

Федеральное агентство
по недропользованию (Роснедра)

Российская академия наук
Геологический институт
(ГИН РАН)

Межрегиональный центр по геологической картографии (ГЕОКАРТ)

*Серия аналитических обзоров
«Очерки по региональной геологии России»
Выпуск 6*

Стратиграфия в начале XXI века – тенденции и новые идеи

Москва
Геокарт-ГЕОС
2013

УДК 551.736.3

ББК 28.1

T78

Стратиграфия в начале XXI века – тенденции и новые идеи. М.: Геокарт, ГЕОС, 2013. 220 с.;
(Роснедра, ГИН РАН, Геокарт)
ISBN 978-5-89118-611-8

В книге представлены статьи известных стратиграфов и палеонтологов, где рассмотрены как методические вопросы стратиграфических исследований, так и результаты конкретных стратиграфических работ последних лет на территории России. Особое место уделено, с одной стороны, проблемам детализации стратиграфических схем, а также палеогеографическим реконструкциям и дешифровке геологических событий.

Для геологов-съемщиков, стратиграфов, преподавателей вузов и студентов.

**Серия аналитических обзоров «Очерки по региональной геологии России»
Выпуск 6**

Главный редактор серии:

А.Ф. Морозов

Заместитель главного редактора:

Н.В. Межеловский

Ответственные редакторы:

Ю.Б. Гладенков, Н.В. Межеловский

Рецензенты:

доктор г.-м. наук С.В. Попов, доктор г.-м. наук В.С. Вишневецкая

Редакционная коллегия:

*М.А. Федонкин, Ю.О. Гаврилов, М.А. Семихатов, Г.С. Гусев, А.Ф. Карпузов, В.А. Килипко,
И.Н. Межеловский, Д.В. Рундквист, Т.В. Чепкасова*

Авторы:

*Ю.Б. Гладенков (отв. исполнитель), А.С. Тесаков, С.И. Бордунов, А.Ю. Гладенков,
А.В. Дронов, И.А. Игнатьев, Ю.В. Мосейчик, О.А. Корчагин,
В.Н. Беньямовский, Н.Ю. Брагин, В.Г. Ганелин, В.Н. Патрикеев*

ISBN 978-5-89118-611-8

© Авторы, 2013

© ГИН РАН, 2013

© МЦГК «Геокарт», 2013

**The Federal Subsoil Resources
Management Agency
Interregional Center for Geological Cartography (GEOKART)**

**Russian Academy of Sciences
Geological institute (GIN RAS)**

*Series of analytical reviews
«Sketches on regional geology of Russia»
Issue 6*

Stratigraphy of the early XXI century – tendencies and new ideas

Moscow
Geokart-GEOS
2013

Stratigraphy of the early XXI century – tendencies and new ideas. M: Geokart, GEOS, 2013. 220 p.:
(Rosnedra, GIN RAS, Geokart)
ISBN 978-5-89118-611-8.

The book contains articles of well-known stratigraphers and paleontologists, which deal with both methodological aspects of stratigraphic investigations and results of the latest concrete stratigraphic studies on the Russian territory. Special concern is, on the one hand, reconstructions of paleogeographic settings and geological events.

For geologists, stratigraphers, teachers and students.

**Series of analytical reviews «Sketches on regional geology of Russia»
Issue 6**

Editors-in-chief:

A.F. Morozov

Deputy of editor-in-chief:

N.V. Mezhelovsky

Responsible Editors:

Yu.B. Gladenkov, N.V. Mezhelovsky

Reviewers:

D.Sc. S.V. Popov, D.Sc. V.S. Vishnevskaya

Editorial Board:

*M.A. Fedonkin, Yu.O. Gavrilov, M.A. Semikhatov, G.S. Gusev, A.F. Karpuzov, V.A. Kilipko,
I.N. Mezhelovsky, D.V. Rundkvist, T.V. Chepkasova*

Authors:

*Yu.B. Gladenkov (responsible executor), A.S. Tesakov, S.I. Bordunov, A.Yu. Gladenkov,
A.V. Dronov, I.A. Ignatiev, Yu.V. Mosseichik, O.A. Korchagin, V.N. Beniamovsky, N.Yu. Bragin,
V.G. Ganelin, V.N. Patrikeev*

Предисловие

Конец прошлого и начало нынешнего века ознаменовались новыми успехами в области геологии, в том числе стратиграфии. В Геологическом институте РАН теоретическим и практическим проблемам стратиграфии всегда уделялось большое внимание, и не случайно в этом направлении работали выдающиеся ученые, которые внесли громадный вклад в развитие этой науки. Долгие годы стратиграфическими исследованиями в ГИНе руководил академик В.В. Меннер, который по праву считается основателем гиновской стратиграфической школы. В 2005 году мы отмечали 100-летие со дня рождения В.В. Меннера, в связи с чем было проведено Международное совещание по актуальным вопросам стратиграфии и подготовлена к печати монография «Биосфера–экосистема–биота в прошлом Земли». Это издание уже через несколько лет стало библиографической редкостью, ибо объединенные определенной направленностью работы всегда вызывают у специалистов большой интерес. Кроме того, в последние десятилетия публикуется относительно мало обобщающих стратиграфических работ, а потребность в них, как показывает практика, не ослабевает.

Прошло несколько лет. Появились новые материалы, в стратиграфии все больше стали использоваться новые методы и приемы, были внесены поправки во многие региональные стратиграфические схемы России, произошли определенные изменения и в Международной стратиграфической шкале. И мы вынуждены с этим считаться и как-то реагировать на эти явления. Вот почему возникла идея отразить в отдельной публикации–сборнике влияние новых материалов на работу стратиграфов последних лет, обратив внимание на «новые» идеи и определенные достижения в изучении стратиграфических данных.

Сборник включает 11 статей. Среди авторов – в основном сотрудники лаборатории стратиграфии фанерозоя ГИНа, которую когда-то создал В.В. Меннер. Однако принять участие в сборнике были приглашены и специалисты других лабораторий и организаций. Некоторые из них дали согласие. Приветствовались те статьи, в которых имелись какие-то «изюминки», новые подходы к возника-

ющим проблемам, оригинальные оценки появившихся методических разработок и т.д. Хотелось познакомиться не только с фактическими данными, но и с логикой их интерпретации. Кроме того, интересными представляются мысли по спорным вопросам стратиграфии, которые постоянно возникают с поступлением новых геологических материалов и постоянно растущей информацией. К сожалению, в литературе не так много публикаций на дискуссионные темы, а статьи с «нешаблонными» научными позициями тех или иных авторов часто отвергаются научными журналами.

Предлагаемые читателю работы посвящены разным темам – общим и частным. Одни затрагивают методические вопросы и касаются Международной стратиграфической шкалы и региональных схем (Ю.Б. Гладенков, А.С. Тесаков), другие – проблемы использования разных, в том числе новых методов и подходов в стратиграфии (С.И. Бордунов, А.Ю. Гладенков, А.В. Дронов, И.А. Игнатъев и Ю.В. Мосейчик, О.А. Корчагин.), третьи – различные подходы к палеогеографическим и палеобиогеографическим реконструкциям (В.Н. Беньямовский, Н.Ю. Брагин, В.Г. Ганелин, В.Н. Патрикеев).

Конечно, в сборнике не полностью отражено современное состояние стратиграфии, но все же он может рассматриваться как один из шагов решения поднятых проблем. Настоящий сборник планировалось издать в 2010 г. к 80-летию Геологического института РАН и 105-летию со дня рождения В.В. Меннера. Но, к сожалению, из-за финансовых затруднений издание было задержано..

Издание удалось осуществить благодаря финансовой и организационной поддержке Федерального агентства по недропользованию (А.Ф. Морозов) и Межрегионального центра по геологической картографии (Н.В. Межеловский). Они отметили научную новизну книги, прикладную ценность изложенных в ней стратиграфических разработок ГИНа для повышения достоверности и прогностической значимости Государственной геологической карты России.

Ю.Б. Гладенков

ОБЩИЕ ПРОБЛЕМЫ СТРАТИГРАФИИ

1. Поиски решения проблем современной стратиграфии – два направления

Ю.Б. Гладенков

Рассматриваются проблемы стратиграфии конца прошлого – начала этого века с анализом мировых тенденций ее развития, парадигм, современных направлений и задач, которые сейчас ставит геологическая практика. Обращается специальное внимание на использование зональной стратиграфии с изучением биогеоценозов и биосообществ, что способствует реальной расшифровке особенностей эволюции древних экосистем и биосферы в целом.

Gladenkov Yu.B. Search in modern stratigraphy: two lines of investigations

The article considers problems of stratigraphy of the late XX century – early XXI century, which cover worldwide tendencies, paradigms, current lines of investigations, and practical purposes. Special attention is paid to development of zonal stratigraphy, studies of biogeocoenoses and bioassemblages. This provides reliable reconstructions of evolution of ancient ecosystems and the entire biosphere.

До последнего времени геологи старались расчленивать и индивидуализировать стратиграфические категории, выделяемые на основе той или иной методики... Теперь же человечество подходит к гораздо более важной и интересной задаче – синтезу уже накопленных материалов, которые должны вскрыть единство окружающего нас мира...

В.В. Меннер, 1991

Введение

Несколько лет назад в Геологическом институте РАН были опубликованы два сборника научных трудов [Пути..., 2001; Биосфера..., 2005], которые были посвящены памяти Владимира Васильевича Меннера – выдающегося геолога России XX-го века. В.В. Меннер в своих работах уделял основное внимание стратиграфии. Он как никто другой умел видеть основные тенденции ее развития, оценить новые методы и подходы совершенствования стратиграфических построений и синтезировать передовой опыт российских и международных исследований этого направления.

В последние годы своей деятельности Владимир Васильевич в своих публикациях особенно часто затрагивал три темы: совершенствование Международной стратиграфической шкалы, поиски путей детализации стратиграфических схем

и расшифровку этапности геологического развития Земли и ее отдельных блоков.

Все эти проблемы остаются злободневными и в последние 20 лет. Не случайно на последних Международных геологических конгрессах, в частности, в Рио-де-Жанейро (2000), во Флоренции (2004), в Осло (2008) и Брисбене (2012), они активно обсуждались на многих симпозиумах. Также не случайно многие вопросы стратиграфии становились предметом специального обсуждения на рабочих международных совещаниях, например, в Италии (Урбино, 2002), Австрии (Сиггау, 2006) и Чехии (Прага, 2010). Очень важно, что на этих форумах были организованы широкие дискуссии, которые высветлили как сходство, так и различия во взглядах геологов разных стран.

Стратиграфия на рубеже XX и XXI веков

Наверное, нет нужды повторять слова о значении стратиграфии. Для всех геологов ясно, что

стратиграфия являлась и сейчас является непременным и важнейшим разделом геологии. Также

ясно, что именно стратиграфия с ее геоисторической концепцией сделала геологию наукой. Другими словами, без стратиграфии геология осталась бы в разряде описательных дисциплин. Главные задачи стратиграфии заключаются в подразделении (расчленении) минеральных масс земной коры с *исторической и хронологической* точек зрения, а также в разработке хронологической шкалы для датирования геологических событий. Основным практическим результатом стратиграфических исследований – создание стратиграфических схем (местных, региональных и глобальных).

Достижения стратиграфии выглядят внешне относительно скромно. Кажущийся консерватизм в методах стратиграфического расчленения и специфика этих методов, которые большинству геологов непонятны, предопределили то, что в последнее время стратиграфия стала представляться кое-кому лишь «скромным тружеником», обслуживающим «более важные» направления геологии или потребности региональной геологии. Между тем, стратиграфия была и остается не только тружеником, но и одним из важнейших столпов геологии, а культура геологических исследований в любой стране определяется прежде всего уровнем ее стратиграфической изученности. Кроме того, надежная стратиграфическая основа дает больше шансов на успех в поисках месторождений минерального сырья. Непонимание этого обстоятельства, отражающееся в сокращении стратиграфических работ, усечении соответствующих программ и др., приводит на практике не только к существенным материальным затратам, но и наносит громадный ущерб фундаментальной геологии в целом. К тому же стратиграфия не стоит на месте: она значительно расширила в последние десятилетия свой идейный и методический арсенал. Разве кто-нибудь из геологов в начале XX-го века мечтал о выделении стратиграфических единиц продолжительностью 0,2–2 млн лет? А ведь такая точность в расчлене-

нии древних толщ в конце XX-го века стала фактически нормой.

В круг задач стратиграфии входят самые крупные проблемы общей геологии. Это прежде всего *естественная периодизация геологической истории Земли* (в том числе биосферы) и *геологическое картирование*. Именно связь с проблемой периодизации геологической истории придает стратиграфии значение самостоятельного раздела геологии. Что касается геологического картирования, то оно является наиболее ярким практическим выражением стратиграфии.

То, что стратиграфия развивается и совершенствуется, хорошо видно, в частности, на примере Международной стратиграфической шкалы (МСШ), которая образно была названа В.В. Меннером «паспортом стратиграфии» и которой он посвятил ряд блестящих работ. МСШ – наиболее значимое эмпирическое обобщение геологии, которое, с одной стороны, суммирует главные достижения стратиграфии, а с другой – обеспечивает взаимопонимание между геологами разных стран. В геологии нет подобного документа, который жил бы более ста лет и, постоянно совершенствуясь, повседневно использовался практически во всех странах мира.

Конец XX-го и начало XXI-го века можно считать началом важного этапа развития стратиграфии. Он связан, во-первых, с дальнейшей детализацией стратиграфических шкал, широким внедрением в стратиграфическую практику, наряду с традиционными палеонтологическим, палеоэкологическим и палеогеографическим методами, новых приемов событийно-стратиграфического, циклосейсмо-хемо-магнито-стратиграфического и других методов. Во-вторых, стратиграфия все больше уделяет внимания мировоззренческим вопросам геологии – прежде всего расшифровке истории развития Земли и ее биосферы. Это направление можно назвать с общегеологических позиций стратегическим.

Достижения стратиграфии XX-го века

Если рассмотреть стратиграфию в ретроспективе, то надо отметить, что за последние 100 лет стратиграфия в русле геологической науки прошла большой путь. Среди достигнутых результатов можно, в частности, упомянуть следующие [Гладенков, 2004]: 1) была выявлена неоднородность МСШ с ее тремя частями (докембрийской, фанерозойской и четвертичной); 2) показана уникальность фанерозойской шкалы, определившей методические и идейные основы стратиграфии в целом и достигшей ярусного и зонального расчленения; 3) установлено, что из арсенала мето-

дов стратиграфии наибольшее значение имел и имеет биостратиграфический метод; 4) постоянно совершенствовалась МСШ, уточнялся объем стратонов и их границы; 5) совершенствовалась стратиграфическая классификация и номенклатура; 6) были разработаны разнообразные методы для расчленения разрезов, в связи с чем стратоны получили комплексную характеристику; 7) шкала геологического времени достигла большой точности; 8) была показана важность составления региональных шкал; 9) стратиграфические шкалы (СШ) и схемы стали рассматриваться как

отражение последовательностей геологических (в том числе биосферных) событий; 10) детализация шкал стала одной из общих тенденций развития стратиграфии (выделение ярусов, зон и инфразональных подразделений).

