатской вулканической дуги и сопровождающего ее желоба).

Составление такого макета (он был выполнен вместе с А.Е. Шанцером) оказалось возможным только после проведения соответствующих стратиграфических исследований и разработки стратиграфических схем различных районов Кам-

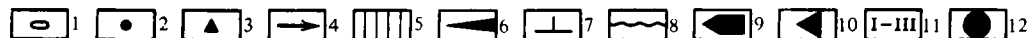
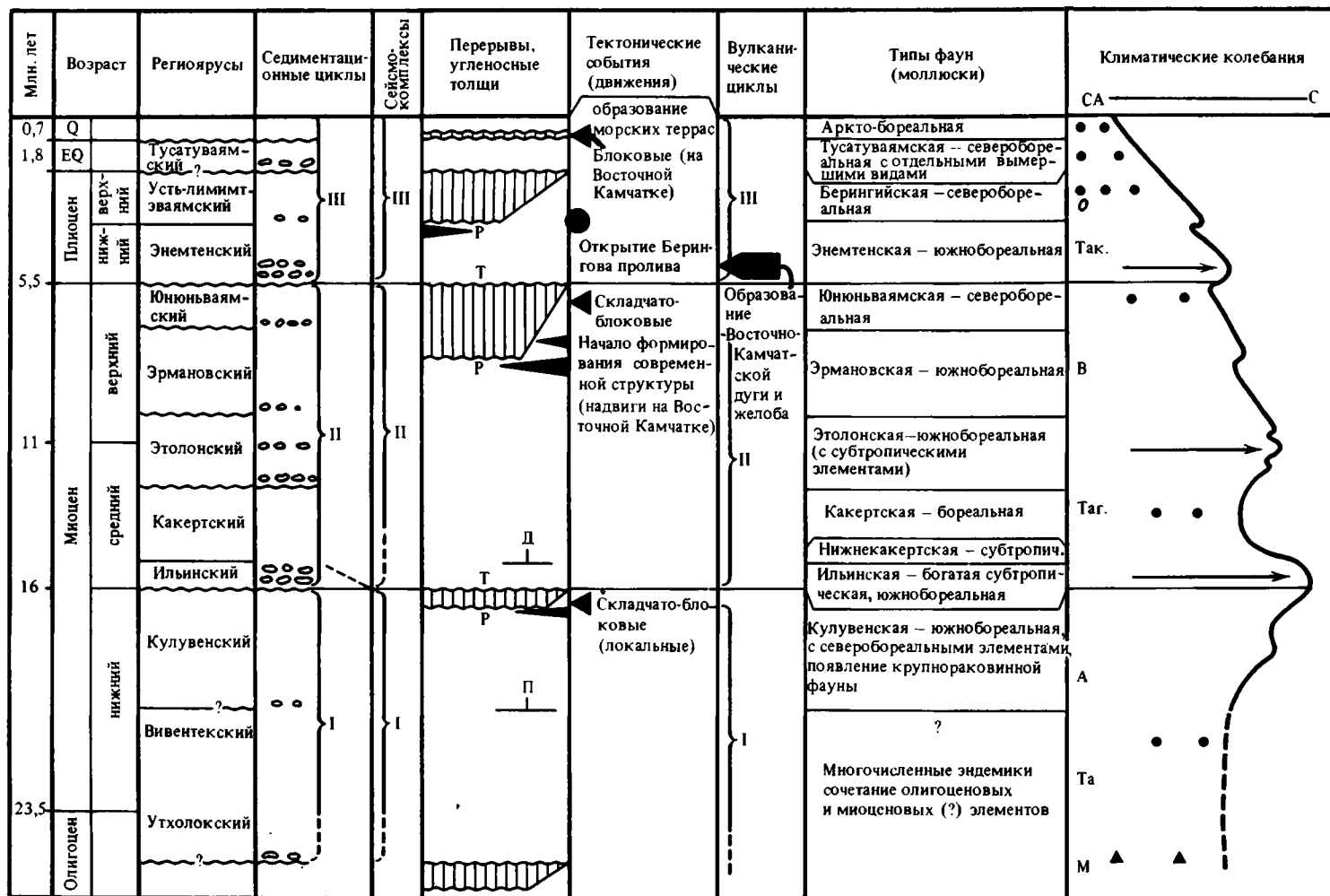


Рис. 40. Схема корреляции геологических событий неогена Камчатки (с учетом материалов А.Е. Шанцера)

1 — конгломераты, 2 — галька ледового разноса, 3 — валуны и глыбы, 4 — миграция тепловодных комплексов, 5 — перерывы, 6 — угленосные формации, 7 — появление песчаников (П), диатомитов (Д), 8 — несогласия, размывы, 9 — образование Восточно-Камчатской вулканической дуги и Камчатского желоба, 10 — тектонические движения, 11 — крупные циклы и климатические оптимумы, 12 — открытие Берингова пролива, Т — трансгрессии, Р — регрессии.

Типы фаун Северной Японии: М — Момидзияма, Та — Татсукобу—Тсубетсу, А — Асахи, К — Кадонозава, Таг — Тагешита, В — Ваканай (Шибара), Так — Такигава, О — Омма-Мангандзи.

Климат: СА — субарктический, С — субтропический.

чатки. Анализ этих явлений и их корреляции — это отдельная тема (мы ее здесь не касаемся), но специально подчеркнем, что степень корректности его в значительной мере будет зависеть от точности привязки упомянутых явлений к временной шкале.

На представленном макете отражены пока относительно крупные геологические события. Однако уже сейчас можно проводить корреляцию и более мелких событий. На климатической кривой, к примеру, намечаются не только крупные, но и мелкие колебания. Среди крупных седиментационных циклов можно выделить циклы более высокого порядка (например, в цикле II — 4 подцикла, а в них еще более мелкие циклы и пр.).

Выше говорилось о возможности деления региоярусов на палеонтологической основе (на слои с фауной). Поэтому данный макет будет не только уточняться, но и детализироваться, и недалеко то время, когда мы будем способны построить корреляционную схему в рамках не только отделов и региоярусов, но и более мелких интервалов.

ГЛАВА ЧЕТВЕРТАЯ ЗАДАЧИ И ПЕРСПЕКТИВЫ СТРАТИГРАФИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ В СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ ТИХООКЕАНСКОГО ПОЯСА

Рассмотренные выше данные отражают современное состояние стратиграфии неогена северного обрамления Тихого океана. Но, конечно, все освещенные в предыдущих главах стратиграфические схемы данной области нуждаются в совершенствовании. Из практики прошлых лет мы должны извлекать определенные уроки, а учитывая потребности будущего, — намечать новые пути своей деятельности. В чем же особенности современного этапа стратиграфии кайнозоя и каковы ее задачи в будущем?

ОСОБЕННОСТИ СТРАТИГРАФИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ СОВРЕМЕННОГО ЭТАПА

Опыт изучения кайнозойских толщ зоны перехода от океана к континенту северной части Тихоокеанского пояса позволяет отметить несколько особенностей стратиграфических исследований современного этапа.

Если в расчленении осадочных толщ Тихого океана, которое было связано прежде всего с работами НИС "Гломар Челенджер", участвовали ученые многих стран, использовавшие сходные методические приемы и выработавшие почти за 20 лет единый в принципе подход к стратификации древних осадков, что помогло контролировать и корректировать полученные данные, так сказать, коллективным методом, то региональной стратиграфии Дальнего Востока (так же, как в региональной стратиграфии Аляски и Японии) был свойствен в значительной мере провинциальный подход. Хотя и она в последнее время активно ищет пути для корреляции с соседними регионами, понимая, что провинциальные схемы должны быть уложены в более широкие обобщения, отражающие общие тенденции межрегиональной и глобальной стратиграфии, локальный подход не изжит до сих пор. Он порой отражается и на методике исследований, и в психологии геологов. На практике он реализуется часто в проведении "удобных" для мелкомасштабного картирования обычно литологических, но стратиграфически часто необоснованных границ, многие из которых на проверку оказываются диахронными. Преодоление этого провинциализма — одна из насущных задач кайнозойской стратиграфии. И в этом отношении последние 15 лет являются чрезвычайно важными, ибо за этот срок были пересмотрены датировки многих свит Северо-Восточной Азии, привлечены сравнительные материалы по Японии, Северной Америке и океану и на этой основе значительно усовершенствованы корреляционные схемы всего региона.

Хотя расчленение разрезов отдельных районов базируется на конкретных материалах (прежде всего палеонтологических) по тому или иному разрезу, геологи в своей работе не могут не учитывать сравнительные данные и те общие тенденции и закономерности в изменении комплексов, которые были выявлены эмпирическим путем по другим районам Северотихоокеанской области. Эти выявленные тенденции заставляют биостратиграфа постоянно оценивать свой материал и смотреть, насколько он соответствует тому, что достоверно установлено где-то в соседнем разрезе. Конечно, здесь всегда остается место для опасного стремления

подогнать свои данные под какую-то закономерность. Но вместе с тем при осторожном и объективном отношении к материалу рассмотрение его "на общем фоне" приносит обычно громадную пользу.

Специально следует подчеркнуть одну важную особенность дальневосточной стратиграфии, особенно ярко проявившуюся в последние годы. Стратиграфия в последние годы стала в полном смысле этого слова комплексной. Если 20—30 лет назад всегда подчеркивалось, что стратиграфия фактически является биостратиграфией, то сейчас, признавая важную роль палеонтологического метода в обосновании стратиграфических схем, исследователи все больше используют в практике подразделения комплексного обоснования. Характеристики, полученные через палеомагнитные, циклостратиграфические, палеотемпературные, климато-стратиграфические, эвстатические и прочие исследования, делают стратиграфические подразделения более устойчивыми, более проверяемыми, более коррелируемыми. Такой расширившийся в сравнении с прошлыми годами арсенал средств позволяет стратиграфам выбирать для решения своих задач те методы, которые в конкретном случае дают наибольший эффект при минимальных затратах времени. Обращает на себя внимание также то обстоятельство, что в последние годы произошло определенное смещение акцентов в практической работе над региональными стратиграфическими схемами — в отношении масштаба охватываемых ими дальневосточных районов и использования разных палеонтологических групп. В 40—50-е гг., как известно, упор в этих работах делался на изучение морских мелководных разрезов и в значительно меньшей мере привлекался материал по континентальным фациям и океану. Сейчас стратиграфический материал привлекается по всем трем крупным экосистемам: континенту, мелководным шельфовым бассейнам и океаническим впадинам. В пределах же этих значительных экосистем выделяются более дробные подразделения — провинции, фациальные зоны и пр., что заставляет анализировать ископаемые остатки всех имеющихся фаций.

В этой связи несколько изменилась и роль палеонтологических остатков в обосновании стратиграфических схем Дальнего Востока. Раньше первое место принадлежало бентосным группам (моллюскам и фораминиферам), которым была посвящена львиная доля палеонтологических работ. Постепенно, при сохранении их большой роли как важных ископаемых для создания и детализации региональных схем (прежде всего шельфовых разрезов) все шире стали использоваться кремнистые микроостатки (диатомовые и радиолярии) и в определенной мере — палинологические комплексы. Именно с их помощью стали осуществляться те широкие корреляции в экосистемах континент—шельф—океан, которые раньше выглядели весьма провизорно.

Нельзя не отметить также, что все большее значение для обоснования стратиграфических единиц разного ранга приобретают палеогеографические и палеоэкологические методы, приведшие сейчас к усилению того направления стратиграфических исследований, которое в литературе последних лет называется часто экостратиграфией. Ее большая роль особенно ярко проявляется прежде всего в разработке региональных схем, когда приходится расшифровывать и увязывать в разных структурно-фациальных зонах основные этапы геологической истории регионов. С другой стороны, именно на экостратиграфической основе делаются попытки построения системы микростратиграфических подразделений, которые так нужны в практике для детализации стратиграфических шкал. И в этой работе большая роль принадлежит бентосным комплексам.

Крайне важно подчеркнуть также, что все больше стратиграфия делается дисциплиной более геологической, в том смысле, что она не удовлетворяется, как это часто бывало прежде, вопросами расчленения осадочных толщ (что, конечно, остается ее важнейшей задачей), а все активнее идет к расшифровке геологических событий и геологической истории. Здесь порой обнаруживаются значительные преимущества стратиграфов перед другими специалистами. Ведь часто они по-

гут успешнее других оценивать степень обоснованности тех или иных стратиграфических фактов и на более объективной основе, чем другие, судить о палеогеографических обстановках, хронологически сопоставлять геологические явления и даже порой устанавливать их причинно-следственные связи. Поэтому не случайно, что именно стратиграфия в последнее время часто обращается к моделированию геологических событий.

В последние годы заметно выросло техническое и материальное обеспечение геологических работ. В этой связи стратиграфические исследования сейчас все больше обеспечиваются данными бурения (как на суше, так и в шельфовых зонах и даже в океане), которые отсутствовали в таком объеме несколько лет назад. Появились и весьма важные сейсмостратиграфические материалы, внесшие особенно много полезного в изучение осадочных чехлов древних бассейнов. Все это является существенным дополнением к материалам, которые были собраны раньше и собираются сейчас в процессе проведения "обычных" геологических исследований.

Вместе с тем хочется сказать, что стратиграфию в целом не следует подменять, как это иногда делается, какими-либо направлениями, которые получают развитие в то или иное время. Когда говорят, что стратиграфия сводится к океанической стратиграфии или что классическая стратиграфия должна быть заменена экостратиграфией и т.п., всегда нужно помнить, что перечисленные, как и многие другие, направления этого раздела геологии являются лишь ветвями или гранями общей стратиграфии, которая, конечно же, богаче и шире любого ее направления. Как и раньше, ее основная задача сводится к классификации пород в зависимости от хронологической последовательности их образования и разработке шкалы для датировки геологических событий. И, как и раньше, для этой цели она использует все методы — как традиционные, так и новые, т.е. все то, что имеется сегодня в арсенале геологической практики.