Выше указывалось, что в настоящее время в стратиграфии используется целый арсенал методов (их насчитывается более 15), которые вместе создают своеобразный «оркестр», обеспечивающий звучание не только каждого «инструмента» (метода), но и объемное исполнение всего «произведения» (стратиграфическое расчленение и корреляции). Часть из них используется при стратиграфических исследованиях в субглобальном масштабе, другая часть – в региональном. На разных стадиях стратиграфического исследования применяются прежде всего успешно «работающие» в тех или иных условиях методы. Наиболее объективные результаты в стратиграфических работах получаются при сопряженном (комплексном) применении разных методов, что обеспечивает, помимо прочего, их взаимоконтроль, а с другой стороны, привносит в характеристику стратиграфических подразделений мно-

жественные признаки (лито-био-магнито- и пр. стратиграфические). Следует отметить, что не все методы дают информацию о геологическом времени. Самую важную информацию о нем предоставляют те методы, которые связаны с изучением необратимых линейно-однонаправленных геологических процессов. Это фактически два метода – изотопный и палеонтологический (биостратиграфический). Первый из них основан на радиоактивном распаде, второй – на необратимом развитии органического мира. С их помощью, несмотря на определенные погрешности одного метода и относительность временных датировок другого, собственно и создается каркас геохронологической шкалы. Другие методы, весьма важные прежде всего для местной стратиграфии и корреляций, обеспечивают их различными реперами, которые играют реальную роль в этом отношении только тогда, когда они прикреплены к действительно временной шкале (самым типичным случаем здесь можно считать построения по каротажу, но по своей сути это относится и к хемо-, секвенс-, климато- и другим разделам стратиграфии).

Концепция «золотых гвоздей»

Выше говорилось о Международной стратиграфической шкале как уникальном геологическом документе, который существует уже более ста лет. Но новое время потребовало усовершенствования и уточнения шкалы. Это коснулось прежде всего палеозоя (особенно кембрия, карбона и перми), частично мезозоя и кайнозоя (в частности, плиоцена-квартера). В 80-е годы прошлого века [Cowie, 1986] в связи с потребностью более точного прослеживания стратиграфических подразделений МСШ в разных регионах, руководство Международной комиссии по стратиграфии (МКС) призвало сосредоточить специальные исследования на фиксации в стратотипических разрезах точек («золотых гвоздей»), которые служили бы общепринятыми границами ярусов и систем (GSSP). Предполагалось, что после этой процедуры соответствующие хроны должны быть отмаркированы в разрезах разных стран.

Стратиграфическая практика к тому времени столкнулась с тем, что ярусные границы были во многих случаях «приблизительными», что, в общем, до какого-то момента было терпимым, но с созданием зональных схем стало некорректным. К тому же обнаружилось, что многие стратотипы разрезов ярусов оказались невалидными и требовали замены. И вот уже около 30 лет работа по «золотым гвоздям» идет в рамках проектов МКС полным ходом. Она принесла существенные пло-

ды. Так, в фанерозое из почти 100 ярусных границ более 60 уже получили современное обоснование (после многолетних работ, дискуссий и утверждения в соответствующих подкомиссиях МКС).

При принятии новых границ или «переутверждении» старых принимались во внимание разные критерии (в частности, историзм и удобство), но, как следует из их анализа, в разных системах они не всегда были одинаковыми. В основе проведения границ лежат биостратиграфические материалы. Но где-то границы принимались по комплексу видов разных групп, а где-то по одному виду. В некоторых случаях привлекались непалеонтологические критерии (палеомагнитные и др.). Уточнение положения границ стратонов, конечно, является крупным шагом в совершенствовании МСШ, и продолжение этих работ следует приветствовать. Но вместе с положительными моментами работа над «золотыми гвоздями» привела к спорной ориентации стратиграфических исследований. Так получилось, что процедуры по выделению GSSP были провозглашены «концепцией» и превратились чуть ли не в цель стратиграфии. Постепенно объектом исследования стали не столько стратоны, сколько их границы.

В связи с этим ряд специалистов-стратиграфов обратили внимание на методологические слабости такой концепции [Найдин, 1998; Gladenkov, 1998 и др.]. Известный российский стратиграф Д.П. Найдин, в частности, дал аргументированный

разбор концепции «золотых гвоздей» с рассмотрением проблемы стратотипа в стратиграфии. По его представлению и представлениям других коллег, стратиграфия не может быть наукой преимущественно о границах стратонов. Она занимается расчленением древних толщ с геосторической и хронологической точек зрения, а это предполагает изучение, прежде всего, самих стратонов, к чему призывали известные стратиграфы прошлого века Х. Хедберг, В.В. Меннер и другие. В этом процессе, естественно, находится место и для изучения границ. Кстати, вместе с «золотыми гвоздями» могут быть выделены и другие маркеры – «серебряные», «платиновые» и др. типы «гвоздей», которые тоже могут оказаться очень полезными (следы климатических колебаний, иридиевые аномалии и др.).

Ниже приведена таблица, в которой (с учетом мнения Д.П. Найдина) отражены подходы к стратиграфическим исследованиям, которые следуют, с одной стороны, из концепции «золотых гвоздей», а с другой – из концепции выделения стратиграфических подразделений как историко-геологических единиц. Из анализа таблицы ясно следует, что концепция «золотых гвоздей» это не столько концепция, сколько одна из технологий стратиграфической работы. Она полезна для практики, но определенной идейной мировоззренческой базы не несет, и процедуру выделения «гвоздей» нельзя считать основной в стратиграфических исследованиях. Достаточно еще раз вспомнить, что в «концепции золотых гвоздей» геологическое время вообще отсутствует. Через

Таблица 1.1

Подходы к изучению стратиграфических подразделений с позиций разных концепций

Аспекты стратиграфических работ	Концепция	
	«золотых гвоздей» (GSSP)	геосторическая
Цель стратиграфических работ	Выделение границ стратонов МСШ	Расчленение древних толщ с исторической и геохронологической точек зрения на стратоны. На этой основе строятся МСШ и региональные шкалы
Геологическое время	Время фактически не анализируется, исследуются только временные уровни GSSP	Анализируется все время геологической истории Земли
Международная стратиграфическая шкала (МСШ)	МСШ считается абстрактной линейкой	Подразделения МСШ отражают этапы геологической истории, т.е. имеют качественную и размерную природу
Региональные шкалы	Не анализируются	Имеют большое значение
Стратиграфические методы	Преувеличивается роль методов «точных наук»	Используются все методы, но упор делается на палеонтологический и радиометрический методы
Событийная стратиграфия	Событийная стратиграфия используется только для определения границ стратонов	Используются данные о всех событиях во всей геологической истории
Развитие органического мира	Изучаются биособытия только на границах стратонов	Анализируется вся история органического мира (как в спокойные, так и переломные периоды)
Эволюция стратисферы	Практически не обсуждается	Одна из приоритетных задач – реконструкция геологической истории на основе биотических и абиотических событий
Биогеографическое обоснование биостратиграфических корреляций	Пассивное использование палинспастических моделей	Палеогеографические и палеобиогеографические реконструкции важны для составления стратиграфических схем и корреляций
Стратиграфическая классификация и иерархия стратонов	Стратиграфическая классификация не обсуждается. Она принимается в текущем состоянии	Анализируются ранг и иерархия стратиграфических подразделений

10–15 лет, когда «гвозди» будут расставлены в МСШ и официально утверждены МКС, эта концепция должна, видимо, исчезнуть. И все-таки работы по «золотым гвоздям» при «ремонте» МСШ, конечно, были полезны. Четкие границы ярусов и систем делают МСШ более устойчивой и более долговечной. Другое дело – насколько эти границы обоснованы. Но это уже иная проблема.

Критика позиции МКС в отношении «золотых гвоздей» не означает недооценки ее полезной в целом деятельности. Хотелось бы специально отметить ее полезную работу. За прошедшее десятилетие МКС активно участвовала в организации специальных симпозиумов на международных геологических конгрессах, организовывала совещания по актуальным проблемам стратиграфии, публиковала важные сводки (например, [A Geologic..., 2004]), руководила постоянной работой своих подкомиссий, осуществляла связь с национальными стратиграфическими комитетами, способствовала широкому обсуждению спорных вопросов, выявляла новые тенденции в стратиграфических исследованиях и др.

В деятельности МКС, конечно, можно найти определенные недостатки, и, в частности, российские стратиграфы часто указывали на них (председатель МСК А.И. Жамойда направлял в адрес МКС специальные письма). Однако в общем международное сотрудничество в разработке стратиграфических проблем приносит большие плоды и является велением как настоящего времени, так и будущих десятилетий. Без этого сотрудничества трудно осуществлять обмен опытом и идеями, как и вырабатывать общие правила стратиграфической классификации и совершенствовать МСШ. Хотя при этом каждая страна оставляет за собой право сохранять свои традиции и подходы при проведении стратиграфических работ. Это отражается, в частности, в стратиграфических кодексах разных стран, которые во многих случаях несут следы унификации, но при этом отражают национальные особенности. Примером может служить и Стратиграфический кодекс России 2006 года, отличающийся своей оригинальной конструкцией стратиграфической классификации при наличии отдельных положений «Международного стратиграфического руководства».

Сейчас МКС осуществляет «ремонт» МСШ, уточняя границы ярусов и систем, а в отдельных случаях вводя в шкалу новые подразделения. Эта работа очень непростая. В ней, помимо здравого смысла, проявляются часто личностные моменты – честолюбие, «патриотизм», амбиции и пр. Именно поэтому особенно важен комплексный подход в обсуждении существующих проблем. Как только МКС допускает порой необъяснимую спешку, ис-

пользует недостаточно проработанные материалы или опирается на формальное голосование, она получает неудовлетворительные решения. Примером, как часто указывается, является неудачное положение дел с расчленением нижнего палеозоя (сейчас названия ряда ярусов кембрия отсутствуют и т.д.). Другим ярким примером может служить неоправданное «отнятие» части плиоцена и перенесение ее в квартал с нарушением структуры как неогена, так и квартала. Но при этих недостатках совершенствование Международной стратиграфической шкалы продолжается, и именно МКС организует этот важный процесс. Еще в 1996 году были опубликованы «Пересмотренные правила установления глобальных хроностратиграфических стандартов...» [Rexel et al., 1996]. Именно в этом документе обосновывалась целесообразность изучения стратотипов границ, прежде всего, ярусных категорий, в духе концепции «золотых гвоздей» (GSSP) с установлением нижних границ хроностратиграфических подразделений по подошве подразделений (ярусов или зон). Были сформулированы определенные требования к выделению «золотых гвоздей», в частности, стратотипический разрез границы должен содержать наилучшие из возможных свидетельств маркирующих событий. К сожалению, об этих требованиях иногда забывают. Среди геологических требований были отмечены, в частности, следующие: стратотипический разрез должен быть охарактеризован осадками необходимой мощности; в разрезе не должно быть никаких перерывов, т.е. он должен быть непрерывным; скорость седиментации в этом интервале должна быть достаточной для разделения последовательных событий; в разрезе не должно быть значительных диагенетических и метаморфических изменений. Среди биостратиграфических требований указывались: многочисленность и разнообразие хорошо сохранившихся ископаемых остатков в изученном интервале; отсутствие фациальных изменений около границы; наилучшей фацией представляется фация открытой морской среды. Чрезвычайно важным является использование других методов при выборе «золотых гвоздей» – магнито-стратиграфия, секвенс-стратиграфия, цикло-стратиграфия, анализ стабильных изотопов. Если приходится делать выбор между разрезами-кандидатами, обладающими более или менее одинаковыми стратиграфическими свойствами, следует предпочесть тот, в котором эффективнее используются небистратиграфические методы. При этом магнито-стратиграфия является желательным требованием для определения положения GSSP в разрезе. Это же относится в ряде случаев и к хемотратиграфии. Крайне важным является указание на то, что

разрезы с «золотыми гвоздями» должны быть доступны для изучения.

Созданная в 1878 году на 1-ом Международном геологическом конгрессе Международная

комиссия по стратиграфии всегда играла громадную роль в развитии этого раздела геологии. Хочется надеяться, что и в будущем ее значение будет таким же.

Парадигмы стратиграфии

За последние десятилетия в различных областях геологии произошла определенная смена парадигм (концептуальных моделей постановки и решения научных проблем, господствующих в течение определенного исторического периода).

В ряде случаев это явление существенно меняло направление исследований на долгие годы. Достаточно вспомнить хотя бы появление в геологии идей новой глобальной тектоники. Стратиграфия в этом отношении не испытала кардинальных потрясений – ей, видимо, свойствен более эволюционный путь развития. Возможно, стратиграфия с ее геоисторической концепцией опирается на тот фундамент, который не может резко меняться.

Теория и практика стратиграфии складывались под влиянием идей прежде всего трех научных направлений – униформизма, катастрофизма и эволюционизма, которые могут рассматриваться, наверно, в качестве парадигм всей геологии. Это влияние в какой-то мере сказывается в осознанном или неосознанном виде и поныне. При этом часто использование только отдельных положений упомянутых научных течений приводит к определенной эклектичности теоретических построений в стратиграфии. Необходимость использования идей разных течений определяется тем, что ни одно из них (течений) отдельно не смогло объяснить эмпирически выявленных особенностей строения и развития биосферы и ее отдельных экосистем. Если вспомнить достижения стратиграфии XIX века, то можно отметить, что именно тогда сложилась ее «геоисторическая парадигма» (с концепцией относительного геологического времени), которая выстроила геохронологическую шкалу на основе этапности геологической истории Земли, а не на цифрах так называемого абсолютного летоисчисления [Соколов, 2010]. И тогда же в ее рамках получило развитие биостратиграфическое направление, выразившееся в основах биостратиграфического расчленения древних толщ (смена неповторяющихся палеонтологических характеристик в разрезах).

В.В. Меннер [1991], анализируя развитие стратиграфии в XX веке, наметил три его этапа: первая половина века, 50–80-е годы и современный. Каждый из них имеет свои особенности: первый знаменовал совершенствование МСШ, оттачивание стратиграфической методики и пр., второй отражал развитие зональной стратиграфии, использование физических методов

и т.п., третий был нацелен на дальнейшую детализацию шкалы с широким внедрением палеогеографического метода и расшифровкой этапности развития биосферы и палеоэкосистем. Однако за все прошедшие годы какой-либо резкой перестройки в подходах к стратиграфии, к ее методической и понятийной базе в целом не произошло (попытки построить стратиграфические шкалы, например, по следам импактных событий – иридиевым аномалиям, колебаниям уровня Мирового океана и пр., не могут считаться удачными). До конца прошлого века никто не предложил что-то принципиально новое, что могло быть достойной альтернативой современной МСШ.

Может быть, синтез знаний по периодичности истории Земли и биосферным ритмам на экосистемной основе даст возможность вскоре определить какую-нибудь новую парадигму. Или она станет отражением новых подходов к расшифровке развития древних бассейнов с системной точки зрения (бассейновая стратиграфия). Или эта парадигма отразит новый взгляд на стратиграфию и геохронологию с позиций космических подходов к истории Земли.

Мы являемся свидетелями того, что в последние годы разработка различных аспектов стратиграфии все больше увязывается с системным анализом. Многими уже осознается, что операционные принципы стратиграфии опираются на общесистемные законы. В целом гипергенная оболочка Земли (реальное геологическое пространство – время) обладает всеми признаками системной организации. Особенностью многих природных систем является то, что они принадлежат к открытым, нестационарным и, что очень важно, самоорганизующимся системам. При этом выделяется два типа эволюции таких систем – с линейным и нелинейным характером развития. Если закрытые системы (с линейным типом развития) обмениваются со средой веществом и энергией, то открытые системы (нелинейного типа) – веществом, энергией и, что очень важно, информацией, что выпукло отражается на их необратимых качественных преобразованиях. Нелинейность развития свойственна биосистемам и геобиоценоценозам, поэтому она характеризует ход эволюции фактически всех блоков биосферы (при

возможно линейном типе развития ее отдельных звеньев). Одним из важных проявлений системной организации является многоуровневая организация гео-био-экосистем и сложное сочетание вероятностных и динамических закономерностей их развития. В то же время открытие законов неравновесной термодинамики позволяет по-новому оценивать механизмы и пути эволюции живого (с учетом, в частности, «запрета» системам на возврат к состоянию с меньшей энтропией и др.).

Конечно, нельзя забывать об определенной роли триггеров-толкателей в эволюции и вымираниях биот, но следует оценивать их роль очень осторожно и с пониманием тех промежуточных, часто нераскрытых и опосредованных явлений, которые приводят к смене состояний и структуры экосистем (когерентный и некогерентный характер эволюции, увеличение и уменьшение числа экологических ниш, изменение плотности популяций и пр.). В конце концов, решающая роль в изменении темпов и характера эволюционных преобразований биоты принадлежит, видимо, изменениям в давлении естественного отбора.

Важно отметить, что все системы развиваются циклически необратимо и непрерывно-прерывисто. При этом качественные изменения в них происходят часто скачками (по закону аллометрического развития) при ограниченном наборе типов системных трансформаций. Сейчас становится более понятными многие особенности развития биосферы, экосистем и их «живой

компоненты». Постепенно мы привыкаем к представлениям об определенной метакронности гео-био-экосистем, что является, видимо, следствием наложения (конstellаций) разнородных факторов, которые отличаются неоднородными сферами влияния. На этом фоне биосистемы «рыщут» в рамках отведенных им фазовых пространств. При этом тренды и скорость эволюции различных палеосистем менялись в пространстве–времени.

Возможно, что весьма часто так называемые кризисы в развитии отдельных палеонтологических групп являются прежде всего результатом саморазвития системы. Это может сказываться, в частности, в упрощении структуры сообществ, приводящим к смене доминантов, что часто фиксируется в геологической летописи. Сейчас по-новому воспринимаются некоторые идеи автотгенетической концепции или номогенеза в отношении эволюции биосферы на всех ее этапах, включая кризисные периоды, с тенденцией ее самоорганизации в направлении увеличения экологической емкости, адаптационных ресурсов и энергетической эффективности экосистем и их блоков. Эволюция при этом воспринимается не только как последовательность реакций на внешние воздействия, а как совокупность актов самоорганизации. В последние 15–20 лет этим проблемам посвящены специальные работы многих исследователей (Л.П. Татарин, Л.А. Невеская, В.А. Красило, А.П. Разницын и др.) [Невеская, Курочкин, 2000].

Современные направления стратиграфии

В настоящее время проявляются два переплетающихся и взаимодополняющих друг друга направления стратиграфии. Одно из них – традиционная (классическая) стратиграфия, направленная на дальнейшую детализацию стратиграфических схем на базе комплексного использования разных методов при главенстве, если говорить о фанерозое, биостратиграфического. Вместе с тем, все больше усиливаются геоисторическое и каузальное начала в стратиграфических исследованиях, которые реализуются в эко-событийно-динамической стратиграфии. Стратиграфия представляется в этой связи разделом геологии, отражающим прежде всего исторический ход развития палеосистем и биосферы. Геологи и стратиграфы не просто хотят выделять стратоны, они желают понимать, что именно приводит к выделению таких подразделений. В связи с этим не случайно, что особенностью стратиграфических исследований конца XX века являлось постепенное внедрение системного анализа в стратиграфию.

Не все пока оценили идеи С.В. Мейена [1980] об «основном принципе» стратиграфических сопоставлений, который базируется на системной основе. Он заключается в том, что хронологически тождественными, или взаимозаменяемыми, являются такие стратиграфические признаки, которые отражают следы одной и той же геосистемной перестройки. При этом имеются в виду геосистемы любого ранга, вплоть до планетарного.

Вместе с тем, создается впечатление, что сейчас многие стратиграфы часто ограничивают свою деятельность узко практическими задачами (например, расчленением разрезов на основе изучения отдельных таксонов, поиском границ стратонов и др.) и мало задумываются над общими проблемами стратиграфии. Хотя следует признать, что в последние годы положение стало несколько меняться. В частности, в последние 20 лет развитие получили исследования, которые объединены понятием «экостратиграфия». И хотя оно трактуется далеко не однозначно, процесс нарастания экологизации всех наук о Земле стал уже

достаточно заметным, а в стратиграфии серьезному анализу палеоэкосистем в их историческом развитии посвящен большой блок значительных работ. Осознанно или интуитивно мы все чаще обращаемся к стратиграфии экосистем. В России это направление было особенно популярным в связи с распространением среди российских геологов давних идей В.И. Вернадского [1926] о биосфере и «былых биосферах». Представление В.И. Вернадского о непрерывности биосферного процесса на Земле в течение всего времени ее развития уже стало основой широкомасштабного экосистемного анализа стратисферы, включая этапность ее формирования и критические рубежи в ее истории. Важно подчеркнуть, что этот анализ охватывает различные по масштабу объекты – от элементарных бассейнов (бассейновая стратиграфия) до былых биосфер в целом. Другими словами, это направление исследований имеет не какой-то умозрительный характер, но и практический смысл, ибо затрагивает стратиграфию отдельных регионов или их частей. И постепенно такого типа экостратиграфия стала приобретать основу логической и методической стабильности, цементирующей этот раздел науки.

Возможно, чтобы специально подчеркнуть характер и определенную направленность стратиграфического процесса современности, следует назвать стратиграфию XXI-го столетия «биосферной стратиграфией» (или стратиграфией прошлых биосфер). Биосферная страти-

графия – это стратиграфия ископаемых биосфер («былых биосфер» по В.И. Вернадскому) или состояний биосфер прошлого. А так как биосфера как сложная и самоорганизующаяся система состоит из отдельных блоков – экосистем, то в региональном масштабе стратиграфия может считаться стратиграфией палеоэкосистем [Гладенков, 2004].

Сейчас существуют разные подходы к поискам особенностей развития биосферы и причин, влияющих на это развитие. Пока еще нет какой-либо общей схемы, раскрывающей характер взаимодействия внешних и внутренних факторов, а также долю их влияния в эволюционных процессах. Однако совершенно ясно, что этапы и фазы эволюции биосферы отражают в прямом или косвенном виде стадийность развития живого вещества и различных сфер Земли с возможным космическим влиянием на них. Фактически биосфера представляется самым чутким фиксатором природных процессов и явлений, имевших место в истории Земли. Поэтому «былые биосферы», взятые в последовательности (смены состояний биосферы, проявление биосферной ритмичности) собственно и создают основу, на которой строятся стратиграфические шкалы. В последние годы разные проблемы развития биосферы были отражены в серии статей Б.С. Соколова [Соколов, 2010], которые привлекают внимание широким философским подходом к синтезу накопленных в этом отношении данных.

Задачи стратиграфических исследований в начале XXI века

Учитывая перечисленные итоги, с которыми стратиграфия подошла к рубежу XX и XXI столетий, можно попытаться определить ее приоритетные задачи на будущее, отражающие тенденции ее развития. Пожалуй, среди них четыре задачи являются основными.

Первая задача – создание стратиграфических шкал нового поколения, более детальных и обоснованных, для фанерозоя не только ярусных, но и зональных и инфразональных, на базе комплексного использования разных методов.

Вторая задача – разработка теоретических и практических основ дробного расчленения древних толщ. Она предусматривает, с одной стороны, углубление теории стратиграфии и совершенствование системы стратиграфической классификации и номенклатуры; с другой – отработку методов и приемов стратиграфического расчленения и широких ультраточных корреляций, как и, что очень важно, определение разрешающей способности каждого метода и его корреляционных возможностей.

О теории стратиграфии следует сказать отдельно. В ряде публикаций как достижение часто декларируется определение «основных принципов стратиграфии». Их число варьирует от 3–5 до 9–12 и даже 30 [Степанов, Месежников, 1979; Практическая стратиграфия, 1984]. В свое время автор [Гладенков, 2004] предлагал пользоваться только одним принципом, скомбинированным из принципов Стенона (суперпозиции) и Степанова-Месежникова (неповторяемости стратиграфических подразделений во времени). Но мало того, что при этом понятие «принципы» в приложении к стратиграфии обычно не раскрывается или используется разными авторами по-разному, никакой теоретической основы для решения стратиграфических проблем эти принципы обычно не создают (часто это просто приемы стратиграфических работ). Попытку выйти из теоретической «недоразвитости» и привычных общих рассуждений сделали пока немногие геологи. К ним, например, можно отнести

В.В. Меннера [1962], Г.П. Леонова [1973–1974], И.В. Крутя [1974], С.В. Мейена [1974], Б.С. Соколова [1980], К.В. Симакова [1989], А.И. Жамойду [2011] и некоторых других. Но, несмотря на высказанные ими интересные идеи, отношение к ним было сдержанным, прежде всего, из-за спорности ряда положений и, возможно, неготовности большинства стратиграфов к их обсуждению. Надо надеяться, что осмысление результатов стратиграфических исследований последних лет все-таки приведет в ближайшем будущем к созданию теории стратиграфии. Кстати, составление Стратиграфических кодексов России 1992 и 2006 годов – существенный вклад в копилку ее создания.

Третья задача исследований будущего – это решение одной из главных проблем всей геологии – определение естественной периодизации истории Земли или ее частей. Речь идет о выявлении тренда и основных этапов формирования и развития стратисферы, биосферы и ее главных блоков

– океанов и континентов. Это предусматривает расшифровку особенностей биосферных ритмов, стадийности развития разного рода экосистем и следов экосистемных перестроек [Соколов, 2010].

Наконец, четвертая задача – использование стратиграфических данных для выявления определенных временных уровней местоположений полезных ископаемых (в частности, нефти, газа, угля, фосфоритов и пр.). От ее решения зависит будущее многих поколений населения разных стран.

Обозначенные задачи будущих стратиграфических исследований могут рассматриваться в качестве генеральных направлений. Однако на их фоне возникают более конкретные проблемы методического плана, без решения которых продвижение вперед будет затруднено. К ним относятся, в частности, две проблемы, которые будут освещены ниже – проблема использования зон и проблема изучения палеосообществ.

Использование зон

Уже давно провозглашено, что одним из достижений стратиграфии последних десятилетий является расчленение древних толщ не только на ярусы, но и на зоны. Практически весь фанерозой сейчас обеспечен зональными подразделениями, которые используются настолько широко, что без них не мыслятся ни региональные схемы, ни широкие корреляции. Зоны представляются уже неотъемлемым инструментом современных стратиграфических исследований. Зональная стратиграфия важна для: (а) детализации стратиграфических схем – расчленения ярусов и региоярусов; (б) уточнения объемов и границ ранее выделенных или впервые обособленных геологических подразделений (ярусы и региоярусы – горизонты); (в) расшифровки геологической истории регионов и особенностей эволюции биоты различных экосистем; (г) выявления направленности и темпа биоэволюции, а также влияния на нее природных обстановок. Недавно многие проблемы зональной стратиграфии рассмотрены А.И. Жамойдой [2011].

В последние годы в практике используются две основные категории зон – *биостратиграфические зоны* и *хронозоны*, которые имеют различные функции. Если выделяются только биостратиграфические зоны, то следует помнить, что такие подразделения, при всей их важности, все-таки не являются конечной целью стратиграфии. Это подразделения частного обоснования, относящиеся к разряду «специальных». У этого типа зональности много «своих» важных за-

дач: прежде всего – выделение отдельных стратиграфических уровней, а также определение разных биофаций и их положения во времени и пространстве, установление экотонных или переходов между зонами и пр. Хронозоны – это единицы комплексного обоснования, относящиеся к категории «общих» подразделений. Они могут иметь различный ареал – местный (лоны), региональный (региозоны = рены) или субглобальный. Хронозоны соответствуют этапам или фазам геологического развития тех или иных регионов или бассейнов (другими словами, разным состояниям экосистем). Эти разновидности зон должны иметь прототипы и рассматриваться в рамках геосторической концепции стратиграфии.

Как следует из практики, биостратиграфические зоны и многие хронозоны являются провинциальными (другое дело, что сами провинции по размеру могут значительно различаться – от части окраинного бассейна до климатического пояса). Однако хронозоны, основанные на точной корреляции провинциальных зон, могут в идеале претендовать на роль субглобальных.

Но в настоящее время часто существует неразбериха в использовании зон – авторы не придерживаются определений тех или иных типов зон, не объясняют, на каких принципах они проводят границы и выделяют зональные комплексы. Прошло уже чуть ли не полвека со времени, когда О.Шиндевольф обратил внимание на растущую инфляцию понятия «зона» [Schindewolf, 1970], но этот процесс, кажется,

ся, так и продолжается. Наверно, на это следует обратить специальное внимание.

Хотя зональное расчленение сталкивается с определенными трудностями, это направление стратиграфических исследований, ведущее к детализации стратиграфических схем и обоснованности корреляций, является прогрессивным и продуктивным. Его надо бережно развивать, изучать положительные примеры его применения, но, вместе с тем, не следует относиться небрежно или поверхностно к использованию зональных категорий. Подробно о проблемах зонального расчленения написано в специальной статье [Гладенков, 2010]. Зоны реально позволяют переходить к

анализу сменяющихся во времени состояний биосферы в геологическом прошлом и особенностей хода биосферного процесса, отраженного в стадиях развития отдельных палеоэкосистем.

Мы здесь не рассматриваем еще одну проблему, связанную с зонами, – проблему инфразонального расчленения. Использование палеонтологических и непалеонтологических реперов («система стратиграфически сменяющихся маркеров», отражающих кратковременные геособытия) позволяет в ряде случаев практически переходить к выделению более дробных, чем зоны, подразделений. Подробно об этом написано в отдельной статье [Гладенков, 1995].

Изучение биосообществ

Если признать, что биостратиграфия играет основную роль в расчленении древних отложений, то нельзя обойти одну важную проблему, встающую сейчас особенно остро. И здесь еще раз хочется привлечь внимание к важности изучения палеонтологических объектов как определенных сообществ. Дело в том, что очень часто формы эволюционного процесса рассматриваются в пределах только отдельных групп организмов. Однако существует специфическая форма этого процесса, связанная с группировками сосуществующих разных видов (биоценозы или биогеоценозы).

Как известно, все многообразие живого при современном состоянии наших знаний можно подразделить на несколько уровней: молекулярно-генетический, онтогенетический, популяционно-видовой и биогеоценозический (или биосферный). Именно на биогеоценозическом уровне популяции организмов разных видов образуют сообщества, которые находятся в сложных взаимоотношениях между собой и с косными компонентами среды. Эти взаимоотношения обуславливают грандиозный биогеохимический круговорот вещества и энергии в биосфере Земли. Практически жизнь в биосфере представлена биогеоценозами, населяющими определенные местообитания. Виды внутри биоценоза связаны друг с другом трофическими, химическими и эдафическими связями. С другой стороны, организмы связаны с климатом, гидрологическими условиями, химизмом среды и другими абиотическими факторами. Фактически биогеоценозы представляют собой блоки, из которых состоит биосфера и которые являются реальной средой протекания процессов эволюции. В связи с эволюцией видов сами биоценозы тоже претерпевают эволюционные изменения. По сути они представляют собой эколого-эволюционные единицы, столь важные для дешифровки истории и фаз развития древних бассейнов.

Вот почему еще несколько десятилетий назад был поставлен вопрос о необходимости развития нового раздела эволюционной биологии – эволюции биогеоценозов и биосферы [Тимофеев-Ресовский и др., 1977]. К сожалению, эти идеи еще не до конца осознаны палеонтологами и стратиграфами, и при использовании их для выделения биостратиграфических подразделений именно биостратиграфы получают в этом отношении уникальный материал.