ЗАДАЧИ СТРАТИГРАФИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ НА ДАЛЬНЕМ ВОСТОКЕ В БЛИЖАЙШЕМ БУДУЩЕМ

В настоящее время все более остро встает вопрос о совершенствовании стратиграфических схем дальневосточных районов. В этой связи многие аспекты этой работы (методические, организационные, практические) нуждаются в специальном обсуждении. Выше это обсуждение было начато и здесь в качестве дополнения следует сказать следующее.

Весьма острой остается проблема корреляции дальневосточных подразделений. Уже говорилось, что практика использует разные критерии для расчленения стратиграфических единиц разного рода (палеонтологические, палеоклиматические, палеомагнитные и др.). Но во многих случаях в этой работе остаются элементы условности. Так, проведение границ названных подразделений в ряде случаев осуществляется при отсутствии должной точности. Эти границы проводятся порой в разрезах не по слою или пласту, а по толще в целом, и мощность ее может достигать нескольких десятков и даже сотен метров. Объясняется это разными причинами. В одних случаях в толщах могут отсутствовать органические остатки. В других — трудности возникают из-за несовпадения границ, намечаемых специалистами по разным ископаемым группам (каждый отстаивает свою границу). Опыт показывает, что принципы проведения границ и выделения стратиграфических подразделений (горизонтов, зон, слоев с фауной) далеко не однозначны. Нередко выделение разновидностей акмезон или экозон выдвигается в расчленении разреза на первый план, и если они в местном масштабе и представляют несомненную ценность, то желание распространить их в межрегиональном плане часто терпит естественную неудачу. Вот почему в литературе появляются нередко не только "лжезоны", но "лжегоризонты" и "лжеслои".

К сожалению, до сего времени в применении к Дальнему Востоку сохраняют

свою актуальность слова В.В. Меннера, сказанные им более 20 лет назад в отношении геосинклинальных бассейнов в целом: "Несмотря на то, что геосинклинальные области были колыбелью геологии и стратиграфии, до настоящего времени еще нет работ, в деталях знакомящих нас с развитием органического мира этих областей" (Меннер, 1962, с. 298).

Многие из перечисленных трудностей обусловлены еще недостаточной изученностью палеонтологического материала. Здесь прямо следует отметить значительное отставание описания органических остатков от нужд практики, что часто не позволяет проводить сравнение видов разных районов на надежной основе. Списки предварительно определенных форм, приводимые в различных статьях, не дают возможности делать точные корреляционные выводы. Вот почему подготовка к печати монографий, подобных "Атласу фауны и флоры неогеновых отложений Дальнего Востока" 1984 г., в котором дано описание многих видов и (что надо особо подчеркнуть) дан их послойный анализ, становится насущной задачей.

В этой связи важной задачей является специальное изучение отдельных родов ископаемых групп, с выявлением особенностей их эволюции, биостратиграфических характеристик и т.п. Как показывает практика, монографии, посвященные разбору отдельных родов (пектинид, йолдий, кардитид, дентикулописов и др.), не утрачивают своего значения долгие годы и служат хорошей основой для стратиграфических работ любого масштаба. Не исключено, что в отдельных случаях подчеркиваемое в литературе несовпадение стратиграфических границ, намечаемых по разным группам, обусловлено как раз разной степенью изученности этих групп.

Выше говорилось о громадном значении планктона для стратиграфии неогена данного региона. Безусловно, использование планктонных групп позволило сделать стратиграфические схемы более корректными. Вместе с этим все более широкое использование планктона при расчленении третичных толщ не должно приводить к уменьшению значения других групп. Стратификация мелководных толщ на бентосной основе в ряде случаев не уступает в детальности планктонной, а часто ее превосходит (выделение дробных лон и слоев). В построении региональных схем Дальнего Востока, когда не только известковистый, но даже кремнистый планктон встречается спорадически, роль бентоса по-прежнему велика, и особенно она заметна при выделении регионарусов и горизонтов, а также дробных подразделений, когда используется палеоэкологическая основа.

Что касается расшифровки палеогеографии и геологической истории окраинных и эпиконтинентальных бассейнов, реконструкций древних сообществ (их биотических и трофических связей), выявления особенностей их эволюции и распространения и пр., то в этом отношении бентосные группы, как никакие другие, дают не с чем не сравнимый богатый материал, и остается лишь пожалеть, что он не всегда еще должным образом обрабатывается (в тех же случаях, когда он серьезно изучается, мы получаем исключительно богатые по содержанию и поднятым проблемам исследования, многие из которых делаются классическими — вспомним хотя бы книги Н.И. Андрусова, Р.Ф. Геккера, Буко и многих других). Поэтому можно поддержать мнение тех исследователей, которые говорят, что стратиграфическое расчленение по бентосу и зонация по планктону должны применяться совместно и дополнять друг друга "без взаимных подозрений и упреков" (Найдин, 1983).

Отдельно следует сказать о стратиграфической номенклатуре и классификации, вокруг которых порой появляется много философского тумана. По-видимому, не надо лишний раз говорить о том, что определенная строгость в использовании тех или иных терминов всегда необходима. Поэтому каждый исследователь должен придерживаться определенной системы, и иерархии понятий, четко представлять их смысловую нагрузку и критерии выделения. Только в этом случае можно остановить инфляцию таких понятий, как зона, горизонт и пр., только в этом случае каждый автор может рассчитывать, что его поймут, и, если он прав в своих ре-

комендациях, будут использовать его данные на практике. Вот почему совершенствование стратиграфической классификации и номенклатуры на все времена остается задачей чрезвычайно важной, и ей следует уделять самое пристальное внимание.

В этой связи, в частности, важной представляется и разъяснительная работа в среде геологов в отношении методических основ стратиграфии и геологического картирования. Не секрет, что многие геологи считают, что литостратиграфия, которая, по существу, служит лишь одним из первых шагов стратиграфического исследования, является основой картирования. Между тем главной целью стратиграфии является так называемая хроностратиграфия, базирующаяся на классификации, которая использует полезную информацию, доставляемую всеми типами стратиграфической классификации (био-, лито-, климато- и др. стратиграфией). Другими словами, признаки разного класса (от палеонтологических до литологических, палеомагнитных и пр.), которые характеризуют те или иные слои разрезов, образуют определенную систему надстраивания и подставления, которая и работает в целом на хроностратиграфию. И задача практики заключается в определении веса этих признаков — их устойчивости и выразительности, степени дробности и масштаба действия (временного и пространственного), наконец, их удобства для целей геологического картирования. С решением этой задачи дальневосточная геология приблизит себя к созданию еще более реальных и более обоснованных по сравнению с современными стратиграфических схем.

Крайне важным представляется здесь использование наряду с традиционными данными по палеонтологии и литологии материалов, получаемых физическими методами, которые все шире входят в повседневную практику дальневосточной стратиграфии. К ним относятся материалы не только по радиологическому датированию горных пород и палеомагнетизму, к чему мы уже достаточно привыкли, но и по сейсмостратиграфии, которая обещает значительно помочь (и при этом быстро и относительно дешево) в построении стратиграфической схемы осадочного чехла кайнозой шельфовых зон данного региона.

Уже указывалось, что одной из задач стратиграфии будущих десятилетий является усиление работ палеогеографического и палеоэкологического направлений. Они включают ряд различных аспектов, которые в той или иной форме всегда встают при стратиграфической интерпретации геологических материалов. В частности, они касаются истории развития бассейнов, включающей особенности седиментации и эволюцию древних комплексов фауны и флоры; проявления тех или иных геологических явлений (например, колебаний климата, формирования или разрушения каких-либо физических барьеров); совершенствования стратиграфических схем на экостратиграфической основе и их детализации и пр.

Скажем прямо: без проведения палеогеографических исследований решить такую важную для практики задачу, как прослеживание стратиграфических подразделений в разнофациальных толщах Дальнего Востока, не представляется возможным.

Среди задач стратиграфии будущего особое место занимает вопрос о детализации стратиграфических схем, о чем подробно говорилось выше. Чтобы не повторять уже сказанного, отметим лишь одно обстоятельство. Совершенствование зональных шкал (выделение зон по разным группам) является важнейшим шагом в направлении этой детализации, и эта работа будет продолжаться не один год. Однако практике уже сейчас требуются в ряде случаев более дробные подразделения. И здесь следует повторить, что важная роль в их практическом освоении отводится палеогеографическому и палеоэкологическому методам. Вот почему это направление стратиграфического исследования будет нуждаться в постоянной поддержке и вот почему следует с сочувствием относиться к попыткам геологов выделять дробные подразделения на какой бы то ни было основе: седиментационно-циклические (циклотемы разного порядка), климатические (оптимумы и пессимумы разного порядка), биостратиграфические (слои с фауной, экозоны, эпиболы), изотопные (ярусы) и пр. Все это является реальным проявлением палеогеографи-

ческих исследований, без чего рассчитывать на прогресс в совершенствовании стратиграфических шкал Дальнего Востока практически невозможно. Приходится сожалеть только, что таких исследований у нас пока недостаточно, и это приводит к тому, что мы часто не можем выделять подразделения подробнее, чем свита, даже на крупномасштабных геологических картах. Между тем определенный опыт подобных работ уже имеется и его следует быстрее внедрять в практику. Имеется также опыт (пусть небольшой) и палеоэкологического изучения геосинклинальных толщ, хотя известно, что в таких толщах использование палеоэкологического метода затруднено и не дает пока таких результатов, которые были получены в платформенных областях. Здесь заметный эффект достигается тогда, когда "палеоэкология в статике" делает реальный шаг, по меткому определению Р.Ф. Геккера, к "палеоэкологии в динамике". Другими словами, когда эти исследования ведутся не только в камерном плане выявления гамм фаций, но и в плане восстановления геологической истории бассейнов. Необходимость постановки работ такого направления становится актуальной задачей нашей практики.

Говоря о детализации схем будущего, нельзя обойти молчанием одно из перспективных направлений палеонтологических исследований, которое связано с новым подходом к изучению отдельных видов. Использование данных по изменчивости форм, относимых к тому или иному виду, позволяет в ряде случаев подразделить этот "вид" на более дробные виды или морфы, которые часто имеют определенное стратиграфическое положение. Это более тонкое изучение изменчивости каких-либо отдельных признаков вида (формы раковины, ее относительной удлиненности и пр.) может привести к более дробному, чем раньше, расчленению разрезов. В этом же отношении привлекательными кажутся идеи, развиваемые сторонниками фенетики, которые тоже призывают к изучению различных морфологических признаков. В таком изучении и систематизации данных большое значение в будущем может принадлежать машинной обработке, которая может существенно помочь как в получении объективных материалов, так и наглядном их изображении.

Сейчас делаются попытки детализировать стратиграфические схемы и иным путем: через скрупулезный анализ уровней появления и исчезновения разных видов в разрезах отдельных районов и выявления этих уровней в серии разрезов. Устойчивость таких уровней на больших площадях позволяет дробить не только горизонты, но даже зоны на более детальные подразделения.

Одной из задач будущего является построение общей дробной стратиграфической схемы кайнозоя для всей северной части Тихоокеанской области, включающей Тихоокеанский пояс и прилегающие части Тихого океана, т.е. континентальные части Северо-Восточной Азии и Северной Америки, омываемые водами Тихого океана, дно океана в его северной части и зоны перехода от океана к континенту (шельфы, краевые моря и пр.). В этой работе большая роль будет принадлежать бурению и сейсмостратиграфии, которая уже сейчас позволяет осуществлять многие важные корреляции.

Для того, чтобы создать достоверную стратиграфическую схему Северотихоокеанской области, необходимо, естественно, поднять уровень всех региональных схем. В этой связи перед геологами СССР, работающими на Дальнем Востоке, встает задача дальнейшего совершенствования схем этого региона. Но эту работу нельзя рассматривать только как дань делу создания кайнозойских схем названной области. В совершенствовании и детализации стратиграфических схем остро и непосредственно заинтересована наша геологическая практика, которая переходит сейчас к детальному геологическому картированию и интенсивным поисковым и разведочным работам.

В частности, на фоне общей задачи совершенствования стратиграфических схем кайнозоя Дальнего Востока сейчас встала частная проблема более детального изучения дальневосточного палеогена, который по сравнению с неогеном исследо-

ван гораздо слабее. Палеогеновые толщи развиты в пределах Камчатки, Сахалина и Корякского нагорья весьма широко и характеризуются разрезами разных структурно-фациальных зон и климатических областей. Но комплексное их изучение фактически только начинается. Если по неогену названных районов сейчас имеется уже значительная литература (ряд монографий по отдельным группам — моллюскам, фораминиферам, флоре и пр., а также по описанию опорных разрезов), то палеоген остается освещенным пока относительно слабо, по палеогеновым моллюскам Камчатки имеется фактически лишь одна небольшая печатная работа конца 40-х гг. Вот почему изучение палеогеновых отложений и расшифровка геологической истории палеогенового времени, охватывающей сорок с лишним миллионов лет, делается одной из первоочередных задач.

Касаясь, наконец, организационных вопросов, приходится констатировать, что они, как и другие вопросы, являются достаточно серьезными в деле проведения будущих стратиграфических исследований. Их можно свести, пожалуй, к трем пунктам. Во-первых, вызывает беспокойство наметившаяся тенденция к сокращению числа палеонтологов и биостратиграфов, работающих в дальневосточных областях, несмотря на увеличившийся объем бурения и детальных геологических съемок. Во-вторых, недостаточно активно ведется работа по стратиграфическому воспитанию геологов (разъяснению методических основ стратиграфических исследований и пр.), т.е. работа, если можно так сказать, по поднятию культуры геологического картирования и стратиграфического расчленения, которое пока сводится у многих геологов лишь к выделению свит. В-третьих, до сих пор координация стратиграфических исследований геологами разных организаций была далека от совершенства.