Биостратиграфию на новый уровень может поднять сейчас изучение экологических систем, условий их формирования, развития и смен [Соколов, 1980]. Такой подход к стратиграфии во многом меняет наши привычные представления и требует более глубоких знаний в области палеобиологии и физики среды. Появление программных работ на эту тему позволило сформулировать общие задачи экосистемных исследований и стимулировало разработку методических подходов к анализу палеоэкосистем. Были высказаны многие идеи, продвигающие их изучение на новые ступени: например, выделение таких подразделений экостратиграфии, как *фенозоны* и *экозоны*, отражающие соответственно состояние морфологических признаков и состояние сообществ; определение биосферных ритмов разного порядка; анализ палеосукцессий и ценосерий; оценку биоразнообразия и индикаторной роли доминантов в системах; выявление кризисных явлений и особенностей перестроек палеоэкосистем и пр. [Красилов, 1977 и др.]. Можно только отметить, что многие из этих идей пока намечены лишь в общем виде и нуждаются в дальнейших конкретных разработках. Но уже сейчас ясно, что стратиграфические подразделения, в том числе зоны, в той или иной мере отражают этапность развития былых биосфер и их отдельных блоков – палеоэкосистем. И эта этапность зафиксирована прежде всего в

хронологической смене *палеосообществ*, что требует расширения наших исследований именно в этом направлении.

Пока очень редко сообщества анализируются с позиций определения *скорости диверсификации* (разность скоростей формообразования и вымирания), а также *скорости изменения таксономического состава* (сумма скоростей формообразования и вымирания). Между тем эти показатели зачастую дают важную информацию для анализа и раздумий.

Стратиграфы накопили громадный материал по всей колонке фанерозоя. Но до сих пор трудно ответить на вопрос, как идет развитие биоты в биосфере в целом с учетом эволюции экосистем разного типа и разного масштаба, часто сильно отличающихся своими сообществами, их структурами, различной направленностью и темпами развития; как собирается это разнообразие в единство.

В природе не существуют эврибионтные группы организмов, остатки которых могли бы служить основой корреляции всего спектра различных по составу и условиям формирования отложений – от континентальных до морских. Состав и структура древних сообществ не оставались постоянными во времени, а менялись в зависимости от конкретных обстановок их обитания. Чтобы подчеркнуть этот момент, наверное, не случайно К.В. Симаков [1986] специальное внимание уделял общему закону экологического

контроля – время проявления длительности ареала обитания, время исчезновения любого таксона в каждом конкретном районе определяются необходимыми и достаточными для существования его представителей экологическими условиями. Он же отмечал проявление закона метакронности в развитии органического мира, что сказывается в различных трендах и модусах эволюции разных групп, разновременности эволюционных преобразований в них, изменениях темпов и масштабов трансформаций состава и структуры сообществ одной и той же группы и т. п. [Симаков, 1989]. Но отметив это, К.В. Симаков все-таки не ответил на вопрос, поставленный несколькими строчками выше, как же это разнообразие собирается в биосферное единство. Мы до сих пор не знаем, почему в течение долгого времени такие сложные сообщества, как биогеоценозы, способны находиться в состоянии равновесия между составляющими их видами. Нам пока неизвестны также механизмы, управляющие такими равновесными системами. Вот почему одной из задач биоценологии является изучение отдельных биогеоценологических круговоротов, в сумме составляющих общий круговорот вещества в биосфере, а также изучение условий и воздействий, нарушающих эти равновесия. Но это уже проблемы не только и не столько стратиграфии, хотя стратиграфия (прежде всего биостратиграфия) сейчас крайне заинтересована в их анализе и решении.

Заключение

Прошло 12 лет XXI-го века. Если смотреть на достижения стратиграфии этих лет в ретроспективе, то они, кажется, не столь уж велики. Да, продолжается детализация стратиграфических схем, создаются более дробные, чем раньше, схемы зонального и инфразонального типа, что так нужно для геологического картирования и бурения. Но это уже давно обозначенный путь. К тому же такая дробная стратиграфия в определенном смысле опередила запросы геологосъемочной практики. Сейчас создание геологических карт крупного масштаба обычно не стоит в ряду первоочередных задач геологии. Правда, детальное расчленение и корреляция древних толщ всегда полезны для практики, в том числе для расшифровки событий прошлого и прогнозирования обстановок будущего. И все же главные успехи можно ждать на другом направлении.

Судя по всему, на первое место в стратиграфической работе все больше выдвигается ее геосторическая сущность. Приходится еще раз вспомнить, что стратиграфия – это часть исторической геологии. И главное в ее исследованиях – создать

основу для решения, наверно, самой важной проблемы геологии – выявления естественной периодизации геологической истории Земли, в том числе биосферы. Вот здесь стратиграфам нельзя «притормаживать». Именно об этом провидчески писал в последние годы своей жизни В.В. Меннер: «Стратиграфия действительно переходит из классической описательной в событийную. <...> Мы живем в момент быстрого становления этого направления» [Меннер, 1991, с. 200].

К сожалению, приходится напоминать, что в настоящее время остро встает еще одна проблема – организационная. Это проблема кадров. Наши вузы готовят сейчас мало специалистов-стратиграфов, а резкое сокращение геологических работ (в частности, геологосъемочных) приводит к их не востребоваемости. Через 10–15 лет может наступить кадровый голод и снижение качественного уровня стратиграфических работ. И тут уж будет не до обсуждения стратегических проблем стратиграфии. Остается надеяться лишь на оптимистический сценарий развития геологии.

Литература

- Биосфера – экосистема – биота в прошлом Земли. Палеобиогеографические аспекты. М.: Наука, 2005. 512 с.
- Вернадский В.И.* Биосфера. Л.: Гостехиздат, 1926. 170 с.
- Гладенков Ю.Б.* Перспективы инфразонального (микростратиграфического) расчленения осадочных толщ // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1995. Т. 3. №4. С. 3–15.
- Гладенков Ю.Б.* Биосферная стратиграфия (проблемы стратиграфии начала XXI века). М.: ГЕОС, 2004. 119 с.
- Гладенков Ю.Б.* Зональная биостратиграфия в решении фундаментальных и прикладных задач геологии // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2010. Т. 18. № 6. С. 1–14.
- Жамойда А.И.* Стратиграфическая корреляция, биостратиграфические шкалы и схемы // Вопросы стратиграфии, палеонтологии и палеогеографии. СПб.: НИИЗК СПбГУ, 2007. С. 43–55.
- Жамойда А.И.* Эскиз структуры и содержания теоретической стратиграфии. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2011. 196 с.
- Красилов В.А.* Эволюция и биостратиграфия. М.: Наука, 1977. 256 с.
- Круть И.В.* К построению стратиграфической теории. Палеобиогеоэкологическая организация и стратиграфические подразделения // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1974. № 8. С. 26–37.
- Леонов Г.П.* Основы стратиграфии. М.: Изд-во МГУ. Т. 1. 1973. 530 с. Т. 2. 1974. 486 с.
- Мейен С.В.* Введение в теорию стратиграфии. М.: Наука, 1974. 186 с.
- Мейен С.В.* Экосистемы и принцип взаимозаменяемости признаков // Экосистемы и стратиграфия. Владивосток: ДВНЦ, 1980. С. 16–21.
- Меннер В.В.* Биостратиграфические основы сопоставления морских, лагунных и континентальных свит. М.: Изд-во АН СССР, 1962. 373 с.
- Меннер В.В.* Избранные труды. Т. 1. Общие вопросы стратиграфии. М.: Наука, 1991. 288 с.
- Найдин Д.П.* Глобальные и региональные стандарты в стратиграфии // Геология и геофизика. 1998. Т. 39. № 8. С. 1021–1031.
- Невесская Л.А., Курочкин Е.Н.* История и состояние исследований в Палеонтологическом институте РАН (к 70-летию института) // Палеонтологический журнал. 2000. №5. С. 3–15.
- Практическая стратиграфия / Под ред. И.Ф. Никитина, А.И. Жамойды. Л.: Недра, 1984. 320 с.
- Пути детализации стратиграфических схем и палеогеографические реконструкции / Отв. ред. Ю.Б. Гладенков, К.И. Кузнецова. М.: ГЕОС, 2001. 277 с.
- Симаков К.В.* Проблема определения хроностратиграфических границ (на примере границы девона и карбона). М.: СВКНИИ ДВНЦ АН СССР, 1986. 396 с.
- Симаков К.В.* Об основных принципах теоретической стратиграфии // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1989. № 10. С. 17–23.
- Соколов Б.С.* Об основах стратиграфической классификации // Стратиграфическая классификация. Материалы к проблеме. Л.: Наука, 1980. С. 7–11.
- Соколов Б.С.* Биосфера как биогеомериды и ее биотоп // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2010. Т. 18. № 3. С. 3–8.
- Степанов Д.Л., Месежников М.С.* Общая стратиграфия. Л.: Недра, 1979. 423 с.
- Стратиграфический кодекс России. Изд. 3-е / Отв. ред. А.И. Жамойда. СПб.: ВСЕГЕИ, 2006.
- Тимофеев-Ресовский Н.В., Воронцов Н.Н., Яблоков А.В.* Краткий очерк теории эволюции. М.: Наука, 1977. 297 с.
- A Geologic Time Scale / Eds. F. Gradstein, J. Ogg, A. Smith. Cambridge: Cambridge Univ. Press, 2004. 589 pp.
- Cowie J.W.* Guidelines for boundary stratotypes // Episodes. 1986. Vol. 9. № 26. P. 78–82.
- Gladenkov Yu.B.* Tendencies of stratigraphic development toward the XXI century // Sixth Intern. Congress Pacific Neogene Stratigraphy and IGCP-385. Korea, 1998. P. 174–185.
- Remane J., Bassett M.G., Cowie J.W. et al.* Revised guidelines for the establishment of global chronostratigraphic standards by the International Commission on Stratigraphy // Episodes. 1996. Vol. 19. № 3. P. 77–81.
- Schindewolf O.* Stratigraphie und stratotypus. Mainz: Verlag der Akademie der Wissenschaften und der Literatur, 1970. 236 s.

2. Четвертичная система – проблема нижней границы и выделения ярусных подразделений

А.С. Тесаков

Важные изменения, произошедшие в верхней части Международной стратиграфической шкалы за последние несколько лет, и сопровождающая их интенсивная дискуссия напрямую затронули российскую стратиграфическую практику. Период неопределенности в неоген-четвертичном отрезке Международной стратиграфической шкалы и отечественной Общей стратиграфической шкалы явился следствием столкновения полярных взглядов морских и континентальных стратиграфов на статус квартера. После утверждения Международным союзом геологических наук новой нижней границы квартера и плейстоцена на уровне 2,58 млн лет в 2009 г. решением Межведомственного стратиграфического комитета была приведена в соответствие с этой границей и Общая стратиграфическая шкала. В то же время стабилизация внутренней структуры квартера в Международной и Общей стратиграфических шкалах по-прежнему требует значительных усилий и времени для согласования конкретных стратотипов и различных мнений. Шагом на этом пути стала ратификация калабрийского яруса в 2011 г. Новым явилось предложение выделить века технологического развития человечества в особый отдел квартера – антропоцен.

Tesakov A.S. The Quaternary System: the lower boundary issue and definition of stages

Drastic changes in the upper part of the Geological Time Scale during the recent years and the accompanying energetic discussion had a direct influence on the Russian stratigraphic practice. The instability in Neogene-Quaternary part of Geological Time Scale and the domestic General Stratigraphic Scheme was a consequence of a collision of alternative views of marine and continental stratigraphers on the status of the Quaternary. After the ratification of the new lower boundary of the Quaternary and Pleistocene at the level of 2.58 Ma in 2009, the Russian Stratigraphic Committee adjusted the General Stratigraphic Scheme accordingly. At the same time the stabilization of the inner structure of the Quaternary in the Geological Time Scale and General Stratigraphic Scheme still needs considerable efforts and time for selection of particular stratotypes and coordination of different opinions. The official ratification of the Calabrian Stage in 2011 marks a step along this road. The new challenge presents the proposition to introduce a new Anthropocene series for centuries of human technological development.

Понижение нижней границы квартера

Интенсивная дискуссия последних лет о статусе и объеме квартера формально завершилась 29 июня 2009 г., когда исполком Международного союза геологических наук (МСГН) ратифицировал рекомендацию Международной комиссии по стратиграфии (МКС) о понижении основания плейстоцена до нижней границы яруса гелазия. Было решено, что основание четвертичной системы, а также граница неогена и квартера определяются Точкой глобального стратотипа границы (GSSP) в разрезе Монте-Сан-Николо (Италия) и совпадает с основанием плейстоцена и гелазия. Гелазийский ярус переносится из плиоцена в плейстоцен [Gibbard et al., 2009; Finney, 2010]. Российское стратиграфическое сообщество разделилось по поводу этого решения. Некоторые стратиграфы высказались за принятие этой границы [Борисов, 2010; Ванген-

гейм, 2010], другие рекомендовали не торопиться, учитывая как негативные последствия для практики геокартирования и терминологической преемственности, так и спорный в процедурном аспекте и даже «скандальный» фон принятия решения о понижении основания квартера в Международной стратиграфической шкале (МСШ) [Гладенков, 2010, 2011; Тесаков, 2007, 2011]. Весной 2011 г. Межведомственный стратиграфический комитет (МСК) рассмотрел вопрос о понижении нижней границы квартера в отечественной Общей стратиграфической шкале (ОСШ). По итогам голосования 17 участников заседания Бюро МСК высказалось за понижение уровня границы квартера до 2,6 (2,588) млн лет, 12 – против [Гладенков, 2011; Жамойда, Леонтьева, 2012]. Отсутствие в опубликованных решениях МСК поименного списка

участников открытого голосования, близкие цифры, голосовавших «за» и «против», отсутствие на заседании многих известных стратиграфов, вынесение такого важного вопроса на простое голосование вместо проведения письменного опроса всех членов Бюро и Комитета – все это бросает тень на соответствие принятого решения мнению большинства отечественных стратиграфов. Тем не менее, новое положение основания квартера было принято. Кратко рассмотрим его основные негативные и позитивные последствия. По нашему мнению, отрицательных аспектов на сегодняшний день значительно больше.

Во-первых, новое положение нижней границы квартера стало третьим за последние 20 лет: до 1991 г. она была на уровне 0,8 млн лет, с 1991 по 2012 – 1,8 млн лет, с 2012 – 2,6 млн лет [Постановления..., 1991, 1996; Жамойда, Леонтьева, 2012]. Каждому ученому, знакомому с отечественной стратиграфической литературой, наверняка приходилось сталкиваться с пестротой стратиграфической терминологии для четвертичного интервала. Очень часто без конкретного контекста трудно понять, о каком отрезке времени или границе идет речь. Введение новой границы усугубляет ситуацию и прерывает 20-летнюю преемственность отечественной стратиграфической терминологии. Обедняется геоисторический контекст – на огромных территориях нашей страны «исчезает» неоген. Это напрямую касается геокартирования и повлечет дополнительные финансовые издержки. Негативным последствием является и потеря терминологического единства между Россией и такими близкими нам странами, как Украина (стратиграфический комитет Украины настаивает на сохранении старой границы неогена и квартера).

Во-вторых, новая граница (на уровне 2,58 млн лет в основании гелазия и совмещенная с палеомагнитной инверсией Гаусс-Матуяма) отнюдь не

более «событийная», чем старая граница на уровне 1,8 млн лет. Безусловно, это один из важных рубежей, давно обсуждавшихся в качестве возможной границы [Nikiforova, Alekseev, 1997; Gibbard, Head, 2010], однако его увязка с началом оледенения Северного полушария явно основана на принципе удобства и использования ближайшего ратифицированного стратотипа (в основании гелазия). Судя по данным изменения концентрации изотопов кислорода в донных фораминиферах, гораздо более четкая, «геосистемная» граница находится в нижней части пьаченция, на уровне около 3,5 млн лет [Lourens, 2008]. В классической и эталонной для отечественной стратиграфии плио-плейстоцена области Понто-Каспия граница в основании гелазия наименее удобна, поскольку проходит внутри крупных геосистемных регионов акчагыла и куяльника.