Сейчас в преодолении этих недостатков ведется определенная работа. Более тесно стали обсуждаться пятилетние планы геологических работ на Дальнем Востоке. Специалисты разных геологических учреждений в ряде случаев проводят совместные полевые и камеральные исследования, участвуют в различных научных программах и готовят к публикации итоговые общие труды. Одним из примеров таких публикаций является "Атлас фауны и флоры неогеновых отложений Дальнего Востока (Точилинский опорный разрез западной Камчатки)", вышедший в свет в 1984 г. к XXVII Международному геологическому конгрессу. В его написании участвовали представители семи научных и производственных организаций. Эта монография является в своем роде уникальной, ибо ни в Японии, ни в Америке верхнепалеоген-неогеновые разрезы так детально и представительно не изучались. В "Атласе" приведено, в частности, описание свыше 500 видов разных ископаемых групп, сопровождаемое 95 таблицами с изображением фауны и флоры, и дан их послынный анализ. Помимо этого, в нем нашли отражение многие важные методические вопросы, связанные с выделением стратиграфических подразделений (горизонтов, зон, слоев) и их корреляциями. Сейчас к печати готовится еще несколько работ по опорным разрезам других районов. Появление подобных работ внушает уверенность в будущем прогрессе стратиграфических исследований на Дальнем Востоке.

Хочется специально подчеркнуть, что стратиграфические исследования представляются важным элементом в создании научной базы поисков минерального сырья (прежде всего нефти и газа). В конце концов уточнение и детализация стратиграфических схем, корреляция стратиграфических подразделений и пр. — все это имеет не только теоретическое, но и самое непосредственное и притом важное практическое значение. Поэтому все эти работы следует рассматривать в общем русле геологических исследований, направленных на быстрейшее освоение полезных ископаемых дальневосточных районов Советского Союза. И этот практический аспект стратиграфического изучения разрезов никогда не должен исчезать из поля зрения геологов. Это приходится подчеркивать именно сейчас, когда идет освоение не только суши, но и шельфовых зон Дальнего Востока,

и вопросы стратификации осадочных толщ, выявления нефтегазосодержащих горизонтов и т.п. приобретают актуальное практическое значение.

В заключение можно сказать, что достижения стратиграфии Дальнего Востока трудно переоценить. В последние годы сделаны новые шаги в деле уточнения стратиграфических схем Камчатки и Сахалина, свидетельствующие о высоком уровне советской науки.

Что касается решения вопросов сопоставления стратиграфических схем кайнозоя всей северной части Тихоокеанской области — этой громадной территории нашей планеты, то оно в определенной мере зависит от уровня международного сотрудничества. Советские геологи всегда выступали и выступают за расширение взаимобогащающих научных контактов со специалистами других стран. Прошедшая в Москве в 1984 г. XXVII сессия Международного геологического конгресса еще раз показала, как много полезного может дать это сотрудничество.

ЛИТЕРАТУРА

- Аддикот В.О., Пур Р.З. Определение и корреляция палеоген-неогеновой границы в береговых бассейнах северо-восточной части Тихого океана // Неоген Тихоокеанской области, М.: Наука, 1982. С. 13—23.
- Алексейчик С.Н. Неогеновые отложения Сахалина // Унифицированные стратиграфические схемы Северо-Востока СССР. М.: Гостоптехиздат, 1961. С. 221—229.
- Антипов М.П., Ковылин В.М., Филатов В.М. Осадочный чехол глубоководных котловин Татарского пролива и северной части Японского моря // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1979. Вып. 5. С. 30—39.
- Атлас фауны и флоры палеогеновых и неогеновых отложений Дальнего Востока (Точилинский опорный разрез). М.: Наука, 1984. 332 С. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 385).
- Ахметьев М.А., Братцева Г.М., Синельникова В.Н., Челебаева А.И. Климатический оптимум в неогене Камчатки // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1984. N 8. с. 25—33.
- Баранова Ю.П., Бискэ С.Ф. Результаты биостратиграфических исследований третичных континентальных толщ Северо-Востока Азии и корреляция их с континентальными отложениями сопредельных территорий // Континентальные третичные толщи Северо-Востока Азии. Новосибирск: Наука, 1979. С. 163—185.
- Баринов К.Б. Морфометрический анализ миоценовых моллюсков Западной Камчатки (на примере рода *Acila*) // Тез. докл. V конф. молодых науч. сотр. М.: ГИН. 1986. С. 27—28.
- Баринов К.Б. Применение количественных методов к расчленению неогеновых отложений Западной Камчатки // Вопросы региональной геологии СССР. М.: Наука, 1987. С. 4—6.
- Братцева Г.М. Палинологическая характеристика неогеновых отложений Камчатки // Палинология в СССР. М.: Наука, 1980. С. 55—65.
- Бурлин Ю.К. Нефтегазообразование в геосинклинальных осадочных формированиях Тихоокеанского пояса. М.: Изд-во МГУ, 1981. 200 с.
- Валлизер О. Глобальные события и эволюция // Тр. 27 Междунар. геол. конгр. Палеонтология. М.: Наука, 1984. С. 67—70.
- Вейл П., Митчел Р., Тодд Р. и др. Сейсмостратиграфия и глобальные изменения уровня моря. Сейсмическая стратиграфия. М.: Мир, 1982. С. 104—358.
- Вернадский В.И. Биосфера. Л.: Науч. хим. тех. изд-во, 1926. 112 с.
- Витухин Д.И. Комплексы радиолярий из кайнозойских отложений о. Карагинского (Вост. Камчатка) // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1981. N 2. С. 27—31.
- Волобуева В.И. Распространение двустворчатых моллюсков в палеогене и неогене северо-востока Корякского нагорья // Ископаемые моллюски Дальнего востока и их стратиграфическое значение. Владивосток, Геологич. ин-т ДВНЦ АН СССР, 1980. С. 41—50.
- Волобуева В.И., Красный Л.Л. Маастрихт—неогеновые отложения восточной части Корякского нагорья. М.: Наука, 1979. 83 с.
- Геология и минеральные ресурсы Японии. М.: Изд-во иностр. лит. 1961. 211 с.
- Гладенков Ю.Б. Иолдин в палеогене и неогене севера Тихоокеанской области // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1970. N 3. С. 112—123.
- Гладенков Ю.Б. К разработке стратиграфии неогена северной части Тихоокеанской области // Сов. геология. 1971. N 4. С. 23—44.
- Гладенков Ю.Б. Неоген Камчатки. М.: Наука. 1972. 251 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 214).
- Гладенков Ю.Б. Общие стратиграфические подразделения // Итоги науки и техники. Стратиграфия. Палеонтология. М.: ВИНТИ, 1977. Т. 8. С. 25—41.
- Гладенков Ю.Б. Морской верхний кайнозой северных районов. М.: Наука, 1978. 194 с.
- Гладенков Ю.Б. Верхнекайнозойские схемы Тихоокеанского побережья Сев. Америки и корреляция с ними дальневосточных разрезов. // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1979. N 8. С. 74—84.
- Гладенков Ю.Б. Проблема свит, зон и горизонтов в стратиграфии (комментарии к некоторым разделам "Стратиграфического Кодекса СССР"). Стратиграфическая классификация. Л.: Наука, 1980. С. 124—130.
- Гладенков Ю.Б. Климатические колебания в неогене северной части Камчатки // Докл. АН СССР. 1982. Т. 265, N 2. С. 407—409.
- Гладенков Ю.Б. Реальность корреляции древних толщ на экстратриграфической основе // Изв. АН СССР. Сер. геол., 1983. N 9. С. 69—83.
- Гладенков Ю.Б. Комплексы моллюсков из третичных толщ Командорских островов // Докл. АН СССР. 1984. Т. 274, N 3. С. 678—680.

- Гладенков Ю.Б., Братцева Г.М., Синельникова В.Н. Морской кайнозой залива Корфа Восточной Камчатки. М.: Наука, 1987.
- Гладенков Ю.Б., Витухин Д.И., Орешкина Т.В. Корреляция кайнозоя Восточной Камчатки с океаническими толщами // Неоген Тихоокеанской области. М.: Наука, 1982. С. 62—65.
- Гладенков Ю.Б., Волобуева В.И., Митрофанова Л.И. Третичные толщи Нижнехатырского прогиба (Корякское нагорье) // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1985. N 3. С. 77—93.
- Гладенков Ю.Б., Гречин В.И. Особенности формирования вулканогенно-осадочных толщ неогена Восточной Камчатки (о. Карагинский). Бюл. МОИП. Отд. геол. 1969. N 5. С. 72—81.
- Гладенков Ю.Б., Маргулис Л.С., Шанцер А.Е. Корреляция геологических событий позднего миоцена-плиоцена северо-запада Тихоокеанского пояса // Изв. АН СССР. Сер. геол., 1980. N 9. С. 5—19.
- Гладенков Ю.Б., Меннер В.В., Серова М.Я., Синельникова В.Н. Верхний кайнозой арктобореальной области // Стратиграфия в исследованиях Геологического Института АН СССР. М.: Наука, 1980. С. 208—223.
- Гладенков Ю.Б., Покровский Б.Г. Изотопный состав кислорода раковин двустворок и изменение климата Северной Атлантики в позднем кайнозое // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1979. N 5. С. 68—72.
- Гладенков Ю.Б., Покровский Б.Г. Изменение климата Восточной Камчатки в позднем кайнозое по изотопным данным // Там же. 1981. N 7. С. 148—150.
- Гладенков Ю.Б., Шанцер А.Е. Значение палеомагнитных данных для стратиграфии кайнозоя Центральной и Восточной Камчатки // Бюл. МОИП Отд. геол. 1978. Т. 53. С. 35—41.
- Григоренко Ю.Н. К методике изучения стратиграфии терригенных полифациальных комплексов Камчатки // Кайнозой Дальневосточных районов СССР. Л.: Недра, 1978. С. 26—41. (Тр. ВНИГРИ).
- Григоренко Ю.Н., Криштофович Л.В., Тарасов Б.М. и др. Литолого-фациальная, геохимическая и палеонтологическая характеристика стратотипического разреза кавранской серии Зап. Камчатки // Геология и перспективы нефтегазоносности Камчатки. Л.: Недра, 1968 (Тр. ВНИГРИ; Вып. 254). С. 27—114.
- Гопкинс Д. Четвертичные морские трансгрессии на Аляске // Тр. НИИГА. 1965. Вып. 143. С. 131—154.
- Джон Б., Дербишир Э., Янг Г. и др. Зимы нашей планеты. М.: Мир, 1982. 333 с.
- Долматова Л.Г. Диатомовые водоросли неогеновых отложений северо-западной части Тихого океана (Командорские о-ва, о-в Карагинский) // Микропалеонтология океанов и морей. М.: Наука, 1974. С. 76—82.
- Емелина Н.В., Петров О.М., Свиточ А.А. Палеотемпературный анализ методом Са/Mg отношения по раковинам четвертичных морских моллюсков Чукотки и Аляски // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1978. Т. 53 (5). С. 22—25.
- Жидкова Л.С., Бевз В.Е., Ильина А.П. и др. Атлас неогеновых моллюсков Курильских островов. М.: Наука, 1972. 166 с.
- Жидкова Л.С., Мишаков Г.С., Неверова Т.И. и др. Биофациальные особенности мезокайнозойских бассейнов Сахалина и Курильских островов. Новосибирск: Наука, 1974. 251 с.
- Жидкова Л.С., Сальников Б.А., Брутман Н.Я. и др. Макаровский опорный стратиграфический разрез палеоген-неогеновых отложений Сахалина // Неоген Тихоокеанской области. М.: Наука, 1982. С. 50—61.
- Жузе А.П. Стратиграфические и палеогеографические исследования в северо-западной части Тихого океана. М.: Изд-во АН СССР, 1962. 257 с.
- Зубаков В.А., Борзенкова И.И. Палеоклиматы позднего кайнозоя. Л.: Гидрометеиздат, 1983. 215 с.
- Кафанов А.И. Кайнозойская история малакофаун шельфа северной Пацифики // Морская биогеография. М.: Наука, 1982. С. 134—175.
- Кленов Е.П. Стратиграфия третичных отложений западной Камчатки // Унифицированные стратиграфические схемы Северо-Востока СССР. М.: Гостоптехиздат, 1961. С. 151—154.
- Ковальчук В.С., Мишаков Г.С., Тронов Ю.А. Типизация неогеновых разрезов шельфа Северо-Восточного Сахалина // Геология и разработка нефтяных и газовых месторождений Сахалина. Тр. ВНИИЭгазпром, 1980. С. 77—82.
- Колеман Ж.М., Райт Л.Д. Современные речные дельты: изменчивость процессов и песчаные тела // Дельты — модели для изучения. М.: Недра, 1979. С. 32—91.
- Красилов В.А. Эволюция и биостратиграфия. М.: Наука, 1977. 254 с.
- Красилов В.А. Дискуссионные проблемы и классификации и номенклатуры в экостратиграфии // Экосистемы в стратиграфии. Владивосток, Тр. Биолого-почвенного ин-та ДВНЦ АН ССР. 1980.
- Красилов В.А. Глобальные геологические события как основа экостратиграфической корреляции // Теория и опыт экостратиграфии: Тез. докл. Всесоюз. совещ. Таллин, 1982. С. 45—46.
- Крашенинников В.А. Стратиграфия и фораминиферы кайнозойских пелагических осадков северо-западной части Тихого океана // Вopr. микропалеонтологии. 1971. Вып. 4. С. 140—197.
- Крашенинников В.А. Стратиграфия миоценовых отложений области Атлантического, Индийского и Тихого океанов по фораминиферам. М.: Наука, 1973. 231 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 233).
- Крашенинников В.А. Зональная шкала кайнозоя континентов и океанов // Стратиграфия в исследованиях Геологического института АН СССР. М.: Наука, 1980. С. 162—207.
- Криштофович Л.В. Сопоставление третичных

- отложений северной части Тихоокеанского кольца кайнозойской складчатости // Унифицированные стратиграфические схемы Северо-Востока СССР. М.: Гостоптехиздат. 1961. С. 83—90.
- Криштофович Л.В.* Моллюски третичных отложений Сахалина. Л.: Недра, 1964. (Тр. ВНИГРИ; Вып. 232). 343 с.
- Криштофович Л.В.* Стратиграфия и фауна тигильской толщи западного побережья Камчатки. Л.: Гостоптехиздат, 1977. (Тр. ВНИГРИ. Н.С. Вып. 23). 51 с.
- Лаухин С.А., Жарикова Л.П., Фрадкина А.Ф., Гриненко О.В.* Климатический оптимум миоцена Северо-Востока Азии // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1984. N 8. С. 28—35.
- Леонов Г.П.* Основы стратиграфии. Т.1. М.: Изд-во МГУ, 1973. 530 с.
- Лисицын А.П.* Лавинная седиментация // Лавинная седиментация в океане. Ростов н/Д. Изд-во Рост. ун-та, 1982. С. 3—58.
- Маеринский Р.С., Коблов Э.Г., Сольников Б.А.* и др. Ареал кайнозойского прогибания в северной части Охотского моря // Тихий океан, геофизика, геохимия, минеральные ресурсы: Тез. докл. Владивосток, Комиссия по проблемам океана ДВНЦ АН СССР, 1983 С. 107—108.
- Мак Кой С.* Биостратиграфия моллюсков формаций Пуул-Крик и Якатага района Якатага, Аляска // Неоген Тихоокеанской области. М.: Наука, 1982. С. 30—35.
- Международный стратиграфический справочник. М.: Мир, 1978. 226 с.
- Мейен С.В.* Экосистемы и принцип взаимозаменяемости признаков // Экосистемы в стратиграфии. Владивосток. Биолого-почвенный ин-т ДВНЦ АН СССР, 1980. С. 16—21.
- Меннер В.В.* Биостратиграфические основы сопоставления морских, лагунных и континентальных свит. М.: Наука, 1962. (Тр. ГИН; Вып. 65). 375 с.
- Меннер В.В.* Зоны в практике стратиграфических исследований // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1980. N 3. С. 5—17.
- Меннер В.В., Гладенков Ю.Б.* К корреляции неогена северо-запада Тихоокеанского кольца // Неоген Тихоокеанской области. М.: Наука, 1982. С. 6—12.
- Меннер В.В., Гладенков Ю.Б.* К детализации стратиграфических шкал // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1986. N 11. С. 5—18.
- Мишаков Г.С.* О скорости накопления осадков в Северо-Сахалинском седиментационном бассейне // Новые данные по нефтегазовой геологии Сахалина. Владивосток, Географ. общество ДВНЦ АН СССР, 1981. С. 16—21.
- Моисеева А.И., Шешукова-Порецкая В.С., Болдырева В.П.* Неогеновые комплексы диатомовых водорослей Махаровского опорного разреза Сахалина и их биостратиграфическое значение // Неоген Тихоокеанской области. М.: Наука, 1982. С. 66—74.
- Монин А.С., Шитиков Ю.А.* История климата. Л.: Гидрометеиздат, 1979. 407 с.
- Навретдинова Т.Л.* Комплексы диатомовой флоры из палеогеновых, неогеновых и плейстоценовых отложений Северо-Востока СССР // Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР. Магадан, Северо-вост. геол. упр., 1982. Вып. 26. С. 55—61.
- Найдин Д.П.* Некоторые вопросы литостратиграфии мезозоя и кайнозоя континентов и океанов // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1983. Т. 58, вып. 6. С. 92—104.
- Орешкина Т.В.* Комплексы диатомей морских неогеновых отложений о. Карагинского (Восточная Камчатка) и их стратиграфическое значение // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1980. Т. 11. С. 57—66.
- Орешкина Т.В.* Диатомовые комплексы и стратиграфия верхнего кайнозоя Прикамчатского района Тихого океана. // Там же. 1985. N 5. С. 60—73.
- Орешкина Т.В., Витухин Д.И.* Стратиграфия верхнекайнозойских отложений Северного Сахалина по диатомеям и радиоляриям // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1987. N 62, вып. 3. С. 96—99.
- Орешкина Т.В., Радионова Э.П.* Корреляция зональных диатомовых шкал миоцена экваториально-тропических и умеренных широт Тихого океана // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1987. N 2. С. 59—72.
- Практическая стратиграфия. Л.: Недра, 1984. 320 с.
- Ратновский И.И.* Цикличность в образовании палеогеновых и неогеновых отложений Сахалина и ее значение для корреляции разрезов различных районов острова // Геология и нефтегазовость Сахалина. Л.: Недра, 1963. С. 181—191. (Тр. ВНИИГРИ; Вып. 224).
- Ратновский И.И., Гладенков Ю.Б.* О соподчинении региональных стратиграфических подразделений кайнозоя Дальнего Востока // Кайнозой Дальнего Востока СССР. Л.: Недра, 1981. С. 4—21. (Тр. ВНИГРИ).
- Рейнуотер Е.Х'* Нефть и газ в дельтовых отложениях. // Дельты — модели для изучения. М.: Недра, 1979. С. 8—17.
- Ремизовский В.И.* Палеомагнетизм и стратиграфия неогеновых отложений Южного Сахалина: Автореф. дис.... канд. геол.-минерал. наук. Владивосток, 1982. 26 с.
- Решения Межведомственного совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем для Сахалина, Камчатки, Курильских и Командорских островов. М.: Гостоптехиздат, 1963. 50 с.
- Родольфо К.С.* Дельта Иравади: третичная обстановка и современное осадконакопление // Дельты — модели для изучения. М.: Недра, 1979. С. 202—223.
- Рунева Н.П.* Радиолярии миоценовых отложений Тихоокеанского подвижного пояса // Ископаемые и современные радиолярии. М.: Наука, 1979. С. 56—64.
- Рунева Н.П.* Радиолярии из опорных разрезов кайнозоя Южного Сахалина и Западной Камчатки // Систематика, эволюция и стра-

- тиграфическое значение радиолярий. М.: Наука, 1981. С. 91—94.
- Серова М.Я. Стратиграфия и фораминиферы неогена Камчатки. М.: Наука, 1978. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 323). 172 с.
- Синельникова В.Н., Друщизн Ю.Г. Биостратиграфия кавранских и энметекских отложений Западной Камчатки (миоцен-плиоцен) // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1971. N 5. С. 17—28.
- Синельникова В.Н., Скиба Л.А., Фатянова Л.И. и др. Ранний плиоцен Западной Камчатки (Энемтенская свита). М.: Наука, 1979. 238 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 333).
- Синельникова В.Н., Фатянова Л.И., Челебаева А.И. и др. Mio-плиоцен Западной Камчатки (эрмановская свита и палеонтологическое обоснование ее возраста). М.: Наука, 1976. 280 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 294).
- Синицин В.М. Введение в палеоклиматологию. Л.: Недра, 1967. 230 с.
- Скарлато О.А. Двустворчатые моллюски умеренных широт западной части Тихого океана. Л.: Наука, 1981. 479 с.
- Соколов Б.С. Экостратиграфия и экологические системы геологического прошлого // Экостратиграфия и экологические системы геологического прошлого. Л.: Наука, 1980. С. 4—11 (Тр. ВПО).
- Сорокин В.С. Этапы развития северо-запада Русской платформы во франском веке. Рига.: Зинатне, 1978. 282 с.
- Устинов Н.В., Бочарникова А.И., Матвеев В.В. Геологическое строение и перспективы нефтегазоносности юго-западной части Хатырского (Олукско-Пекульнейского) прогиба, Корякское нагорье // Геологическое строение и перспективы нефтегазоносности восточной части Советской Арктики. Л.: НИИГА, 1973. С. 72—84.
- Фрадкина А.Ф. Палинофлоры неогена Северо-Востока Азии. М.: Наука, 1983. 224 с. (Тр. Ин-та геологии и геофизики; Вып. 523).
- Харахинов В.В., Ковальчук В.С. Тектоника экваториальных районов Сахалинского нефтегазоносной области // Тихий океан, геология, геоморфология, магматизм: Тез. докл. Владивосток, Комиссия по проблеме Мирового океана ДВНЦ АН СССР, 1983, С. 53—54.
- Харахинов В.В., Маеринский Ю.С., Терещенков А.А., Батошина Б.А. Тектонические условия нефтегазоносности осадочных бассейнов Охотоморского региона // Там же. С. 93—94.
- Хэллем Э. Интерпретация фауны и стратиграфическая последовательность. М.: Мир, 1983. 326 с.
- Челебаева А.И. Вопросы стратиграфии континентального кайнозоя Камчатки. Л.: Наука, 1971. 157 с.
- Шанцер Е.В., Краснов И.И., Никуфорова К.В. Стратиграфическая классификация, терминология и принципы построения общей стратиграфической шкалы применительно к четвертичной (антропогенной) системе: Проект. М.: Наука, 1973. 35 с.
- Шешукова-Порецкая В.С. Неогеновые морские диатомовые водоросли Сахалина и Камчатки. Л.: Изд-во ЛГУ, 1967. 432 с.
- Яблоков Д.В. Фенетика. М.: Наука, 1980. 133 с.
- Addicott W.O. Latitudinal gradients in Tertiary molluscan faunas of the Pacific Coast // Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol. 1970. Vol. 8. P. 287—312.
- Addicott W.O. Provincial middle and late Tertiary molluscan stages, Temblor Range, California // Symp. on Miocene Biostratigr. California. Soc. Econ. Paleontol. Mineral., Pacif. Sect. Bakersfield (Cal.), 1972. P. 1—26.
- Addicott W.O. Neogene molluscan stages of Oregon and Washington // Soc. Econ. Paleontol., Mineral., Pacif. Sect., Neogene Symp. San Francisco (Cal.). 1976. P. 95—115.
- Addicott W.O. Neogene chronostratigraphy of nearzone marine basins of the eastern north Pacific // 1 Cong. Pac. Neog. Strat. (Tokyo, 1976), Japan, 1977. P. 151—176.
- Addicott W.O. Brief history of Cenozoic marine biostratigraphy of the Pacific Northwest // Geol. Soc. Amer. Pap. 1981. P. 3—15.
- Adegoke O.S. Stratigraphy and paleontology of the marine Neogene formations of the Coalinga region, California // Cal. Univ. Publ. Geol. Sci. 1969. Vol. 80. P. 1—241.
- Akamatsu M., Suzuki S., Kagawa Y., Nakata M. A new occurrence of *Patinopecten takahashii* from the Pliocene deposits in "green tuff regions" Sont West Hokkaido, Japan // Annu. Rep. Hokkaido Mus. Natur. Hist. 1979. P. 1—7.
- Akiba F. Lower Miocene diatom flora from the Boso Peninsula, Japan, and the resting spore formation of an extinct diatom, *Kisseleviella carina* Sheshukova-Poretzkaya // Bull. Techn. Lab. JAPEX. 1980. Vol. 23, N 2. P. 81—94.
- Akiba F., Yanagisawa Y., Ishii T. Neogene diatom biostratigraphy of the Matsushima area and its environs, Miyagi Prefecture, Northeast Japan // Bull. Geol. Surv. Jap. 1982. Vol. 33. P. 215—239.
- Allison R.S. Late Oligocene through Pleistocene molluscan faunas in the Gulf of Alaska region // Veliger. 1978. Vol. 21. P. 171—188.
- Allison R.C., Marincovich L.J. Aslatic Molluscs in Late Paleogene and Neogene Strata of the Western Gulf of Alaska: Prosp. for Circ. North Pacific Correlations — XIV Pacific Sci. Congr. Sect. B. 3. Khabarovsk, Pac. Sci. Assoc. 1979. 15 p.
- Amano K. Miocene molluscan fossils from the Yudoro Formation in the east of Rumoi, Hokkaido // Professor S. Kanno: Memorial volume. Tsucuba Univ., 1980. P. 99—120.
- Armentrout J.M. Molluscan biostratigraphy of the Lincoln Creek Formation, southwest Washington // Paleogene Symp. and Selected Techn. Pap. Amer. Assoc. petrol. Geol. Soc. Econ. Paleontol. Mineral.; Soc. Econ. Geol., Pacific Sect. Annu. Meet., Long Beach California, 1975. P. 14—28.
- Armentrout J.M., Echols R.J. Biostratigraphic-chronostratigraphic scale of the northeastern Pacific Neogene // Proc. 114 IGCP Intern. Workshop on