В-третьих, поспешное следование за изменениями международного стандарта потенциально может привести к еще большей нестабильности, если после истечения десятилетнего моратория в 2019 г. граница снова будет пересмотрена. Такое развитие событий вполне вероятно, т.к. «усекование плиоцена», т.е. перенос верхнего плиоцена (гелазия) старой шкалы в плейстоцен, было проведено вопреки мнению большинства стратиграфов, изучающих неоген [Van Couvering et al., 2009; Гладенков, 2011]. В новейшем издании сводки по международной стратиграфии продолжает использоваться плио-плейстоценовая граница на уровне 1,8 млн лет [Hilgen et al., 2012]. Из позитивных последствий принятия новой неоген-четвертичной границы можно назвать лишь увязку на современном этапе отечественной и международной стратиграфической терминологии. Однако это обстоятельство во многом нивелируется несовместимостью российской и международной внутренней структуры квартера.

Ярусное деление квартера

Стандартизация внутренних подразделений квартера и типизации их границ является одной из важных задач Подкомиссии по стратиграфии квартера (SQS) Международной комиссии по стратиграфии (ICS). Традиционно эталонным регионом для выделения таких подразделений считается классическая область юга Италии [Cita, 2008; Cita, Pillans, 2010]. Наиболее проработанным и вошедшим в геологическую практику является калабрийский ярус. Основание калабрии определяется уже ратифицированной Точкой глобального стратотипа границы (ТГСГ) в разрезе Врика в Италии

[Cita et al., 2008]. Разрез Врика – бывший стратотип неоген-четвертичной границы – остается одним из немногих позднекайнозойских разрезов, изученных с использованием большого количества физических и биотических методов стратиграфии, и его ценность как типового разреза основания калабрии не вызывает сомнений. Калабрийский ярус со стратотипом его нижней границы в разрезе Врика был окончательно ратифицирован исполкомом МСГН 5 декабря 2011 г.

В ОСШ калабрий соответствует по объему эоплейстоцену. На неизбежное измене-

ние структуры нижней части квартера в ОСШ имеется несколько точек зрения. Руководитель комиссии по четвертичной системе МСК Б.А. Борисов [2010] предлагает включить бывший верхний плиоцен (гелазий) в состав эоплейстоцена. Поддерживает эту позицию В.К. Шкатова [2012]. По мнению С.М. Шика [2011, с. 317] «от термина эоплейстоцен можно отказаться, заменив его калабрием. <...> Если же будет признано целесообразным оставить в общей шкале эоплейстоцен, следует сохранить прежний его объем, а гелазий выделять в качестве самостоятельного раздела под другим названием». В качестве такого термина предложено название «палеоплейстоцен». С нашей точки зрения, при сохранении традиционной для России структуры квартера (с разделами эоплейстоценом и неоплейстоценом), объем гелазия целесообразно обозначить новым термином для предотвращения терминологической путаницы. Параллельно в ОСШ должны постепенно вводиться ярусы Международной шкалы, в чем мы согласны с Б.А. Борисовым [2010].

Большого прогресса в утверждении ярусов среднего и верхнего плейстоцена МСШ за последние несколько лет достигнуто не было. Следующий по шкале предполагаемый ярус квартера – ионий [Cita et al., 2006; Cita, 2008]. По объему этот ярус должен охватить весь средний плейстоцен Международной шкалы, что соот-

ветствует раннему и среднему неоплейстоцену отечественной схемы. Стратотипом иония предполагается выбрать разрез Монтальбано-Ионико на юге Италии. Прекрасно изученный биостратиграфически [Ciaranfi et al., 2010; Maiorano et al., 2010], этот разрез, однако, не имеет палеомагнитной характеристики (породы перемагничены), что является препятствием для получения им статуса ТГСГ. Важно отметить, что по решению МКС нижняя граница иония совмещена с палеомагнитной инверсией Матуяма-Брюнес [Cita, 2008]. Ранее граница раннего и среднего плейстоцена проводилась между эпизодом Харамилло и основанием эпохи Брюнес на уровне ~0,9 млн лет [Cita et al., 2006]. Этот уровень соответствует уровню перестройки глобальной орбитальной цикличности с переходом от 100-тысячных к 41-тысячным климатическим ритмам и так называемой «среднеплейстоценовой революции» [Bertini et al., 2010] и был бы более естественным «событийным» вариантом для проведения границы. Именно на этой границе фиксируются и важные перестройки континентальной биоты [Вангенгейм, 2010]. Самый верхний запланированный ярус – тарантий (другое известное в литературе название – тиррен), с объемом, соответствующим позднему плейстоцену (позднему неоплейстоцену нашей шкалы), пока еще только предстоит подробно охарактеризовать [Cita, 2008].

Антропоцен

Новой приметой времени стало предложение о выделении нового отдела квартера – антропоцена. Хотя это название перекликается с антропогеном – традиционным в нашей стране названием четвертичной системы, оно имеет другое содержание. Этим термином предлагается обозначить время интенсивного промышленно-технологического развития человечества. Впервые в этом смысле применил это название П. Крутцен, голландский ученый, изучавший воздействие промышленных выбросов на озоновый слой атмосферы Земли [Crutzen, Stoermer, 2000; Crutzen, 2002]. Работа сторонников введения антропоцена, включающих географов, экоалармистов и прикладных геологов, быстро набирает силу. В 2008 г. создана рабочая группа по антропоцену в рамках Комиссии по стратиграфии квартера МКС МСГН, которую возглавляет Я. Заласевич (Великобритания). Предлагается выделить в антропоцен два последние века интенсивного промышленного развития, когда деятельность человека стала мощным геологическим фактором [Zalasiewicz et al.,

2010, 2011a]. Начало антропоцена предлагается совместить с началом XIX-го века; альтернативный глобальный рубеж – начало ядерных испытаний в 50-х годах XX-го века [Zalasiewicz et al., 2011b]. Пока судьба этого термина и стратона неясна. Прежде всего неясен его стратиграфический ранг. Идея выделения времени технологической революции в отдельную эру (антропозой, психозой, ноосфера, ноозой, эремозой и др.) многократно высказывалась геологами и философами, начиная с XIX-го века. Яснее ситуация со стратиграфическими критериями антропоцена. Ими, очевидно, могут служить геохимические и биосферные последствия человеческой деятельности, прежде всего повышение содержания углекислого газа и радионуклидов в атмосфере и новейших отложениях, а также сокращение биоразнообразия и появление глобальных инвазивных синантропных видов животных и растений.

Перевесят ли некоторые позитивные аспекты введения антропоцена (отдельный стратон для уникального геологического времени, природоох-

ранний аспект – привлечение общественного внимания к катастрофическим изменениям природной среды) неблагоприятные для этой концепции обстоятельства (нарушение иерархии и традиционного соотношения ранга и продолжительности

подразделений МСШ, избыточность для практики и теории, искусственность, отсутствие четких биостратиграфических критериев, трудности определения объема, картирования, негеологичность) покажет время.

Заключение

Утверждение новой нижней границы квартера и работа по обоснованию внутренней структуры четвертичной системы МСШ и ОСШ по-прежнему будут в центре внимания стратиграфов в ближайшие годы. Положительным событием нужно признать формальное утверждение статуса квартера как

системы международной стратиграфической шкалы, что одно время было поставлено под сомнение. Важным уроком недавних бурных событий, по-видимому, должен стать более сбалансированный подход к принятию важных решений, коренным образом меняющих облик стратиграфических шкал и схем.

Литература

- Борисов Б.А.* Об изменении уровня нижней границы четвертичной системы и уточнении возраста границ ее основных подразделений // Региональная геология и металлогения. 2010. № 41. С. 26–28.
- Вангенгейм Э.А.* Эволюция взглядов на стратиграфические схемы квартера по работам Геологического Института РАН // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2010. Т. 18. № 6. С. 118–128.
- Гладенков Ю.Б.* Громкая стратиграфическая дискуссия начала XXI века (статус и нижняя граница квартера) // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2010. № 2. С. 125–128.
- Гладенков Ю.Б.* Проблемы стратиграфии неогена и квартера: взгляд из 2011 года // Современные проблемы стратиграфии неогена и квартера России (Матлы Всероссийского научного совещания Москва, 31 марта – 1 апреля 2011 г.). / Под ред. Ю.Б. Гладенкова и М.Е. Былинского. М.: ГЕОС, 2011. С. 9–12.
- Постановления межведомственного стратиграфического комитета и его постоянных комиссий. Вып. 25. Л.: Изд-во ВСЕГЕИ, 1991. 62 с.
- Постановления межведомственного стратиграфического комитета и его постоянных комиссий. Вып. 28. СПб.: Из-во ВСЕГЕИ, 1996. 24 с.
- Жамойда А.И., Леонтьева Е.Н.* Постановление о понижении уровня границы неогеновой и четвертичной систем // Постановления межведомственного стратиграфического комитета и его постоянных комиссий. Вып. 41. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2012. С. 9–11.
- Тесаков А.С.* Современная дискуссия о положении неоген-четвертичной границы Геологические события неогена и квартера России: современное состояние стратиграфических схем и палеогеографические реконструкции. / Под ред. Ю.Б. Гладенкова. М.: ГЕОС, 2007. С. 90–95.
- Тесаков А.С.* Современные проблемы стратиграфии четвертичной системы // Современные проблемы стратиграфии неогена и квартера России (Матлы Всероссийского научного совещания Москва, 31 марта – 1 апреля 2011 г. / Под ред. Ю.Б. Гладенкова и М.Е. Былинского. М.: ГЕОС, 2011. С. 96–101.
- Шук С.М.* Предложения по номенклатуре общей стратиграфической шкалы квартера // Мат-лы VII Всероссийского совещания по изучению четвертичного периода. Апатиты, 12–17 сентября 2011 г. Апатиты. СПб., 2011. С. 316–320.
- Шкатова В.К.* Предложения по структуре общей стратиграфической шкалы квартера // Региональная геология и металлогения. 2012. № 49. С. 23–25.
- Bertini A., Ciaranfi N., Marino M., Palombo M.R.* Proposal for Pliocene and Pleistocene land–sea correlation in the Italian area // Quaternary International. 2010. Vol. 219. P. 95–108.
- Ciaranfi N., Lirer F., Lirer L. et al.* Integrated stratigraphy and astronomical tuning of lower–middle Pleistocene Montalbano Jonico section (southern Italy) // Quaternary International. 2010. Vol. 219. P. 109–120.
- Cita M.B.* Summary of Italian Marine Stages // Episodes. 2008. Vol. 31. № 2. P. 251–254.
- Cita M.B., Capraro L., Ciaranfi N. et al.* Calabrian and Ionian: A proposal for the definition of Mediterranean stages for the Lower and Middle Pleistocene // Episodes. 2006. Vol. 29. № 2. P. 107–114.
- Cita M.B., Capraro L., Ciaranfi N. et al.* The Calabrian Stage redefined // Episodes. 2008. Vol. 31. № 4. P. 408–419.
- Cita M.B., Pillans B.* Global stages, regional stages or no stages in the Plio/Pleistocene? // Quaternary International. 2010. Vol. 219. P. 6–15.
- Crutzen P.J.* Geology of mankind // Nature. 2002. Vol. 415 (6867). P. 23.
- Crutzen P.J., Stoermer E.F.* The «Anthropocene» // IGBP Newsletter. 2000. № 41. P. 17, 18.
- Gibbard P.L., Head M.* The newly-ratified definition of the Quaternary System/Period and redefinition of the Pleistocene Series/Epoch, and comparison of proposals advanced prior to formal ratification // Episodes. 2010. Vol. 33. P. 152–158.

- Gibbard P.L., Head M.J., Walker M.J.C.* Formal ratification of the Quaternary System/Period and the Pleistocene Series/Epoch with a base at 2.58 Ma // *Journal of Quaternary Science*. 2009. Vol. 25. P. 96–102.
- Hilgen F.J., Lourens L.J., Van Dam J.A.* In: *The Neogene Period* / Eds.: F.M. Gradstein, J.G. Ogg, J.G. Schmitz, G.M. Ogg. *The Geological Time Scale 2012*. Amsterdam: Elsevier, 2012. P. 923–978.
- Finney S.C.* Formal definition of the Quaternary System/Period and redefinition of the Pleistocene Series/Epoch // *Episodes*. 2010. Vol. 33. № 3. P. 159–163.
- Lourens L.J.* On the Neogene–Quaternary debate // *Episodes*. 2008. Vol. 31. № 2. P. 239–242.
- Maiorano P., Capotondi L., Ciaranfi N. et al.* Vrica-Crotone and Montalbano Jonico sections: A potential unit-stratotype of the Calabrian Stage // *Episodes*. 2010. Vol. 33. № 4. P. 218–233.
- Nikiforova K.V., Alekseev M.N.* International Geological Correlation Program, Project 41: «Neogene/Quaternary Boundary» // Ed.: J.A. Van Couvering. *The Pleistocene Boundary and the Beginning of the Quaternary*. Cambridge: Cambridge University Press, 1997. P. 3–12.
- Van Couvering J.A., Aubry M.-P. et al.* What, if Anything, is Quaternary? // *Episodes*. 2009. Vol. 32. № 2. P. 125–126.
- Zalasiewicz J., Williams M., Fortey R. et al.* Stratigraphy of the Anthropocene // *Phil. Trans. R. Soc. London. A*. 2011b. Vol. 369. P. 1036–1055.
- Zalasiewicz J., Williams M., Haywood A., Ellis M.* The Anthropocene: a new epoch of geological time // *Phil. Trans. Roy. Soc. London. A*. 2011a. Vol. 369. P. 835–841.
- Zalasiewicz J., Williams M., Smith A. et al.* Are we now living in the Anthropocene? // *GSA Today*. 2010. Vol. 18. № 2. P. 4–8.

**МЕТОДЫ И ПРИЕМЫ
СТРАТИГРАФИЧЕСКИХ
ИССЛЕДОВАНИЙ**

3. Опыт расчленения неогена Восточной Камчатки по бентосным фораминиферам.

Изменение структуры древних сообществ

С.И. Бордунов

Выявлены комплексы фораминифер в неогене Восточной Камчатки, последовательная смена которых позволила выделить 25 биостратиграфических подразделений в ранге слоев с фауной и 8 местных зон по бентосным фораминиферам. На этой основе проведена региональная и межрегиональная корреляция неогеновых толщ и обоснован возраст выделенных биостратиграфических подразделений. Намечена определенная этапность развития фауны неогеновых фораминифер региона. Выделенные биостратиграфические подразделения сопоставлены с сейсмостратиграфическими комплексами шельфа Карагинского залива Берингова моря.

Bordunov S.I. Experience of subdivision of the East Kamchatka Neogene by benthic foraminifers. Structural changes in ancient assemblages

Some foraminiferal assemblages are discovered in the East Kamchatka Neogene. Their succession allowed establishing 25 beds with fauna and 8 benthic foraminifer zones of local extent. This served as a basis for regional and interregional Neogene correlations and dating of the established biostratigraphic units. Some stages in regional evolution of Neogene foraminifers are outlined. These units are correlated to seismostratigraphic sequences of the Karaginsky shelf of the Bering Sea.

Введение

Полуостров Камчатка расположен в зоне перехода от океана к континенту [Гладенков, 1992]. В данной области значительное развитие получили осадочные образования неогена, для которых обычно характерны большие мощности (до 2–4 км и более), значительный объем вулканогенных пород, частое изменение фациального состава толщ по разрезу и простирацию, разнообразные перерывы и несогласия, «немые» в палеонтологическом отношении пачки. Это обуславливает фациальное разнообразие и присутствие разрезов различного типа. Особенности геологического строения региона затрудняют стратиграфическое расчленение молодых кайнозойских толщ осадочного чехла.