- Pacific Neogene Biostrat. Osaka, 1981. P. 7—21.
- Armentrout J., Echols R., Nash K.* Late Miocene climatic cycles of the Yakataga Formation, Robinson Mountains, Gulf of Alaska area // Correlation of Tropical through High Latitude Marine Neogene Deposits of the Pacific Basin. Stanford, 1978. Vol. 14. P. 3—4
- Asano K.* Some Paleogene smaller Foraminifera from Japan // Sci. Rept. Tohoku Univ. Ser. 2. 1958. Vol. 29. P. 43—75.
- Asano K.* Faunal change of planktonic foraminifera through the Neogene of Japan // Koninkl. Nederl. Acad. Ser. B. 1962. Wetensch. Vol. 65, N 1. P. 1—16.
- Asano K., Hatai K.* Micro- and macropaleontological tertiary correlations within the Japanese Islands and with planktonic foraminiferal sequences of foreign countries // Symp. 25, II Pacific Sci. Congr., 1966. Tokyo, 1967. P. 77—87.
- Asano K., Takayanagi Y.* Stratigraphic significance of the planktonic Foraminifera from Japan // Sci. Rept. Tohoku Univ. Ser. 2. Geol. 1965. Vol. 37, N 1. P. 1—14.
- Baldauf N., Barron J.* Diatom biostratigraphy and paleoecology of the type section of the Luisian stage, central California // Micropaleontology. 1982. Vol. 28, N 1. P. 59—84.
- Bandy O.L.* The Plio-Pleistocene boundary, Europe and California, and paleomagnetic scale // Докл. Междунар. colloквиума по пробл. "Граница между неогеном и четвертичной системой". N 1. М.: ГИН АН СССР, 1972. P. 17.
- Bandy O.L., Butler E.A., Wright R.C.* Alaskan upper Miocene glacial deposits and the Turborotaria pachyderma plane // Science. 1969. Vol. 166. P. 607—609.
- Barron J.* Marine diatom biostratigraphy of the Upper Miocene-Lower Pliocene strata of southern California // J. Paleontol. 1975. Vol. 49, N 4. P. 619—632.
- Barron J.* Marine diatom and silicoflagellate Biostratigraphy of the type Delmontian stage and type Bolivina obliqua zone, California // J. Res. US Geol. Surv. 1976a. Vol. 4, N 3. P. 339—351.
- Barron J.* Revises Miocene and Pleistocene diatom biostratigraphy of upper Newport Bay, Newport Beach, California // Mar. Micropaleontol. 1976b. Vol. 1. P. 27—63.
- Barron J.* Biostratigraphic summary of the Japan Trench Transect, Legs 56 and 57, Deep Sea Drilling Project // Init. Rep. DSDP. 1980a. Vol. 57. P. 505—519.
- Barron J.* Lower Miocene to Quaternary diatom biostratigraphy of Leg 57, off Northeastern Japan, Deep Sea Drilling project // Ibid. 1980b. P. 641—685.
- Barron J.* Marine diatom biostratigraphy of the Montesano Formation near Aberdeen, Washington // Geol. Soc. Amer. Spec. Pap. 1981. N 184. P. 113—126.
- Barron J., Keller G.* Widespread Miocene deep-sea hiatuses: Coincidence with periods of global cooling // Geol. 1982. N 10. P. 577—581.
- Barron D., Keller G., Dunn D.* A multiple microfossil biostratigraphy for the Miocene // Geol. Soc. Amer. Mem. 1985. Vol. 8. P. 37—51.
- Barron J., Poore R., Wolfart R.* Biostratigraphic summary Deep Sea Drilling Project Leg 63 // Init. Rep. DSDP. 1981. Vol. 63. P. 927—941.
- Blou W.* Late Middle Eocene to Recent planktonic foraminiferal biostratigraphy // Proc. First Intern. Conf. on Planktonic Microfossils, Geneva, 1967. Leiden, 1969. Vol. 1. P. 199—421.
- Bolli H.M.* Planktonic Foraminifera from the Oligocene-Miocene Cipero and Lengua formations of Trinidad // Bull. US Nat. Mus. 1957. Vol. 215. P. 97—123.
- Bolli H.M.* Planktonic foraminifera as index fossils in Trinidad. West Indies and their value for worldwide stratigraphic correlation // Eclog. geol. helv. 1959. Vol. 52, N 2. P. 257—277.
- Buchardt B.* Oxygen isotope paleotemperatures from the Tertiary period in the North Sea area // Nature. 1978. N 275. P. 121—123.
- Burckle L.* Late Cenozoic planktonic diatom zones from the eastern equatorial Pacific // Beih. "Noda Hedwegia". 1972. H. 39. S. 217—246.
- Burckle L., Todd A.* Correlation of late Neogene sections on the Noto and Oda peninsula Japan // Progress in micropaleontology / Ed. Y. Takayanagi, T. Saito. N.Y. Columb. Univ. 1976. P. 20—26.
- Burckle L., Opdayke N.* Late Neogene diatom correlations in the circum-Pacific // 1 Congr. Pacific Neogen Strat. Tokyo, 1976. Japan, 1977. P. 255—284.
- Burckle L.* Early miocene to Pliocene diatom levels for the Equatorial Pacific // Geol. Soc. Indones. Spec. publ. 1978. Vol. 114. P. 25—44.
- Bukry D., Foster J.* Silicoflagellate and diatom stratigraphy, Leg 16, Deep Sea Drilling project // Init. Rep. DSDP. Wash. 1973. Vol. 16. P. 815—871.
- Chinzei K.* Younger tertiary geology of the Ma-bechi River Valley, Northeast Honshu, Japan // J. Fac. Sci. Univ. Tokyo Sec. 2. 1966. Vol. 16, pt 1. P. 161—208.
- Chinzei K.* Neogene molluscan fauna in the Japanese Islands: an ecologic and zoogeographic synthesis // Veliges. 1978. Vol. 21, N 2. P. 155—170.
- Crouch J.K., Bukry D.* Comparison of Miocene provincial foraminiferal stages to coccolith zones in the California Continental Borderland // Geology. 1979. Vol. 7. P. 211—215.
- Denton G.H., Armstrong R.L.* Miocene-Pliocene glaciations in Southern Alaska // Amer. J. Sci. 1969. Vol. 3. P. 267.
- Durham J.W.* Megafaunal zones of the Oligocene of northwestern Washington // Univ. Cal. Publ. Dept. Geol. Sci. Bull. 1944. Vol. 27, N 5. P. 101—102.
- Durham J.W.* Cenozoic marine climates of the Pacific coast // Bull. Geol. Soc. Amer. 1950. Vol. 61, N 11. P. 3—4.

- Durham J., Mac Neil F. Cenozoic migrations of marine invertebrates through the Bering Strait region // The Bering Land Bridge. Stanford Univ. 1967. P. 326—349.
- Foreman H. Radiolaria from the North Pacific, Deep Sea Drilling project, Leg 32 // Init. Rep. DSDP. 1975. Vol. 32. P. 579—676.
- Fujioka N., Saga H. Geological consideration on the petroleum exploration in the Tenpoku area, Hokkaido, Japan // J. Jap. Assoc. Petrol. Technol. 1980. Vol. 45, N 4. P. 183—192.
- Fundamental data on Japanese Neogene bio- and chronostratigraphy / Ed. R. Tsuchi. Tokyo: Shizuoka Univ., 1979. 156 p.
- Fundamental data on Japanese Neogene bio- and chronostratigraphy / Ed. R. Tsuchi. Tokyo: Shizuoka Univ., 1981a. 126 p.
- Geology and Mineral resources of Japan / Ed. K. Tanaka, T. Nozawa. 3 rd. ed. Tokyo: Geol. Surv. Japan, 1977. 430 p.
- Guidebook for excursion I. Intern. Congress on Pacific Neogen Stratigraphy / Ed. T. Takayasu, Y. Matoba. Tokyo, 1976. P. 78.
- Guidebook for excursion I. Oga peninsula / Ed. T. Takayasu, Y. Matoba. ICPNS, Tokyo. 1 Congr. Pacif. Neog. Strat. 1976. P. 1—76.
- Hanna G. The Monterey Shale of California at its type locality with summary of its fauna and flora // Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull. 1928. Vol. 12, N 10. P. 969—983.
- Hanzawa S., Hatai K., Iwai J., Kitamura N., Shibata T. The geology of Sendai and its environs // Sci. Rept. Tohoku Univ. Ser. 2. 1953. Vol. 25. P. 1—50.
- Hasegawa S. Foraminifera of the Himi Group, Hoxuriku Province, Central Japan // Ibid. 1979. Vol. 49, N 2. P. 1—163.
- Hatai K. Notes on the marine Neogene deposits of Northeastern Japan // Bull. Geol. Soc. China. 1937. Vol. 17, N 2. P. 261—267.
- Hatai K. Japanese Miocene Reconsidered // Sci. Rept. Tohoku Univ. Ser. 2. 1960. Spec. Vob. N 4. P. 127—153.
- Hayasaka G., Uozumi S. Molluscan fauna of the so-called "Momijiyama transitional formation" // J. Fac. Sci. Hokkaido Univ. Ser. 4. 1954. Vol. 8, N 4. P. 391—406.
- Hays J.M. Stratigraphy and evolutionary trends of radiolaria in North Pacific deep-sea sediments // Geol. Soc. Amer. Bull. 1970. N 126. P. 185—218.
- Hopkins D. The paleogeography and climatic history of Beringia during Late Cenozoic Time // Inter-Nord. 1972. Vol. 12. P. 121—150.
- Hopkins D., Poland R., Echols E., Valentine P. An Anvilian (early Pleistocene) marine fauna from western Seward Peninsula, Alaska // Quat. Res. 1974. Vol. 4. P. 441—470.
- Ikebe N. Cenozoic biochronology of Japan // J. Inst. Polytechn. Osana City Univ. Ser. G. 1954. Vol. 1. P. 73—86.
- Ikebe N. Neogene biostratigraphy and radiometric time-scale // J. Geosci. Osaka City Univ. 1973. Vol. 16, art. 4. P. 51—67.
- Ikebe N., Chiji M. Neogene biostratigraphy and geochronology in Japan shizeshi-Kennyu // Occas. Pap. Osaka Mus. Natur. Hist. 1969. Vol. 1, N 4. P. 25—34.
- Ikebe N., Chiji M. Problem of the interregional correlation of the Japanese Neogene with remarks on the disuse of "the Letter Nomination" Osaka City Univ. Geosci. Journ. N 12. 1971. P. 443—452.
- Ikebe N., Kanehara K., Fujiwara K. Correlation the Cenozoic Formations in Japan using the "Letter Classification" (in Jap.) // J. Geol. Soc. Jap. Abstr. 1947. Vol. 53, N 4. P. 622—627.
- Ikebe N., Takajanagi Y., Chiji M., Chinzei K. Neogene biostratigraphy and radiometric time Scale of Japan — an attempt at Intercontinental Correlation // Pacif. Geol. 1972. Vol. 4. P. 38—39.
- Ikebe N. and Working Group. Summary of bio- and chronostratigraphy of the Japanese Neogene. 1 Congr. Pacific Neogen Strat. Tokyo, 1976, 1977. P. 93—114.
- Ikebe N., Tsuchi R. Synopsis of Japanese Neogene stages // Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol. 1984b. Vol. 46. P. 1—10.
- Ingle J.C.(Jr.). Foraminiferal biofacies variation and the Miocene-Pliocene boundary in southern California // Amer. Paleontol. Bull. 1967. Vol. 52, N 236. P. 217—394.
- Ingle J.C.(Jr.). Neogene foraminifera from the northeastern Pacific Ocean, Leg 18, Deep Sea Drilling project // Init. Rep. DSDP. 1973. Vol. 18. P. 517—567.
- Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project: National science foundation. Wash. (D.C.): Univ. Cal. press, 1972. P. 231—270.
- Itoigawa I., Shibata H. Paleoenvironmental change and correlation based on molluscan assemblages // Bull. Geol. Soc. Jap. 1973. N 8. P. 125—135.
- Iwasaki I. The Shiobara-type molluscan fauna, an ecological analysis of Fossil Molluscs // J. Fac. Sci. Univ. Tokyo. Sec. 2. 1970. Vol. 17, pt. 3. P. 351—444.
- Kaiho K. Paleogene Foraminifera from Hokkaido, Japan // Sci. Rept. Tohoku Univ. Ser. 2. 1984. Vol. 54, N 2. P. 1—139.
- Kamada Y. Tertiary marine mollusca from the Joban Coal Field, Japan // Paleontol. Soc. Jap. Spec. Pap. 1962. N 8. P. 187.
- Kanaya T. Miocene diatom assemblages from the Onnagawa formation and their distribution in the correlative formations in northeast Japan // Sci. Rept. Tohoku Univ. 1959. 2 Ser. N 2. Vol. 30. P. 1—130.
- Kanno S. Tertiary molluscan fauna from the Yakataga District and adjacent areas of Southern Alaska // Paleontol. Soc. Jap. Spec. Pap. 1971. N 16. P. 154.
- Kanno S., Matsuno K. Molluscan fauna from "Chikubetsu Formation", Hokkaido, Japan // J. Geol. Soc. Jap. 1960. Vol. 66, N 772. P. 35—45.
- Kanno S., Noda H., Amano K., Majima R. Preliminary report of the geology and paleontology of the environs of Teshio, Hokkaido, Pt 1 // Sci Rept Tsucuba Univ. 1980. Vol. 1. P. 5—21.

- Kanno S., Ogawa H. Geology of the tertiary system in the Momijama-Takinoue District, Yubari City, Hokkaido // J. Geol. Soc. Jap. 1963. Vol. 69, N 813. P. 262—278.
- Kanno S., Ogawa H. Molluscan fauna from the Momijama and Takinoue District Hokkaido, Japan // Sci. Rept. Tokyo Kyoiku Daigaku, Sec. C. 1964. Vol. 81. P. 1964.
- Kanno S., Ohara S., Kaiteya H. The "Asahi Fauna" from the Miocene formation developed near the Asahi Coal-mine, Iwamizawa City, Hokkaido // Sci. Rept. Tokyo Univ. 1968. Vol. 10, N 94. P. 1—14.
- Kato M. Planctonic foraminiferal biostratigraphy of the Takaku and Taga Groups in the Joban Coal Field, Northeast Honshu, Japan // Sci. Rept. Tohoku Univ. Ser. 2. 1980. Vol. 50, N 1/2. P. 35—95.
- Katto J., Masuda K. Tertiary mollusca from the southern part of Kii Peninsula, Wakayama Prefecture, Southwest Japan // Res. Rep. Natur. Sci. Kochi Univ. 1978. Vol. 2. P. 97—111.
- Kaufman E.G. Population, systematics, radiometrics and zonation a new biostratigraphy // Proc. N. Amer. Paleontol. Conv. 1969. P. 612—666.
- Keller G., Barron J. Integrated planctonic foraminiferal and diatom biostratigraphy for the Northeast Pacific and the Monterey Formation // The monterey formation and related siliceous rocks of California / Ed. R. Garrison et al. Los Angeles (Cal.): Pacif. Soc. Econ. Paleontol. and Mineral., 1981. P. 43—54.
- Keller G., Barron J. Paleocceanographic implications of Miocene deep-sea hiatus // Geol. Soc. Amer. Bull. 1983. Vol. 94. P. 590—613.
- Klempell R.M. Miocene stratigraphy of California: Tulsa Oklahoma // Amer. Assoc. Petrol. Geol. 1938. 450 p.
- Koizumi I. Tertiary diatom flora of Oga peninsula, Akita Pref., Northeast Japan // Sci. Rep. Tohoku Univ. 1968. Ser. 2. Vol. 40. P. 171—240.
- Koizumi I. The stratigraphic ranges of marine planctonic diatoms and biostratigraphy in Japan // Mem. Geol. Soc. Jap. 1973. Vol. 8. P. 35—44.
- Koizumi I. Diatom events in late Cenozoic deep-sea sequences in the North Pacific // J. Geol. Soc. Jap. 1975a. Vol. 81, N 9. P. 567—578.
- Koizumi I. Late Cenozoic diatom biostratigraphy in the circum-North Pacific region // Ibid. 1975b. Vol. 81, N 10. P. 611—627.
- Koizumi I. Diatom biostratigraphy in the North Pacific Region // I-P CPNS / Ed. T. Saito, H. Ujije. Tokyo, 1976. Proc. P. 235—254.
- Koizumi I. Kadonosawa-Sannohe Area // Fundamental data on Japanese Neogene bio- and chronostratigraphy / Ed. R. Tsuchi. Shizuoka, 1979. P. 53—55.
- Koizumi I., Barron J., Harper H. Diatom correlation of Legs 56 and 57 with onshore sequences in Japan // Init. Rep. DSDP. 1980. Vol. 56/57. P. 687—693.
- Koizumi I., Kanaya T. Late Cenozoic marine diatom sequence from the Choshi district, Pacific coast, central Japan // Progress in micropaleontology / Ed. Y. Takayanagi, T. Saito N.Y.: Micropaleontol. press. Amer. Mus. Natur. Hist., 1976. N 4. P. 144—159.
- Koshimizu S., Yamazaki J., Kato M. Fission-track dating of the Cainozoic formation in the Oshima Peninsula, southwestern Hokkaido, Japan // J. Geol. Soc. Jap. 1986. Vol. 92, N 11. P. 771—780.
- Kotaka T. The Cenozoic Turritellidae of Japan // Sci. Rept. Tohoku. Univ. Ser. 2. Vol. 31, N 2. 1959. 135 P.
- Kotaka T. Possibility of interregional correlation based on the Turritellid evolution // Geol. Soc. Jap. Men. 1973. N 8. P. 121—124.
- Kotaka T. World-wide correlation based on turritellid phylogeny // Proc. 1 congr. Pacific Neog. Strat. / Ed. T. Saito, H. Ujije. Tokyo, 1976. P. 360—363.
- Kotaka T. World-Wide biostratigraphic correlation based on turritellid phylogeny // Veliger. 1978. Vol. 21, N 2. P. 189—196.
- Kotaka T., Ogasawara H. Origin and Migration Japanese Cenozoic Molluscs. 1983. 125 p.
- Kurihara T. Correlation of Neogene formations between the Japan Sea and the Pacific coast regions of Japan, by benthonic foraminifera // Rev. esp. micropaleontol. 1977. Vol. 9, N 3. P. 307—315.
- Kuroda T. Molluscan Fossils Shinano Chubu Chishitsu-shi (Geology of Central Shinano) // Nagano Pref. / Ed. F. Homma. Tokyo Univ., 1931. P. 1—90.
- Ling H. Silicoflagellates and ebridians from Leg 19 // Init. Rep. DSDP. 1973. Vol. 19. P. 751—775.
- Lipps H. Planctonic foraminifera intercontinental correlation and age of California mid-Cenozoic microfossil stages // J. Paleontol. 1967. Vol. 41, N 4. P. 994—999.
- MacNeil F.S., Wolfe J.A., Miller D.J., Hopkins D.M. Correlation of Tertiary formations of Alaska // Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol. 1961. Vol. 45, N 11. P. 1801—1809.
- Maiya S. Late Cenozoic planctonic foraminiferal biostratigraphy of Northwest Pacific sedimentary sequences // Progress in micropaleontology / Ed. Y. Takayanagi, T. Saito. N.Y.: Micropaleontol. press Amer. Mus. Natur. Hist., 1976. P. 395—422.
- Maiya S. Foraminiferal stratigraphy of Hokkaido Neogene // Res. Group. Neog. Correl. Newslett. 1977. N 3. P. 24—26.
- Maiya S. Late Cenozoic planctonic foraminiferal biostratigraphy of the oil-field region of Northeast Japan // Cenozoic geology of Japan: Prof. N. Ikebe Mem. Vol. / Ed. K. Huzita et al. Osaka, 1978. P. 35—60.
- Maiya S., Murata Y. Stratigraphical occurrence of Spirosgmoilinella compressa Matsunaga in Northeast Japan and its paleontological meanings // Memor. Vol. Prof. Huzioka, Akita, Univ. Vol. 1. 1977. P. 425—440.
- Maiya S., Furutado T., Ikuji Y., Shimazaki T. On some problem on microfossil biostratigraphy of Tempoku-Chikubetsu-Haboro district-

- special reference on geological age of Sankebetsu Magaribuchi // Recent progress of Neogene biostratigraphy of Hokkaido / Ed. T. Tanai. Sapporo, 1982. P. 23—32.
- Makiyama J.* Molluscan fauna of the lower part of the Kakegawa series in the province of Fotomi, Japan // *Mem. Coll. Sci. Kyoto Imp. Univ. Ser. B.* 1927. Vol. 3, N 1, art. 1. P. 3—147.
- Makiyama J.* Stratigraphy of the Kakegawa Pliocene in Totomi // *Coll. Sci. Kyoto Univ. Ser. B.* 1931. Vol. 7, N 1. P. 1—53.
- Makiyama J.* The Asagaian molluscan of Yotukura and Matchgar // *Mem. Coll. Sci. Kyoto Imp. Univ. Ser. B.* 1934. Vol. 10, N 2, art. 6. P. 121—167.
- Makiyama J.* The Neogene stratigraphy of the Japan Island // *Proc. VI Pacific Sci. Congr. Proc. Vol. 2.* 1939. Tokyo, Japan. P. 641—649.
- Mallory V.S.* Lower Tertiary biostratigraphy of the California coast ranges. Tulsa (Okla). 1959. 416 p.
- Marincovich L.* Molluscan paleontology, paleoecology and North Pacific correlation of the Miocene Tachilni formation, Alaska Peninsula, Alaska // *Bull. Paleontol.* 1983. Vol. 84, N. 317. P. 59—155.
- Marincovitch L.* Eastern Pacific Molluscan bio-events and their relation to Neogene planctonic datum planes // *Pacific Neogene datum planes* / Ed. N. Ikebe, R. Tsuchi. Tokyo: Univ. press, 1984. P. 69—74.
- Mariyama T.* Miocene diatom biostratigraphy of Onshore sequences on the Pacific side of Northeast Japan, with reference to DSDP hole 438 A. Pt 2 // *Sci. Rep. Tohoku Univ. Ser. 2.* 1984. Vol. 55, N 1, P. 77—140.
- Masuda K.* Tertiary Pectinidae of Japan // *Tohoku Univ., Sci. Rep., 2nd Ser. (Geol.), V.* 33, N 2, 1962. P. 177—238.
- Masuda K.* Biostratigraphy of the Japanese Neogene based upon the Neogene molluscan fauna with special reference to the Pectinidae and Turritellidae // *Fossils (Kaseki).* 1963. N 5. P. 27—28.
- Masuda K.* Molluscan biostratigraphy of the Japanese Neogene // *Mem. Geol. Soc. Jap.* 1973. N 8. P. 107—120.
- Masuda K.* Miocene molluscs from the Shimokurosawa formation Ichinoseki City. Iwate Prefecture northeast Honshu, Japan // *Res. Bull. Saito Ho-on Kai Mus. Natur. Hist.* 1977. Vol. 45. P. 3—9.
- Masuda K.* Origin and migration of Japanese Cenozoic Pectinidae // *Origin and migration of Japanese Cenozoic molluscs* / Ed. T. Kotaka, K. Ogasawara, Univ. Sendai. 1983. P. 1—12.
- Matsumoto H.* Mammalian Horizontof the Japanese Tertiary revised stratigraphically and the interrelation of the Terrestrial and marine deposits // *Proc. Pan-Pacific Sci. Congr. Austral.* 1923. Vol. 1. P. 887.
- McCoy S., Arie C.* Molluscan biostratigraphy of the Poul Creek and Yakataga formations, Yakataga district, Alaska // *XIV Pacific Sci. Congr., Khabarovsk.* 1979. Sec. B—III. Moscow, 1979. P. 86—87.
- Miller D.J.* Late Cenozoic marine glacial sediments and marine terraces of Middleton Island, Alaska // *J. Geol.* 1953. Vol. 61. P. 17—40.
- Miller D.J.* Geology of the southeastern part of Robunson Mountain, Yakataga district, Alaska // *US Geol. Surv. Oil and Gas Invest. Map OM,* N 187. 1957. 201 p.
- Minato M., Corai M., Hunahashi M.* Geological development of Japanese Islands. Tokyo: Tsukiji Shokan Co, 1965. 237 p.
- Mizuno A.* Summary of the Paleogene molluscan faunas in Northern Japan // *Geol. Surv. Jap. Rep.* 1964. N 207. P. 1—28.
- Moore E.* Miocene marine molluscs from the Astoria formation in Oregon // *Geol. Surv. Profes. Pap.* 1963. Vol. 4, N 419. P. 1—109.
- Morita T.* The Oligocene-Early Miocene molluscs around Kitami-City, Eastern Hokkaido // *Origin and migration of Japanese Cenozoic molluscs* / Ed. T. Kotaka. Sendai, 1983. P. 1—2.
- Nakagawa H. et al.* Magnetostratigraphic correlation of Neogene and Pleistocene between the Japanese Islands, central Pacific and Mediterranean regions // *I Congr. Pacif. Neog. Strat.* Tokyo 1976. Tokyo, 1977. P. 285—310.
- Nakaseko K.* Miocene radiolarian fossil assemblage from the southern Toyama Prefecture in Japan // *Sci. Rept. Osaka Univ. South and North Coll.* 1955. N 4. P. 65—127.
- Nakaseko K., Iwamoto H., Takahashi K.* Radiolarian stratigraphy in the oil- and gas-bearing Tertiary and Upper. Cretaceous formations, Japan // *Gov. Jap. Econ. Commis. for Asia and the Far East III Petrol. Symp.* Tokyo, 1965. P. 202—203.
- Nakaseko K., Sugano K.* Neogene radiolarian in zonation in Japan // *Mem. Geol. Soc. Jap.* 1973. N 8. P. 23—33.
- Nasegawa S.* Foraminifera of the Himi Group. Hokuriku Province, Central Japan // *Sci. Rept. Tohoku Univ. Ser. 2.* 1979. Vol. 49, N 2. P. 1—163.
- Nelson C.* Neptunea (Gastropoda: Buccinacea) in the Neogene of the North Pacific and adjacent Bering Sea // *Veliger.* 1978. vol. 21, N 2. P. 203—215.
- Nemoto T., Sagawa A., Ueda Y.* Geologic maps of the coal fields of Japan: Explanatory text on the geology of the Tempoku coal field // *J. Geol. Surv. Jap.* 1979. N 2. P. 1—122.
- Nishi H.* Litho- and biostratigraphy of Oligocene-Miocene Nichinan group in the Miyozoki Prefecture, Kynshu // *Mem. Fac. Sci. Kynshu Univ. Ser. D.* 1985. Vol. 25, N 3. P. 289—317.
- Noda H.* The Cenozoic Arcidae of Japan // *Sci. Rept. Tohoku Univ. Ser. 2.* 1966. Vol. 38, N 1. P. 1—161.
- Noda H.* Preliminary notes on the origin of Neogene Anadara // *Origin and migration of Japanese Cenozoic Molluscs* / Ed. T. Kotaka, K. Ogasawara. Sendai, 1983. P. 13—18.