На Восточной Камчатке имеется ряд разрезов неогена, среди которых наиболее полным и стратиграфически охарактеризованным является опорный разрез о. Карагинский. Мощность неогена здесь достигает 1,5–2 км.

Основой для местных и региональных стратиграфических построений, наряду с диатомовыми водорослями, служат бентосные организмы (моллюски и фораминиферы). Стратиграфическое рас-

членение неогеновых отложений на основе бентосных организмов проводится с выделением drobных подразделений в ранге слоев с фауной, которые отражают этапность развития бентосной фауны данного района и смену эколого-фациальных условий. Детальность и drobность подразделений на основе бентоса иногда выше, чем по планктону [Гладенков, 1994; 2010]. Это позволяет на основе бентоса подойти к созданию более детальных и более drobных стратиграфических шкал.

Из анализа геологических работ последних десятилетий можно отметить, что обоснование возраста неогеновых отложений Камчатки осуществляется несколькими путями:

1) с использованием корреляции бентосных комплексов с комплексами разрезов Японии и Северной Америки, где отложения неогена привязаны к стандартной шкале по планктонным фораминиферам;

2) сопоставлением подразделений, выделенных на основе бентосной фауны, с зонами по диатомовым водорослям в камчатских разрезах, коррелирующихся с зональными подразделениями океанических разрезов, которые, в свою очередь,

путем прослеживания их к югу увязываются с зональной шкалой тепловодных областей Мирового океана по диатомеям, а также со шкалами по планктонным фораминиферам и наннопланктону;

3) с помощью палеомагнитных данных, трековых, радиометрических датировок и использованием маркеров климатической, вулканической и другой природы.

Все это позволяет достаточно объективно подойти к определению возраста отложений и проведению обоснованных межрегиональных корреляций. В современных стратиграфических исследова-

ниях главный упор делается на дальнейшую детализацию стратиграфических шкал, разработку параллельных стратиграфических схем по разным группам ископаемых и монографическое изучение ископаемых остатков.

Восточная Камчатка с геологической точки зрения является одной из наименее изученных частей полуострова. Новые геологоразведочные работы нуждаются в создании более детальных, чем раньше, стратиграфических схем в связи с проведением в регионе геологической съемки, а также бурения на нефть и газ.

Слои с фауной и зоны по фораминиферам неогена о. Карагинский

Автор сделал попытку детального стратиграфического расчленения неогена Восточной Камчатки на основе изучения бентосных фораминифер о. Карагинского. Верхнеплиоценовые – четвертичные отложения Камчатского п-ова (ольховская свита) мощностью 300–500 м надстраивают верхнюю часть Карагинского разреза. В совокупности данные разрезы составляют практически полную последовательность неогеновых отложений, что позволяет составить достаточно полное представление о развитии в неогене фауны фораминифер Восточной Камчатки.

Автор использует схему расчленения неогена Карагинского опорного разреза на серии, свиты, толщи и пачки, предложенную Ю.Б. Гладенковым [1992]. В кайнозойской части разреза выделяются три серии. Первая и нижняя часть второй серии – палеогенового возраста (свиты мыса Тонс, Ильхатунская и песчаников с *Laternula*). В данной работе фораминиферы из этих свит не изучались, но для возрастной привязки сеймостратиграфических комплексов был проанализирован видовой состав микрофауны из этих отложений по работам М.Я. Серовой [Серова и др., 1975; Серова, 2001]. С целью детализации схемы неогена нами послойно изучены фораминиферы из верхней части второй серии, представленной пестроцветной свитой (нижний – средний миоцен), и третьей серии, включающей четыре свиты: мыса Плоского, Юньюнвямскую, лимимтэвямскую и усть-лимимтэвямскую (средний миоцен – плиоцен), а также тусатувямские слои (верхний плиоцен). Этот разрез расположен на юго-западном побережье острова.

Анализ комплексов фораминифер из вышеперечисленных свит позволил выявить их четкую последовательную смену. На этом основании были выделены биостратиграфические подразделения в ранге слоев с фауной. Слои с фауной – вспомогательное биостратиграфическое подразделение

– представляют собой отложения, содержащие определенные комплексы древних организмов и на этой основе отличающиеся от выше- и нижележащих слоев. Обычно они соответствуют литологическим пачкам.

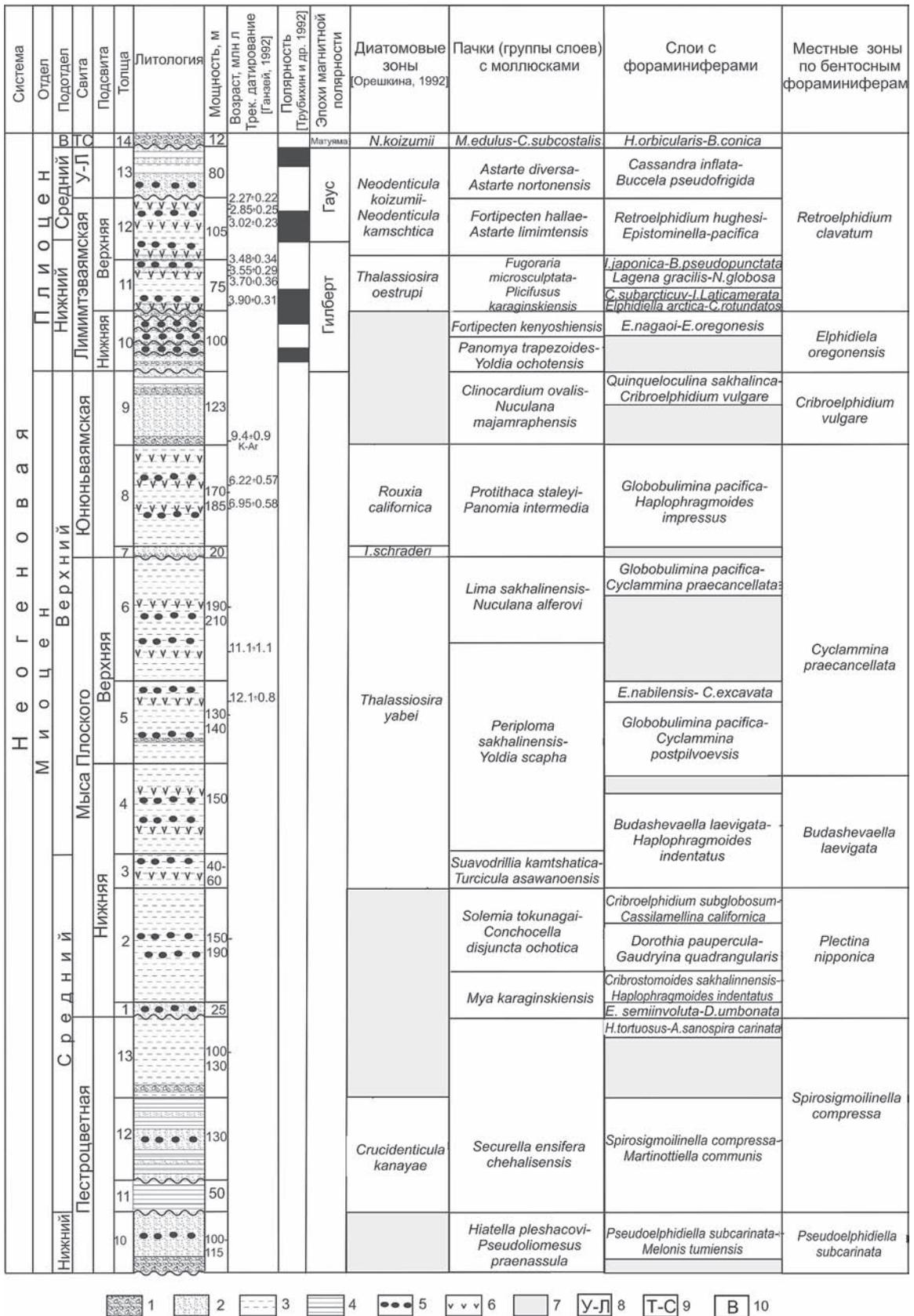
Нижняя граница каждого такого подразделения обычно устанавливалась по появлению нескольких новых видов, чему соответствовала определенная перестройка качественной и количественной структуры комплексов фораминифер. Обычно границы слоев с фораминиферами смыкаются в разрезе. Если отложения между соседними слоями не содержали раковин фораминифер, то они выделялись как интерслои. За виды-индексы в названии слоев обычно принимались два вида – один, характерный для этого слоя, и второй, доминирующий в нем, как правило, с достаточно определенным стратиграфическим положением и широким географическим распространением.

Отложения неогена Восточной Камчатки расчленены на 25 подразделений в ранге слоев с фораминиферами. Все слои с фауной привязаны к литологическим пачкам или их частям [Гладенков и др., 1992] (рис. 3.1, 3.2). В стратиграфической последовательности это следующие слои.

Нижний – средний миоцен Пестроцветная свита

1. Слои с *Pseudoelphidiella subcarinata* и *Melonis tumiensis* (литологическая пачка 1 толщи 10 по [Гладенков и др., 1992]; переслаивание песчаных и галечных гравелитов, в нижней части песчаники мелко-среднезернистые; мощность пачки около 100 м). Количественно преобладают *Melonis tumiensis* V. Kuznetzova, *Criboelphidium crassum* (V. Kuznetzova), *Pseudoelphidiella subcarinata* (Voloshinova), *Melonis pompilioides* (Fichtel et Moll).

2. Слои с *Spirosigmoilinella compressa* и *Martinottiella communis* (пачка 2 толщи 11 и пачки



1 2 3 4 5 6 7 У-Л 8 Т-С 9 В 10

Рис. 3.2. Стратиграфическое расчленение разреза неогена о. Карагинский по фораминиферам и другим группам. 1 – конгломераты и гравелиты; 2 – песчаники и туфопесчаники; 3 – алевролиты и туфоалевролиты; 4 – аргиллиты и туфоаргиллиты; 5 – карбонатные конкреции; 6 – прослои туфов; 7 – отсутствие фауны; 8 – устьлимимтэваямская свита; 9 – тусатуваямские слои; 10 – верхний подотдел

кой и гравием; мощность 40–60 м). Состав комплекса фораминифер данных слоев характеризуется резкой сменой, так как образован почти исключительно агглютинирующими видами. Появляются такие реперные виды для среднемиоценовых отложений, как *Plectina nipponica* Asano, *Haplophragmoides indentatus* [Волошинова и др., 1970; Дмитриева, 2007, 2009; Серова, 1978; Hanagata, Hiramatsu, 2005].

6. Слои с *Dorothia paupercula* и *Gaudryina quadrangularis* (верхняя часть пачки 3 и пачка 4 толщи 2; туфоалевролиты опоквидные с рассеянной мелкой галькой и гравием; мощность 50–70 м). Доминируют *Gaudryina quadrangularis* (Cushman), *Asanospira carinata* (Cushman et Renz).

7. Слои с *Criboelphidium subglobosum* и *Cassilamellina californica* (пачки 5 и 6 толщи 2; туфоалевролиты опоквидные с рассеянной мелкой галькой и гравием мощностью 60–80 м). Для комплекса фораминифер характерно преобладание секреторных форм над агглютинирующими.

8. Слои с *Budashevaella laevigata* и *Haplophragmoides indentatus* (пачки 7–9 толщи 3 и пачки 10–12 толщи 4; туфодиатомиты и туфоалевролиты мощностью 140–150 м). Характеризуются более глубоководным комплексом фораминифер по сравнению с предыдущим. Агглютинирующие формы резко преобладают над секреторными.

9. Слои с *Globobulimina pacifica* и *Cyclammina postpivoensis* (пачки 14–20 толщи 5; переслаивание тефроидов и туфодиатомитов; мощность около 120 м). Содержат обедненный комплекс фораминифер.

10. Слои с *Elphidiella nabilensis* и *Cassandra excavata* (пачка 21 толщи 5; частое неравномерное переслаивание тефрогенных аргиллитов и песчаников; мощность 15 м). Комплекс представлен фораминиферами с секреторной стенкой. Преобладают *Cassandra excavata* (Voloshinova) и *Elphidiella nabilensis* Voloshinova et Borovleva.

В пачках 22–26 толщи 6, представленных алевритистыми диатомитами с прослоями туфов общей мощностью 140–150 м, фораминиферы не встречены.

11. Слои с *Globobulimina pacifica* и *Cyclammina praecancellata* (пачка 27 толщи 6; туфодиатомиты с прослоями тефроидов и туфов; мощность до 60 м). Комплекс данных слоев обедненный. Преобладают *Cyclammina praecancellata* Voloshinova; их крупные раковины можно наблюдать в образцах породы невооруженным глазом.

Верхний миоцен

Юноньваямская свита

В пачках 1 и 2 толщи 7, сложенных гравелитами и песчаниками мощностью 20–25 м, фораминиферы не обнаружены.

Слои с *Globobulimina pacifica* и *Haplophragmoides impressus* (пачки 3–7 толщи 8; туфоалевролиты и туфодиатомиты – в верхней части; мощность 130–150 м). Характеризуются бедным комплексом фораминифер, в котором доминируют агглютинирующие формы.

В пачке 8 толщи 9 из туфобрекчий и тефроидов, а также пачке 9 толщи 9, сложенной песчаниками и алевролитами общей мощностью 45–50 м, фораминиферы не обнаружены.

13. Слои с *Quinqueloculina sakhalinica* и *Criboelphidium vulgare* (пачки 10–13 толщи 9; алевролиты, в верхней части песчаники и конгломераты; общая мощность до 30 м). Содержат довольно мелководный набор видов фораминифер. Выше данных слоев в разрезе неогена острова агглютинирующие фораминиферы больше не встречаются.

Плиоцен

Нижняя подсвита лимимтэваямской свиты

В интервале 0–60 м от подошвы свиты (пачки 1–4 толщи 10) отложения представлены чередованием прослоев и линз желтовато-серых разногальчатых конгломератов и разнозернистых туфопесчаников; фораминиферы в них не обнаружены.

14. Слои с *Elphidiella nagaoui* и *Elphidiella oregonensis* (пачки 5–11 толщи 10; туфопесчаники средне- и мелкозернистые желтовато-серые, зеленовато-серые, иногда с рассеянной галькой и гравием; мощность 50–55 м). Характерно массовое развитие *Elphidiella oregonensis* (Cushman et Grant), широко распространенных во всей Северной Пацифике [Серова, 1978; Narayan et al, 2005].

15. Слои с *Elphidiella arctica* и *Cibicides rotundatus* (пачки 12–13 толщи 11; туфопесчаники зеленовато-серые, крупнозернистые, с рассеянной галькой мощностью 10 м). Впервые в разрезе отмечены бореально-арктические виды *Elphidiella arctica* (Parker et Jones) и *Criboelphidium subarcticum* (Cushman).

Верхняя подсвита

лимимтэваямской свиты

16. Слои с *Criboelphidium vulgare* и *Islandiella laticamerata* (пачка 14 толщи 11; туфодиатомиты опоквидные, желтовато-серые при высыхании белеют, с примесью песчаного материала; мощность 20 м). В массовом количестве встречаются *Islandiella laticamerata* (Voloshinova), *Retroelphidium clavatum* (Cushman). Основу комплекса составляют бореальные и бореально-арктические виды, многие из которых обитают на глубинах порядка 50–150 м [Савицкий и др., 1979; Серова, Таи, 1977].