- Noda H., Amano K. Geological significance of *Anadara amacula elongata* from the Pliocene Kume Formation, Ibaraki Prefecture, Japan // Annu. Rept. Univ. Tsukuda. Geosci. Inst. 1977. N. 3. P. 37—41.
- Nomura S. Fossil Mollusca from the Vicinity Ogino, Yama-gun, Hukusima ken // Res. Bull. Sendai. 1935. N 2. P. 101—129.
- Nomura S., Hatai K. A note on the zoological provinces in the Japanese Seas // Bull. Biogeogr. Soc. Jap. 1936. Vol. 6, N 21. P. 214.
- Oda M. Planktonic foraminiferal biostratigraphy of the Late Cenozoic sedimentary sequence central Honshu, Japan // Sci. Rept. Tohoku Univ. Ser. 2. 1977. Vol. 48, N 1. P. 1—76.
- Oda M., Sakai T. Microbiostratigraphy of the lower to middle part of the Hataate formation, Sendai Japan // Prof. K. Huzioka Memor. vol. Tohoku Univ. 1977. P. 441—466.
- Oda M., Hasegawa S., Honda N. Integrated biostratigraphy of planktonic foraminifera, Calcareous nannofossils, radiolarians and diatoms of Middle and Upper Miocene Sequences of Central and Northeast Honshu, Japan // Paleogeogr., Paleoclimatol., Paleoecol. 1984. Vol. 46. P. 53—69.
- Ogasawara K. Paleontological analysis of Omma fauna from Toyama-Ishikawa Area, Hozuriku Province, Japan // Sci. Rept. Tohoku Univ. Ser. 2. 1977. Vol. 47, N 2. P. 1—156.
- Ogasawara K., Kotaka T., Masuda K. The outline and problem of the Neogene Molluscan assemblage of Hokkaido // Recent progress of Neogene biostratigraphy of Hokkaido. Sapporo, 1982. P. 1—90.
- Ohara S., Kanno S. Mid-Tertiary marine molluscan faunas from the Uryu Coal-field on central Hokkaido, Japan // Sci. Rept. Tohoku Univ. Ser. 2. 1973. N 6. P. 125—135.
- Ohara S., Nemoto N. *Patinopecten pseudoyessoensis* Akiyama at Miyajima from the Taga group of the Joban coal-field // J. College Arstand Sci. Chiba Univ. D. 1975. Vol. 8. P. 131—161.
- Oka T., Akimatsu M. On the new occurrence of *Patinopecten* (*Fortipecten* *takahashii* Yokoyama) in the Tokachi province, Hokkaido // J. Geol. Soc. Jap. 1979. Vol. 85, N 11, P. 691—693.
- Origin and migration of the Japanese Cenozoic Mollusca / Ed. T. Kotaka. Sendai. 1984. 52 p.
- Otuka Y. Cycle of sedimentation in the Japanese Neogene // Geogr. Rev. 1932. Vol. 8, N 12. P. 905—932.
- Otuka Y. Tertiary structures of the North-Western End of the Kitakami Mountain, Iwate Prefecture, Japan // Bull. Earthquake Res. Inst. Tokyo Imp. Univ. 1934. Vol. 12, pt 3. P. 566—638.
- Otuka Y. Tertiary crustal deformations in Japan; with short rewarus on Tertiary paleogeography // Jublie Publ. Commem. Prof. H. Yabe in Birthday. Vol. 1. Tokyo Univ. 1939. P. 481—519.
- An outline of the geology of Japan // Geol. Surv. Jap. 1960. 32 p.
- Oyama K., Mizuno A., Sakamoto T. Illustrated handbook of Japanese paleogene molluscs // Geol. Surv. Jap. 1960. Tokyo. P. 244.
- Pacific Neogene Datum planes / Ed. N. Ikebe, R. Tsuchi. Tokyo: Univ. press, 1984a. 288 p.
- Plafker G. Geological map of Gulf of Alaska Tertiary Province // US Geol. Surv. Misc. Geol. Inform. 1967. Vol. 1. P. 3—21.
- Plafker G., Addicott W. Glaciomarine deposits of Miocene through Holocene age in the Yakataga formation along the Gulf of Alaska Margin, Alaska // Recent and ancient sedimentary environments in Alaska. US Geol. Surv. Menlo Park, 1974. P. 1—19.
- Plafker G., Addicott W. Glaciomarine deposits of Miocene through Holocene age in the Yakataga formation along the Gulf of Alaska margin, Alaska // Proc. Symp. Recent and Ancient Sedim. Environ. Alaska. Anchorage: Alaska Geol. Soc., 1976. P. 1—23.
- Poore R., Barron J., Addicott W. Biochronology of the northern Pacific Miocene // Pacific Neogene datum planes / Ed. N. Ikebe, R. Tsuchi. Tokyo: Univ. press, 1984. P. 165—170.
- Rau W. Stratigraphy and foraminiferal zonation in some of the Tertiary rocks of southwestern Washington US Geol. Surv., Oil and Gas Invest. Chart OC—57, 1958. P. 1—33.
- Rau W. A overview of state and federal studies in foraminiferal biostratigraphy of the Pacific Northwest Tertiary province // Geol. Soc. Amer. Spec. Pap. 1979. N 184. P. 409—427.
- Rau W., Plafker G., Winkler C. Preliminary foraminiferal biostratigraphic and correlation of selected stratigraphic sections and wells in the Gulf of Alaska Tertiary province. US Geol. Surv. Menlo Park (Cal.), 1977. 54 p.
- Recent progress of Neogene biostratigraphy of Hokkaido / Ed. T. Tanai. Sapporo, 1982. 90 p.
- Riedel W. Cenozoic Radiolaria from the Western tropical Pacific Leg 7 // Init. Rep. DSDP. 1971. Vol. 7. P. 1529—1671.
- Riedel W., Sanfilippo A. Radiolaria Leg 4. Deep Sea Drilling Project // Ibid. 1970. Vol. 6. P. 503—575.
- Saito R. Poronai group, the Paleogene formation of Hokkaido // Kumamoto J. Sci. Ser. B. Sect. 1. 1958. Vol. 3, N 1. P. 1—15.
- Saito T. Tertiary stratigraphy of the Kakegawa district, Central Japan and its planktonic foraminifera // Contrib. Inst. Geol. Paleontol. Tohoku Univ. 1960. N 51. P. 1—45.
- Saito T. Miocene planktonic foraminifera from Honshu, Japan // Sci. Rept. Tohoku Univ. Ser. 2. 1963. Vol. 35, N 2. P. 67—122.
- Saito T. Late Cenozoic Planktonic foraminiferal datum levels: the Present State of Knowledge toward accomplishing Pan-Pacific stratigraphic Correlation // Proc. I Intern. Congr. Pacific Neogene Stratigr. Tokyo, 1977. P. 61—80.
- Sakai T. Radiolarians from sites 434, 435 and 436, North West Pacific. Leg 56 // Init.

- Rept. DSDP. 1980. Vol. 56—57. P. 695—733.
- Sasajima S., Nishimura S., Ishida S.* Geomagnetic chronology and radiometric age and their relevance to some Neogene series in Japan // *Cenozoic Geol. Japan Prof. Ikebe Memor. vol.*, 1978. P. 135—154.
- Sato S.* Palynological consideration on Tertiary marine sediments of Hokkaido, compared with animal faunas // *J. Fac. Sci. Hokkaido Univ. Ser. 4*. 1972. Vol. 15, N 1/2. P. 217—271.
- Sato S.* Pollen flora in Neogene of Central Hokkaido // *Res. Group Neogen Correl. Newslett.* 1977. N 3. P. 15—23.
- Savin S., Douglas R., Stehli G.* Tertiary marine paleotemperatures // *Bull. Geol. Soc. Amer.* 86, 1975. P. 1499—1510.
- Sawada Y.* The geology and paleontology of the Setana and Kuromatsunai Areas in Southwest Hokkaido, Japan // *Mem. Muroran Inst. Technol.* 1962. Vol. 4, N 1. P. 110.
- Sawamura K.* Diatom analysis on the environment of Late Neogene along the Japan Sea Coast, Northeast Japan // *Bull. Geol. Surv. Jap.* 1973. Vol. 24, N 4. P. 37—57.
- Schenck H., Kleinpell R.* Refugian stage of Pacific coast Tertiary // *Amer. Assoc. Petrol. Geol. bull.* 1936. vol. 20. P. 215—225.
- Schrader H.* Cenozoic diatoms from the Northeast Pacific, Leg 18 // *Init. Rep. DSDP.* 1973. Vol. 18. P. 673—797.
- Shibata K.* K-Ar ages of Neogene volcanic rocks in Noto peninsula // *Rec. Progr. Neogene Bio- and Chronostratigr. Rep. Shiznoka Univ.* 1979. N 1. P. 11—12.
- Shibata K.* The paleogene isotopic ages of the Japanese Island. Biostratigraphy and international correlation of the paleogene system in Japan // *Fac. Sci. Yamagata Univ.* 1984. N 1. P. 133—137.
- Shibata K., Nishimura S., Chinzei K.* Radiometric dating related to Pacific Neogene Planctonic datum planes // *Pacific Neogene datum planes.* Tokyo: Univ. press, 1984. P. 85—92.
- Shikama T., Hasegawa Y., Otsuka H.* Geological range of mammals in the Japanese Neogene // *Mem. Geol. Soc. Jap.* 1973. N 8. P. 137—141.
- Shikama T., Kase T.* Molluscan Fauna of the Miocene Morozaki Group in the southern part of Chita Peninsula, aichi Prefecture Japan // *Sci. Rept Yokohama Nat. Univ. Fac. Educ.* Ser. 2. 1976. N 23. P. 1—25.
- Shimokawara T., Teshima J.* The stratigraphical position of the Momijiya formation, Hokkaido (Japan) // *J. Geol. Soc. Jap.* 1961. Vol. 67, N 786. P. 147—157.
- Shuto T.* Paleogene-Neogene boundary in southern Kyushu // *Fossils (Kaseki).* 1962. N 4. P. 11—16.
- Shuto T.* Preliminary correlation of the Neogene molluscan faunas in southeast Asia // *Ibid.* 1975. N 15. P. 289—301.
- Stanton R., Dodd J.* Paleoeccologic techniques—comparison of faunal and geochemical analyses of Pliocene paleoenvironments, Kettleman Hills, California // *J. Paleontol.* 1970. Vol. 44, N 6. P. 1092—1121.
- Suzuki T.* Fission track ages of the Tertiary volcanic rocks in the Oga peninsula, Northern Japan // *J. Geol. Soc. Jap.* 1980. Vol. 86, N 7. P. 441—453.
- Sweet W.* Graphic correlation of upper Middle and Upper Ordovician rocks, North American Mid-continent provinces, USA // *Paleontol. Contrib. Univ. Oslo.* 1984. N 295. P. 23—35.
- Taguchi K.* Volcano-stratigraphy and radiometric age of the lower part of the Neogene Tertiary in the Northeast Japan // *Mem. Geol. Soc. Jap.* 1973. N 8. P. 183—193.
- Takai F., Matsumoto T., Toriyama R.* Geology of Japan. Los Angeles: Berkley, 1963. 230 p.
- Takajyama T.* First report on nannoplankton of the upper Tertiary and Quaternary of the southern Kwanto region, Japan // *Geol. Bundesanst. Jb.* 1967. Vol. 110. P. 169—198.
- Takayanagi Y., Takayama T., Sakai T.* Microbiostratigraphy of some Middle Miocene sequences in northern Japan // *Progress in micropaleontology* / Ed. Y. Takayanagu, T. Saito. N.Y.: Micropaleontol. Press Amer. Mus. Natur. Hist. 1976. P. 356—381.
- Takayanagi Y., Hasegawa S., Oda M., Maruyama T.* Tertiary microfossils of Eastern Hokkaido // *Recent progress of Neogene biostratigraphy of Hokkaido.* Sapporo, 1982. P. 33—48.
- Takeda H.* The Poronai Formation (Oligocene Tertiary) of Hokkaido and South Sakhalin and its Fossil Fauna // *Geol. Sect. Hokkaido Assoc. Coal Mining Technol.* 1953. N 3. p. 103.
- Taliaferro N.L.* Geology of the Yakataga, Katalla and Nichawak districts Alaska // *Geol. Soc. Amer. Bull.* 1932. Vol. 43. P. 749—782.
- Tamanyu S.* Fission track dating of the Tertiary rock samples from Northeast Japan // *Bull. Soc. Jap.* 1978. Vol. 84, N 9. P. 489—503.
- Tanai T.* Neogene floral change in Japan // *Hokkaido Univ. Fac. Sci. J. Ser. 4.* 1961. Vol. 10. P. 119—398.
- Tanai T.* Tertiary floral changes of Japan // *Jubilee Publ. Commen. Prof. Sasa 60th Birthday.* Hokkaido Univ. 1967. P. 317—334.
- Tanai T.* Characteristics of the Neogene sedimentary basins in Hokkaido // *Res. Group Neogene Correl. Newslett.* 1977. N 3. P. 4—10.
- Teshima J.* The Poronai formation in the Middle part of the Yubari coal field — Subdivision of the Poronai; Formation based on a Quantitative Analysis of its Megafossil Fauna // *J. Geol. Soc. Jap.* 1955. Vol. N 713. P. 3—35.
- Tomizawa S.* Explanation text of the Geology of Kami-Minochi-gun, Nagano Prefecture Educ. Committee of Kami-Minochi gun Nagano Pref., Japan. Geol. Soc. Japan Journ. 1958. 53 p. P. 1—64.
- Tsuchi R.* Neogene of Japan. Shizuoka Univ. 1981b. 140 p.
- Tsuchi R., Ibaraki M.* Boso peninsula-western part // *Fundamental data on Japanese Neogene*