17. Слои с *Lagena gracilis* и *Nonionella globosa* (пачка 15 толщи 11; туфодиатомиты мелкощелочные)

чатые с примесью песчаного материала мощностью 20 м). Характеризуются богатым набором фораминифер. Преобладают *Nonionella globosa* Ishiwada, *Islandiella laticamerata*.

18. Слои с *Islandiella japonica* и *Bolivina pseudopunctata* (пачки 16–19 толщи 11 и пачки 20–21 толщи 12; чередование светлых глинистых диатомитов и их песчаных разностей темно-серой окраски, с галькой и гравием; общая мощность 65–70 м). Характерно постоянное присутствие сравнительно глубоководных видов, для которых обычны глубины обитания 150–500 м [Саидова, 1975; Фурсенко и др., 1979].

19. Слои с *Retroelphidium hughesi* и *Epistominella pacifica* (пачки 22–25 толщи 12; туфодиатомиты зеленовато-серые, часто с обильной примесью песчанистого материала, с рассеянной галькой; мощность 70 м). В данном комплексе заметное место занимают виды, широко распространенные в Северо-Западной Пацифике в четвертичное время [Хорева, 1988; Rau et al, 1983]. Доминируют мелководные формы, однако наряду с ними часто присутствуют сравнительно глубоководные виды.

Усть-лимимтэваямская свита

20. Слои с *Cassandra inflata* и *Buccella pseudofrigida* (пачки 1–7 толщи 13; туфопесчаники среднезернистые, серые, зеленовато-серые, с рассеянной галькой; мощность около 80 м). Встречающиеся в значительных количествах *Buccella citronea* Leonenko, *B. pseudofrigida* Leonenko, *B. hannai arctica* Voloshinova отличаются мелкими размерами.

Тусатуваямские слои

21. Слои с *Hyanesina orbicularis* и *Globulina glacialis* (пачка 10 толщи 14; разногальчатые конгломераты и гравелиты; мощность 12–25 м). Характерно появление группы видов, широко распространенных в четвертичных отложениях бореальных и бореально-арктических районов: *Hyanesina orbicularis* (Brady), *Globulina glacialis* Cushman et Ozawa, *Islandiella yabei* (Asano) и др. [Хорева, 1988; Hasegawa, 1979].

Ольховская свита Камчатского п-ова

22. Слои с *Criboelphidium subarcticum* и *Retroelohidium hughesi* (литологические пачки 1–8 толщи 1 и пачки 9–15 толщи 2 по [Петров, 1982]; песчаники и конгломераты, редко с прослоями глин и алевролитов; алевролиты песчаные; мощность 190–200 м). Характеризуется сравнительно небогатым составом фораминифер. Важную роль в комплексе играют арктическо-бореальные виды *Hyanesina orbicularis*, *Globulina glacialis* Cushman et Ozawa, *Criboelphidium subarcticum* (Cushman), *Buccella hannai arctica*, *Retroelphidium clavatum*.

23. Слои с *Siphonoperta agglutinata* и *Discoislandiella subarctica* (нижняя часть пачки 16 толщи 3; алевролиты песчаные мощностью около 50–60 м). Характерно массовое развитие *Discoislandiella subarctica* Bordunov. Состав фораминифер свидетельствует о существовании более благоприятных условий для их развития, чем в комплексе предыдущих слоев.

24. Слои с *Uvigerina peregrina* и *Epistominella pacifica* (верхняя часть пачки 16 толщи 3; алевролиты песчаные мощностью 50–60 м). Количественно преобладают *Discoislandiella subarctica*, *Epistominella pacifica* (Cushman). Данный комплекс имеет наиболее глубоководный облик в изучаемом разрезе.

25. Слои с *Retroelohidium hughesi* и *Criboelphidium bartletti* (пачки 17, 18 толщи 3; чередование глин и песка мощностью 100–110 м). Содержат достаточно мелководный комплекс фораминифер. Следует отметить присутствие в данных слоях ныне вымершего вида *Retroelphidium hughesi*, который отсутствует в вышележащих отложениях. Комплекс фораминифер данной пачки в некоторой степени сходен с раннеплейстоценовой фауной карагинских слоев по доминированию эльфидиид, и, в частности, *Retroelphidium clavatum* [Хорева, 1988].

В результате анализа слоев с фауной и с учетом данных по составу и стратиграфическому распространению фораминифер в разрезах можно наметить этапность в развитии неогеновой микрофауны в морских бассейнах Восточной Камчатки, которая отражается в определенной общности систематического состава и количественных соотношений таксонов в группах слоев (пачках) с фауной. Смена комплексов бентосных фораминифер соответствует, с одной стороны, эволюционному развитию фораминифер, а с другой – изменению палеообстановок (глубины бассейна, температуры вод, колебания уровня моря). Отмечаемые перестройки состава и структуры комплексов тесно связаны с историей развития пришельфового палеобассейна Восточной Камчатки. Такие группы слоев были выделены по палеонтологическому и стратиграфическому критериям в виде биостратиграфических зон, которые по типу являются комплексными, а по масштабу их распространения – местными и провинциальными [Стратиграфический..., 2006]. В неогене Карагинского разреза выделяются 8 таких зон, некоторые из них прослеживаются и в смежных регионах (Сахалин, Северная Япония, Корякское нагорье, северо-западное побережье и прилегающий шельф Америки) (см. рис. 3.2, таблица 3.1).

I. Зона *Pseudoelphidiella subcarinata* (слои 1). Выделяется в пределах толщи 10 пестроцветной

свиты. Нижняя граница устанавливается по появлению вида индекса. Состав комплекса отражает присклоновые условия с накоплением осадков турбидитного генезиса. Нижний миоцен.

II. Зона *Spirosigmoilinella compressa* (слои 2–3). Выделяется в пределах толщ 11–13 пестроцветной свиты. Нижняя граница устанавливается по появлению вида индекса и сопутствующего набора новых видов агглютинирующих фораминифер. Состав комплекса фораминифер свидетельствует о значительной глубине бассейна. Это, вероятно, связано с начавшейся трансгрессией моря. На данный интервал приходится начало климатического оптимума конца раннего – начала среднего миоцена.

III. Зона *Plectina nipponica* (слои 4–7). Зона выделяется в пределах толщ 1–2 свиты мыса Плоского. Нижняя граница устанавливается по появлению вида индекса и ряда глубоководных агглютинирующих видов над базальной грубообломочной толщей с секреторными фораминиферами. Присутствие относительно глубоководных видов *Dorothia paupercula*, *Guadryina quadrangularis*, *Plectina nipponica* свидетельствует о значительной глубине палеобассейна (нижняя батиналь), существовавшего в районе исследований. Средний миоцен.

IV. Зона *Budashevaella laevigata* (слои 8). Выделяется в пределах толщ 3–4 свиты мыса Плоского. Нижняя граница устанавливается по появлению вида индекса. Преобладают агглютинирующие формы с *Haplophragmoides indentatus*, *H. kakertensis*, *Cribrostomoides sakhalinensis* с постоянным присутствием *Globobulimina pacifica*. Глубина палеобассейна составляла около 200–500 м. Состав комплекса фораминифер свидетельствует об относительно холодноводных, обедненных кислородом условиях. Средний миоцен – верхний миоцен.

V. Зона *Cyclammia praecancellata* (слои 9–12). Выделяется в пределах толщ 5–6 свиты мыса Плоского и толщ 7–8 юньюнвямской свиты. Нижняя граница устанавливается по последнему нахождению вида индекса предыдущей зоны. Характерны, иногда многочисленные, *Cyclammia praecancellata*. Водные массы были холодноводными, недосыщенными кальцием и кислородом. Верхний миоцен.

VI. Зона *Criboelphidium vulgare* (слои 13). Выделяется в пределах толщи 9 юньюнвямской свиты. Нижняя граница устанавливается по появлению вида индекса. Содержит обедненный, относительно мелководный комплекс с преобладанием секреторных форм. Отложения зоны соответствует этапу начала резкой перестройки бассейна, связанного с его значительным обмеле-

нием. Глубина бассейна составляла до 50–100 м. Верхний миоцен.

VII. Зона *Elphidiella oregonensis* (слои 14, 15). Выделяется в пределах толщи 10 лимимтэваямской свиты. Нижняя граница устанавливается по появлению вида индекса. Характерно преобладание *Elphidiella oregonensis*, широко распространенных в нижнем плиоцене всей Северной Пацифики. Отложения зоны накапливались в условиях новой трансгрессии. Глубины бассейна были около 50 м. Температурные условия были более теплыми, чем в предыдущем этапе. Нижний плиоцен.

VIII. Зона *Retroelphidium clavatum* (слои 16–21). Выделяется в пределах толщ 11–12 лимимтэваямской свиты, толщи 13 усть-лимимтэваямской свиты и толщи 14 тусатуваямских слоев. Нижняя граница устанавливается по появлению вида индекса. Для комплекса характерно значительное количество *Retroelphidium clavatum* и *Buccella pseudofrigida*. Изменение состава комплекса фораминифер данной зоны связано с началом углубления бассейна в середине плиоцена. Глубины составляли 100–200 м. Водные массы были насыщены кислородом и кальцием. Верхний плиоцен.

Зона *Retroelphidium clavatum* была выделена также в ольховской свите Камчатского п-ова (слои 1–4). Характерно значительное количество представителей исландиеллид и элфидиид. Наряду с бореальными формами важное место в комплексе занимают арктическо-бореальные фораминиферы. Характеризуется широким развитием планктонных форм *Neogloboquadrina pachyderma*, *Globigerina bulloides*, *G. quinqueloba* в средней части зоны. Отложения этой зоны, с учетом данных по диатомовым водорослям, соответствуют верхней части одноименной зоны о. Карагинский.

Характер изменений количественной структуры зональных комплексов местных зон по бентосным фораминиферам показал, что намеченная этапность нашла отражение и в соотношении вымерших и современных видов. Количество вымерших видов постепенно уменьшалось в течение неогена от 85% в нижнем миоцене до 8% в верхнем плиоцене. Резкие изменения произошли на границе среднего и верхнего миоцена, когда количество вымерших видов уменьшилось от 76% до 58%, а также на границе верхнего миоцена и плиоцена, когда количество вымерших видов уменьшилось от 50% до 13%.

Количество появляющихся видов в зональных комплексах колеблется от 36% до 100%, оставаясь постоянно высоким (67–100%) в большинстве комплексов. Относительно небольшое количество (36%) появляющихся видов в IV и V зонах, вероятно, связано с незначительными изменениями палеообстановок изучаемого бассейна во время формирования отложений данных зон, когда су-

ществовали относительно стабильные палеогеографические условия.

В структуре зональных комплексов присутствие характерных видов постоянно достаточно высокое (от 29% до 75%), что также свидетельствует об определенной этапности в развитии фораминиферовых сообществ неогена Восточной Камчатки и о том, что каждый этап характеризуется определенным и своеобразным набором видов [Серова, Таи, 1977]. Анализ местных зон с позиций палеобиогеографической провинциальности зональных комплексов показал, что в течение неогена наблюдалось прогрессирующее похолодание с тремя хорошо выраженными периодами потепления (климатические оптимумы) во время формирования отложений зон II (пограничные отложения нижнего и среднего миоцена), III (средний миоцен) и VII (нижний плиоцен). Так, процент южнобореальных видов в нижнем – среднем миоцене со-

ставляет 11–18%, в верхнем миоцене – 0–8%, а в плиоцене – 8–13%. Количество бореальных видов резко уменьшается на границе верхнего миоцена и плиоцена от 75% до 54%. В верхнем плиоцене впервые появляются арктическо-бореальные виды и резко увеличивается количество космополитных видов (до 35%).

Изучение развития неогеновых сообществ бентосных фораминифер Восточной Камчатки выявило, что намеченная этапность развития фораминифер имеет неравномерный характер, и этапы имеют разную протяженность во времени, что напрямую связано как с историей геологического развития бассейна, так и особенностью эволюции сообществ фораминифер в течение неогена. Отмечаемые перестройки состава и структуры сообществ фораминифер, в основном, отражают изменение палеогеографических и палеоэкологических обстановок.

Сопоставление биостратиграфических подразделений с сейсмостратиграфическими комплексами

Полученные биостратиграфические данные помогают сопоставить стратиграфические подразделения с сейсмостратиграфическими комплексами прилегающего шельфа [Шаинян и др., 1989; Zellers, Lagoe, 1992]. К настоящему времени появились сейсмические данные ОАО «ДМНГ» по Карагинскому заливу к северо-западу от о. Карагинского. Они выявили глубинное строение кайнозойских отложений Литкенского прогиба под водами пролива Литке, отделяющего остров от п-ва Камчатка (рис. 3.3). Были установлены сейсмостратиграфические комплексы в осадках кайнозойского чехла, разделенные поверхностями несогласий (рис. 3.4).

На восточном борту Литкенского прогиба установлено пять сейсмостратиграфических комплексов над поверхностью акустического фундамента, которым являются сложнодислоцированные вулканогенно-осадочные и кремнистые толщи верхнего мела и палеоцена. Сопоставляя данные сейсмокомплексы с разрезом кайнозойских отложений о. Карагинский их можно датировать и привязать к свитам, выделенным в береговой части острова.

Нижний комплекс сопоставляется с палеогеновыми свитами мыса Тонс и ильхатунской (средний эоцен – нижний олигоцен). Залегающий выше комплекс сопоставляется со свитой песчаников с

Laternula (верхний олигоцен – нижний миоцен) и пестроцветной свитой (нижний – средний миоцен). В данных отложениях на берегу о. Карагинский наблюдаются разрывные нарушения, разделяющие по тектоническому контакту толщи 10 и 11 пестроцветной свиты. В Литкенском прогибе в отложениях соответствующего сейсмостратиграфического комплекса также обнаружены тектонические нарушения. Вышележащий сейсмостратиграфический комплекс, вероятно, соответствует отложениям свиты мыса Плоского. Он трансгрессивно перекрывает отложения нижних комплексов. Возраст данного комплекса – средний – верхний миоцен.

Для верхнемиоценового–нижнеплиоценового сейсмокомплекса характерно то, что он трансгрессивно срезается отложениями верхнего плиоцена. На о. Карагинский соответствующие данному комплексу отложения юньюнваямской, лимитэваямской и усть-лимитэваямской свит перекрываются отложениями тусатуваямских слоев и четвертичными осадками. Тектонические движения конца плиоцена – начала плейстоцена, соответствующие сахалинской фазе складчатости, проявившейся во многих регионах Северо-Западной Пацифики, нашли отражение в инверсии осадков, залегающих ниже отражающего горизонта, соответствующего этому событию.

Заключение

Изучение бентосных фораминифер позволило провести детальное расчленение опорного разре-

за неогена Восточной Камчатки на о. Карагинский и выделить 25 дробных биостратиграфических

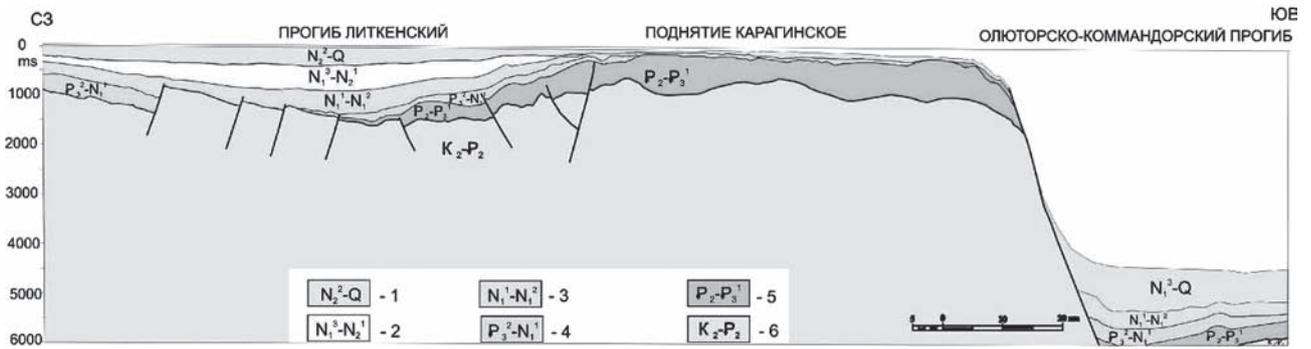


Рис. 3.3. Сейсмо-геологический разрез через Карагинский залив (по материалам ДМНГ).