- bio- and chronostratigraphy / Ed. R. Tsuchi. Tokyo: Shizuoka Univ. 1979. P. 22—23.
- Tsuchi R., Ibaraki M.* Consideration on Neogene problems correlation of Hokkaido // Recent progress of Neogene biostratigraphy of Hokkaido. Sapporo, 1982. P. 63—66.
- Tsuchi R., Shuto T.* Western Pacific Molluscan bio-events and their relation to Neogene planktonic datum planes // Pacific Neogene datum planes. Tokyo: Univ. press, 1984. P. 75—82.
- Turner D.L.* Potassium-Argon of Pacific Coast Miocene foraminiferal stages // Geol. Soc. Amer. Spec. Pap. 1970. N 124. P. 91—129.
- Uchio T.* Fundamental problems on the planktonic foraminifera stratigraphy with notes on the controversies of the Japanese Cenozoic biostratigraphy // Proc. First Intern. Conf. Plankton. Microfossils, Geneva, Leiden, 1969. N 1. P. 681—689.
- Ujiie H.* A middle Miocene Hiatus in the Pacific region: its stratigraphic and paleoenvironmental significance // Paleogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol. 1984. N 46. P. 143—164.
- Ujiie H., Hatsukari M.* Neopion acceleration and geologic distribution of the Japanese Miogypsina // Mem. Geol. Soc. Jap. 1973. N 8. P. 59—106.
- Ujiie H., Saito T., Kent D.* Biostratigraphy, paleomagnetism and sedimentology of Late Cenozoic sediments in Northwestern Hokkaido, Japan // Bull. Nat. Sci. Mus. Ser. C. 1977. Vol. 3, N 2. P. 49—102.
- Ujiie H., Watanabe H.* The poronai Foraminifera of the Northern Ishikari Coal-field, Hokkaido // Sci. Rept. T.K.D. Sec. C. 1960. Vol. 7, N 63. P. 117—136.
- Uozumi S.* Studies in the molluscan fossils from Hokkaido // J. Fac. Sci. Hokkaido Univ. Ser. 4. 1957. Vol. 9, N 4. 11p.
- Uozumi S.* Neogene Molluscan Faunas in Hokkaido // Ibid. 1962. Vol. 11, N 3. P. 507—544.
- Uozumi S.* Neogene molluscan Fauna in Hokkaido. Pt. 1. Description of the Asahi fauna associated with *Mytilus tichanovitchi* Makiyama, from Ikusunbetsu district, Central Hokkaido // Ibid. 1966. Vol. 13, N 2. P. 119—137.
- Uozumi S.* Geological and geographical distribution of *Plicatomytilus* // Origin and migration of Japanese Cenozoic molluscs / Ed. T. Kotaka. Sendai Univ. 1983. P. 22—24.
- Uozumi S., Akamatsu M., Takagi T.* The Takikawa—Honbetsu fauna // Ibid. 1984. P. 25—28.
- Uozumi S., Fujie Y.* Tertiary correlation in Hokkaido // Cenozoic Res. 1958. N 26. P. 587—596.
- Vail P.* Seismic stratigraphy and global changes of sea level // Mem. Amer. Assoc. Petrol. Geol. 1977. N 26. P. 49—212.
- Vail P., Hardenbol J.* Sea-Level changes during the Tertiary // Oceanus. 1979. Vol. 22, N 3. P. 71—79.
- Watanabe K.* Tertiary structure of the Western Kwanton District, Japan, with special Reference to the Crustal movement in the Yorii Phase // Sci. Rept. Tokyo Kyoiku Daigaku. Ser. C. 1954. Vol. 3, N 24. P. 199—280.
- Weaver C., Beek S., Bramlette M.* Correlation of the Marine Cenozoic formations of Western North America // Bull. Geol. Soc. Amer. 1944. Vol. 55, N 5. P. 3—24.
- Wolfe J.A.* Neogene floristic and vegetational history of the Pacific Northwest // Madkono, 20. 1969. P. 83—110.
- Yabe H.* Recent stratigraphical and paleontological studies of the Japanese Tertiary // Proc. Pan-Pacific Sci. Congr. Bishop Mus. Publ. 1921. N 7. P. 775—796.
- Yabe H., Aoki R.* A summary of the stratigraphical and paleontological studies of the Cenozoic of Japan // Proc. Pan-Pacific Sci. Congr. Australia. Tohoku Univ. 1923. P. 1920—1923.
- Yabe H., Hatai K.* The Cenozoic formations and fossils of Northeast Honshu, Japan // Sci. Rept. Tohoku Imp. Univ. Ser. 2. 1941. Vol. 22, N 1. P. 1—86.
- Yamaguchi S., Matsui M., Miyasaka S.* Tokachi Plain. Pt 1. The Pliocene-Lower Pleistocene stratigraphy and the tectonic history of the Tokachi plain // Monogr. Assoc. Geol. Collaboration Jap. 1978. N 22. 433 p.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение	3
Глава первая	
Стратиграфические исследования по северотихоокеанскому неогену в последние 50 лет	6
Создание стратиграфических схем кайнозоя в США, Японии и СССР в 1940—1960-х гг.	6
Достижения стратиграфии кайнозоя в 1960—1970-х гг.	7
Развитие хроностратиграфического направления в региональной стратиграфии и корреляциях	9
Глава вторая	
Состояние региональной стратиграфии неогена северных районов Тихоокеанской области	13
Особенности разрезов зоны перехода от океана к континенту и проблемы их расчленения	13
Региональные стратиграфические схемы (обоснование регионарусов, горизонтов, зон)	16
Япония	16
Северная Америка (Тихоокеанское побережье Аляски, Канады, штатов Вашингтон, Орегон и Калифорния)	68
СССР (Дальний Восток)	87
Северная часть Тихого океана	102
Общие тенденции стратиграфических исследований в северных районах Тихоокеанского пояса и корреляционная стратиграфическая схема	104
Глава третья	
Перспективы совершенствования региональных стратиграфических схем	106
Использование разных критериев для корреляции. Система надстраивающихся и подставляющихся признаков	106
Кремнистые организмы и их использование в совершенствовании стратиграфических шкал бор-реальных районов	109
Корреляции на экостратиграфической основе и состояние дальневосточных схем в свете экостратиграфии	122
Климатостратиграфия и вопрос о перерывах в осадочных толщах океана	134
Детализация стратиграфических схем	154
Сеймостратиграфия	169
Палеомагнитные корреляции	178
Упорядочение системы региональных стратиграфических подразделений	180
Корреляция геологических событий	189
Глава четвертая	
Задачи и перспективы стратиграфических исследований в северной части Тихоокеанского пояса	192
Особенности стратиграфических исследований современного этапа	192
Задачи стратиграфических исследований на Дальнем Востоке в ближайшем будущем	194
Литература	200

CONTENTS

Introduction	3
Chapter one	
Investigations of the North Pacific Neogene stratigraphy for the last 50 years	6
Elaboration of Cenozoic stratigraphical schemes in the USA, Japan and USSR in the 1940—1960 ...	6
Cenozoic stratigraphy advances in the 1960—1970	7
Intensification of chronostratigraphic researches in the regional stratigraphy and correlation	9
Chapter two	
State of Neogene regional stratigraphy of the North Pacific regions	13
Features of sequences in the transitional zones "ocean-continent" and problems of their subdivision ..	13
Regional stratigraphical schemes (substantiation of regiestages, horizons, zones)	16
Japan	16
North America (Pacific coasts of Alaska, Canada, States of Washington, Oregon and California)	68
The USSR (The Far East)	87
Northern part of the Pacific ocean	102
General trends in stratigraphical researches in the northern parts of the Pacific Belt and a correlation stratigraphical scheme	104
Chapter three	
Perspectives of improvement of regional stratigraphical schemes	106
Usage of various criteria for correlation. System of stratigraphical features	106
Siliceous organisms and their use to improve stratigraphical scales of the boreal regions	109
Ecostratigraphical correlations and the Far East schemes in the light of ecostratigraphy	122
Climatostratigraphy and a problem of hiatuses in the oceanic sedimentary strata	134
Refinement of the stratigraphical schemes	154
Seismic stratigraphy	169
Paleomagnetic correlations	178
Unification of regional stratigraphical units	180
Correlation of geological events	189
Chapter four	
Aims and perspectives of stratigraphical researches in the northern part of the Pacific Belt	192
Specific features of the modern stratigraphical researches	192
Aims of the Far East stratigraphical investigations in future	194
References	200

Научное издание

Гладенков Юрий Борисович

**СТРАТИГРАФИЯ
МОРСКОГО НЕОГЕНА
СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ
ТИХООКЕАНСКОГО ПОЯСА
(анализ стратиграфических схем
дальневосточных районов СССР,
Северной Америки и Японии)**

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

Редактор издательства *А.Л. Ерохина*
Художник *А.Г. Кобрин*
Художественный редактор *В.В. Алексеев*
Технический редактор *И.И. Джиоева*
Корректор *З.Д. Алексеева*

Набор выполнен в издательстве
на электронной фотонаборной системе

ИБ N 37557

Подписано к печати 17.03.88. Т — 00273

Формат 70×100 ¹/₁₆. Бумага офсетная N 1

Гарнитура Таймс. Печать офсетная

Усл. печ. л. 17,6+0,5 вкл.

Усл. кр.-отт. 18,4. Уч.-изд. л. 20,3

Тираж 600 экз. Тип. зак. 80

Цена 4р. 10к.

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

В ИЗДАТЕЛЬСТВЕ "НАУКА"

готовятся к печати книги:

Фотьянова Л.И. Флора Дальнего Востока на рубеже палеогена и неогена: (На примере Сахалина и Камчатки). 20 л.

В монографии рассмотрены ископаемые флоры Сахалина и Камчатки поздне-олигоценно-раннемиоценового времени. Приведено описание более 100 видов. На основе палеоботанических данных решается вопрос о проведении границы палеогена и неогена в континентальных и морских толщах северной части Тихоокеанского региона.

Для палеонтологов, геологов-стратиграфов.

Кембрий Сибири и Средней Азии. 20 л.

В сборнике публикуются новейшие материалы по биостратиграфии и палеонтологии всех трех отделов кембрийской системы, основанные на исследованиях, проведенных на территории Сибири и Средней Азии. Рассматриваются вопросы по уточнению нижней границы кембрия, зонального расчленения нижнего и среднего его отделов. Приводится монографическое описание новых родов и видов различных групп кембрийских организмов — трилобитов, брахиопод, археоциат и др.

Для геологов-стратиграфов, палеонтологов.

Геология и рудоносность Норильского района. 20 л.

Обобщены материалы по геологической позиции, глубинному строению и эволюции структур Норильского рудного района. Изложены данные по осадочным и магматическим формациям и рассматривается их металлогеническая специализация, приводятся геолого-генетические модели различных рудных формаций. Значительное место отводится новым материалам по строению и рудоносности гипербазит-базитовых расслоенных интрузивов.

Для геологов, петрологов, минералогов.

С а м ы л и н а В.А. Аркагагинская стратофлора северо-востока Азии. 17 л.

В монографии впервые дано описание трех примерно одновозрастных позднемеловых тафофлор (всего более 100 видов). Совокупность этих и других одновозрастных тафофлор рассматривается как единственная аркагагинская стратофлора, отражающая самостоятельный этап в развитии меловой флоры северо-востока Азии на ранних этапах кайнофита. Проведен сравнительный анализ меловых флор региона.

Для ботаников, палеоботаников и геологов-стратиграфов.

М е л а н х о л и н а Е.Н. Тектоника Северо-Западной Пацифики: (Соотношения структур океана и континентальной окраины). 20 л.

В книге дан анализ строения и развития северо-запада Тихого океана и его активной окраины в последние 100 млн лет. Используются оригинальные и литературные материалы — геологические, петрологические, геофизические. Показаны сложность строения и тектонических перемещений океанической и континентальной плит, история формирования континентальной коры на их границе. Приведены корреляция тектонических событий и крупных перестроек в океане и на его окраине, оценка взаимных перемещений структур. Определены условия существования системы активной окраины в Северо-Западной Пацифике.

Для геологов широкого профиля, петрологов, геофизиков.

Заказы просим направлять по одному из перечисленных адресов магазинов "Академкнига":

Магазины "Академкнига" с указанием отделов "Книга—почтой":

480091 Алма-Ата, ул. Фурманова, 91/97 /"Книга—почтой"/; 370005 Баку, ул. Коммунистическая, 51 /"Книга—почтой"/; 232600 Вильнюс, ул. Университето, 4; 690088 Владивосток, Океанский пр-т, 140 /"Книга—почтой"/; 320093 Днепропетровск, пр-т Гагарина, 24 /"Книга—почтой"/; 734001 Душанбе, пр-т Ленина, 95 /"Книга—почтой"/; 375002 Ереван, ул. Туманяна, 31; 6644033 Иркутск, ул. Лермонтова, 289 /"Книга—почтой"/; 420043 Казань, ул. Достоевского, 53 /"Книга—почтой"/; 252030 Киев, ул. Ленина, 42; 252142 Киев, пр-т Вернадского, 79; 252030 Киев, ул. Пирогова, 2; 277012 Кишинев, пр-т Ленина, 148 /"Книга—почтой"/; 343900 Краматорск, Донецкой обл., ул. Марата, 1 /"Книга—почтой"/; 660049 Красноярск, пр-т Мира, 84; 443002 Куйбышев, пр-т Ленина, 2 /"Книга—почтой"/; 191104 Ленинград, Литейный пр-т, 57; 199164 Ленинград, Таможенный пер., 2; 196034 Ленинград, В/О, 9 линия, 16; 220012 Минск, Ленинский пр-т, 72 /"Книга—почтой"/; 103009 Москва, ул. Горького, 19-а; 117312 Москва, ул. Вавилова, 55/7; 630076 Новосибирск, Красный пр-т, 51; 630090 Новосибирск, Морской пр-т, 22 /"Книга—почтой"/; 142284 Протвино, Московской обл., ул. Победы, 8; 142292 Пушкино, Моковской обл., МР, "В", 1; 620161 Свердловск, ул. Мамина—Сибиряка, 137 /"Книга—почтой"/; 700000 Ташкент, ул. Ю. Фучика, 1; 700029 Ташкент, ул. Ленина, 73; 700070 Ташкент, ул. Ш. Руставели, 43; 700185 Ташкент, ул. Дружбы народов, 6 /"Книга—почтой"/; 634050 Томск, наб. реки Ушайки, 18; 634050 Томск, Академический пр-т, 5; 450059 Уфа, ул. Р. Зорге, 10 /"Книга—почтой"/; 450025 Уфа, ул. Коммунистическая, 49; 720000 Фрунзе, бульвар Дзержинского, 42 /"Книга—почтой"/; 310078 Харьков, ул. Чернышевского, 87 /"Книга—почтой"/.