Сеймостратиграфические комплексы:

1 – верхнеплиоценовый–четвертичный; 2 – верхнемиоценовый–нижнеплиоценовый; 3 – ниже–среднемиоценовый; 4 – верхнеолигоценый–нижнемиоценовый; 5 – среднеэоценовый–нижнеолигоценый; 6 – верхнемеловой–нижнеэоценовый

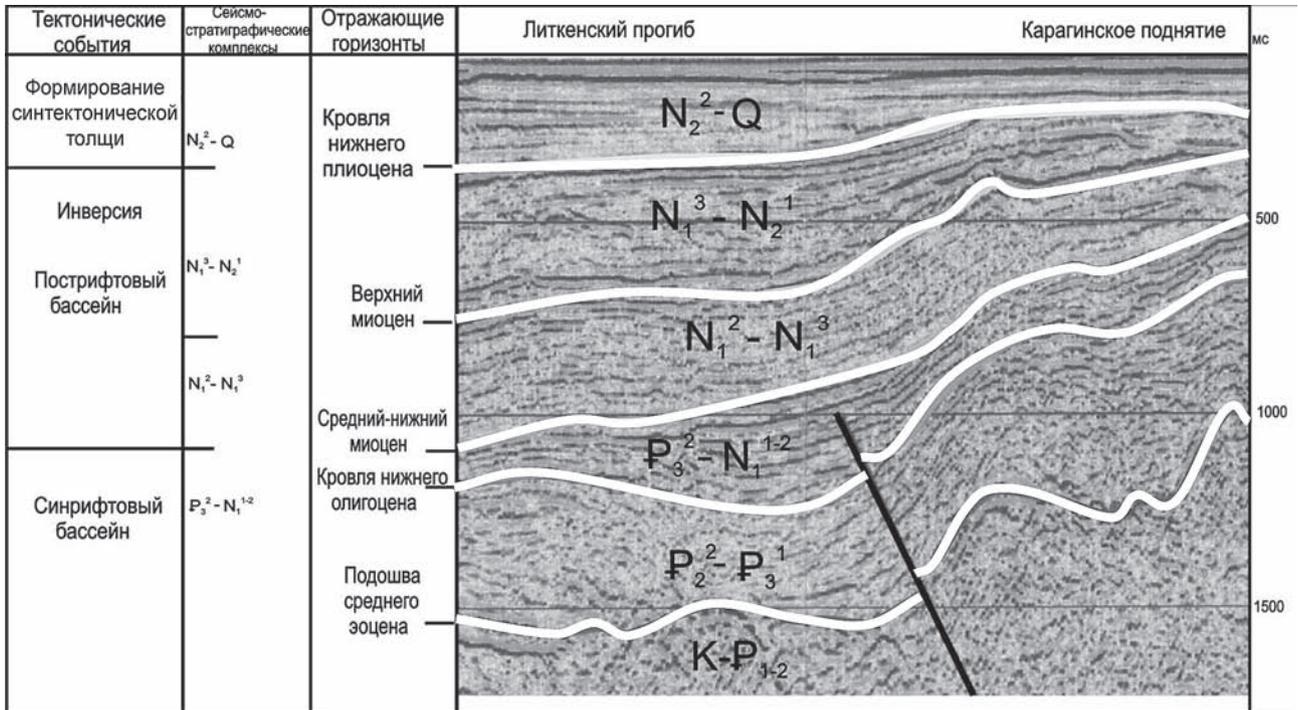


Рис. 3.4. Сейсмический профиль через восточный борт Литкенского прогиба (по материалам ДМНГ)

подразделений в ранге слоев с фауной, а также 8 комплексных зон, которые были использованы для местной и межрегиональной корреляции в пределах Северо-Западной Пацифики.

Выделенные слои и зоны увязаны со схемами дробного биостратиграфического расчленения неогена Восточной Камчатки на основе моллюсков и диатомовых водорослей, а также с данными физических методов. Это дало возможность более

обоснованно, чем раньше, подойти к определению возраста выделенных биостратиграфических подразделений.

Знание геологического строения и возраста кайнозойских толщ берегового разреза о. Карагинский позволило с большой достоверностью датировать сеймостратиграфические комплексы потенциально нефтегазоносного Литкенского прогиба.

Литература

- Волошинова Н.А., Кузнецова В.Н., Леоненко Л.С. Фораминиферы неогеновых отложений Сахалина // Тр. ВНИГРИ. Вып. 284. Л.: Недра, 1970. 303 с.
- Гладенков Ю.Б. Зоны перехода от океанов к континентам: опыт стратиграфических и палеоэкологических исследований // Изв. РАН. Сер. геол. 1992. № 9. С. 11–34.
- Гладенков Ю.Б. Практика выделения дробных стратиграфических подразделений в Камчатском неогене // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1994. Т. 2. № 2. С. 26–34.
- Гладенков Ю.Б. Зональная стратиграфия в решении фундаментальных и прикладных задач геологии // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2010. Т. 18. № 6. С. 1–14.
- Гладенков Ю.Б., Баринев К.Б., Басилян А.Э., Бордунов С.И. и др. Детальное расчленение неогена Восточной Камчатки // Тр. ГИН РАН. Вып. 478. М.: Наука, 1992. 208 с.
- Дмитриева Т.В. Зональная шкала по бентосным фораминиферам продуктивных отложений палеогена и неогена Охотской нефтегазоносной провинции // Стратиграфия и ее роль в развитии нефтегазоносного комплекса России. СПб.: ВНИГРИ, 2007. С. 376–395.
- Дмитриева Т.В. Неогеновые фораминиферы Берингово-морского шельфа: акваториальная часть Анадырского нефтегазоносного бассейна // Нефтегазовая геология. Теория и практика. 2009. С. 1–15.
- Петров О.М. Морские моллюски антропогена северной части Тихого океана // Труды ГИН: вып. 357. М.: Наука, 1982. 358 с.
- Савицкий В.О., Болдырева В.П., Данченко Р.В., Митрофанова Л.И. Оligocene-miocene отложения Южного Сахалина (Пограничный прогиб) // Вестн. МГУ. Сер. 4. Геология. 1979. № 1. С. 81–86.
- Саидова Х.М. Бентосные фораминиферы Тихого океана. М.: Наука, 1975. 875 с.
- Серова М.Я. Фораминиферы и стратиграфия неогена Камчатки // Тр. ГИН АН СССР. Вып. 323. М.: Наука, 1978. 142 с.
- Серова М.Я. Фораминиферы и биостратиграфия верхнего палеогена Северной Пацифики. М.: Наука, 2001. 215 с.
- Серова М.Я., Борзунова Г.П., Шапиро М.Н. Палеоген южной части острова Карагинского (Восточная Камчатка) // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1975. № 11. С. 73–83.
- Серова М.Я., Тау Е. Этапы развития комплексов фораминифер и корреляция разрезов неогена Камчатки и Японии // Вопросы микропалеонтологии. Вып. 20. 1977. С. 172–180.
- Стратиграфический кодекс России. 3-е изд. СПб.: ВСЕГЕИ, 2006. 95 с.
- Фурсенко А.В., Троицкая Т.С., Левчук Л.К. и др. Фораминиферы дальневосточных морей СССР. Новосибирск, 1979. 398 с. (Тр. ИГиГ СО АН СССР. Вып. 387).
- Хорева И.М. Фораминиферы антропогена северо-западного обрамления Тихого океана // Тр. ГИН АН СССР. Вып. 389. М.: Наука, 1988. 103 с.
- Шапиро М.Н., Большаков А.К., Большакова Р.А. и др. Стратиграфия кайнозойских образований Северо-Охотского прогиба по био- и сейсмостратиграфическим данным // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1989. № 4. С. 23–33.
- Hanagata S., Hiramatsu C. Miocene-Pliocene Foraminifera from the subsurface sections in the Yufutsu Oil and Gas Field, Hokkaido // Paleont. Res. 2005. Vol. 9. № 4. P. 273–298.
- Hasegawa S. Foraminifera of the Himi Group, Hokuriku Province, Central Japan // Sc. Rep. Tohoku Univ., Sec. Ser. (Geology). 1979. Vol. 49. № 2. P. 89–163.
- Narayan Y.R., Barnes R.C., Johns J.M. Taxonomy and biostratigraphy of Cenozoic foraminifera from Shell Canada wells, Toffino basin, offshore Vancouver Island, British Columbia // Micropaleontology. 2005. Vol. 51. № 2. P. 101–167.
- Rau W.W., Plafker G., Winkler G.R. Foraminiferal biostratigraphy and correlations in the Gulf of Alaska Tertiary province // Oil and gas investigation chart OC-120. Dep. Interior USGS. 1983. P. 1–11.
- Zellers S.D., Lagoe M.B. Stratigraphic and seismic analysis of offshore Yakataga Formation sections, Northeast Gulf of Alaska // Proceedings International Conference on the Arctic Margins. Anchorage. 1994. P. 111–116.

4. Проблемы и спорные вопросы биостратиграфии и палеобиогеографии кайнозоя при интерпретации данных по морским диатомеям

А.Ю. Гладенков

Освещается современное состояние диатомовой биостратиграфии кайнозоя с разбором принципов построения океанических зональных шкал. Анализируются трудности и ограничения в использовании зональных подразделений по морским диатомовым водорослям. Обсуждаются проблемы интерпретации данных, получаемых при изучении диатомей, при проведении реконструкции обстановок прошлого и корреляциях геологических событий.

Gladenkov A. Yu. Problems and controversial points of the Cenozoic biostratigraphy and paleobiogeography in interpretation of data based on marine diatoms

A current state of the Cenozoic diatom biostratigraphy is covered and principles of constructions of oceanic zonal scales are reviewed. Difficulties and obstacles in application of zonal subdivisions based on marine diatoms are analyzed. Problems in interpretation of data derived from studying of diatoms under carrying out of paleoenvironments and correlations of geological events are discussed.

Из стратиграфических данных вытекают представления об истории развития поверхности нашей планеты и населяющего ее органического мира. <...> Прогресс в палеонтологии прямо определял достижения хроностратиграфии, а суждение о пространственном значении стратиграфических подразделений целиком зависело от существования биогеографических представлений.

В.В. Меннер [1975]

Введение

Анализ тенденций развития современной стратиграфии показывает, что в стратиграфических исследованиях начала XXI века можно выделить два основных направления [Гладенков, 2004]. Они, в частности, нашли яркое отражение на сессиях последних Международных геологических конгрессов, состоявшихся в 2004 г. в Италии и 2008 г. в Норвегии [Гладенков, Гладенков, 2009]. К *первому направлению* относится детализация как Общей стратиграфической шкалы, так и региональных стратиграфических схем, когда расчленение древних толщ проводится уже на уровне не ярусов, а более дробных единиц – зон и подзон. Данные по детальной стратиграфии являются основой для проведения работ по *второму направлению*. Оно связано с датированием различных биотических и абиотических событий, а также

выяснением степени их синхронности и возможной связи. Использование биостратиграфических данных в русле этого направления дает возможность подходить к выявлению реальных этапов развития биосферы или отдельных ее частей. Необходимо напомнить, что один из основателей стратиграфической школы Геологического института РАН академик В.В. Меннер еще в 1960–1980-х годах указывал на важность таких исследований, неоднократно отмечая, что, в конечном счете, стратиграфические схемы отражают историю развития древних осадочных бассейнов.

В настоящей статье автор хотел бы остановиться на некоторых дискуссионных вопросах выделения и использования зональных стратиграфических подразделений по морским диатомовым водорослям, а также интерпретации данных, по-

лучаемых при изучении этой группы микроорганизмов (в частности, палеобиогеографических),

для проведения реконструкций и корреляций событий прошлого.

Современное состояние зональной стратиграфии кайнозоя по диатомеям

Не будет преувеличением сказать, что в целом стратиграфия в последние десятилетия достигла больших успехов. Во многом они связаны с использованием зональных подразделений. Особое место в зональной стратиграфии занимают микропалеонтологические данные. Это объясняется тем, что микрофоссилии широко представлены в отложениях практически всего фанерозоя, а также служат основными биостратиграфическими «инструментами» при обработке материалов бурения. Изучение ископаемых микроорганизмов, прежде всего планктонных, с помощью современных методов их выделения из пород и идентификации дает эффективные результаты по расчленению вмещающих толщ, в том числе, ранее считавшихся «немыми». Заметный интерес к изучению микропланктона проявился в конце 60-х годов прошлого века, когда в Мировом океане начало широкомасштабно проводиться глубоководное бурение. Он был обусловлен несколькими причинами. Во-первых, остатки этих организмов в толщах осадочного чехла мезозоя и кайнозоя обычно представлены в большом количестве. Во-вторых, в связи с относительно большой скоростью эволюции микропланктонных сообществ достигается высокое разрешение при расчленении древних толщ, что может использоваться для выделения зональных подразделений. И, в-третьих, микропланктон имеет достаточно широкое географическое распространение в морских бассейнах, что позволяет проводить корреляции вмещающих отложений, представленных в удаленных разрезах. Вот почему зоны, выделенные по планктонным организмам, представляют большой практический интерес. Если говорить о морском кайнозое открытых морских бассейнов, то большинство зон в нем выделяются в настоящее время именно по микропланктону, а разработанные стратиграфические шкалы представляют собой последовательность смыкающихся зональных подразделений. При биостратиграфических исследованиях наряду с карбонатным планктоном (фораминиферы, кокколитофориды) значительное внимание уделяется сейчас изучению кремнистого микропланктона, в первую очередь, диатомеям, имеющим особенно большое значение при расчленении осадочных толщ в тропических областей. Диатомовые водоросли появились в раннем мелу, однако широкое развитие получили со среднего эоцена, а в олигоцене-неогене начали преобладать в фитопланктоне высоких и средних широт Мирового океана.

Надо отметить, что начальному этапу разработки зональных шкал по микропланктону была свойственна некоторая эйфория в отношении широты стратиграфических сопоставлений. По представлениям некоторых исследователей, биостратиграфические зоны априори могут решать вопросы детальной корреляции в глобальном масштабе. Однако накопленные к настоящему времени данные свидетельствуют, что при безусловной практической ценности зонального расчленения следует иметь в виду определенные затруднения его использования. Ниже мы остановимся на основных трудностях и ограничениях, с которыми приходится сталкиваться при использовании зон по диатомеям. В качестве исходного материала использованы данные по кайнозойским зонам Северной Пацифики – региона, который является основным объектом исследований автора.

Трудности и ограничения использования зональных подразделений по диатомеям

Среди таких проблем в первую очередь, пожалуй, заслуживают внимания следующие.

Проблема использования зональных подразделений различного типа

Рассматривая принципы построения зональных океанических шкал по диатомеям, следует напомнить, что при выделении зон и проведении их границ используются датированные уровни – прежде всего, уровни появления или исчезновения отдельных маркирующих видов. Возраст и изохронность таких уровней контролируются в первую очередь их прямой корреляцией в разрезах с магнитостратиграфической шкалой. Критерии проведения границ могут быть неодинаковыми, поэтому в зависимости от этого выделяются различные типы зон: комплексные зоны, зоны распространения (включающие зоны совместного распространения, зоны распространения таксона, филозоны), интервал-зоны и акмезоны. Так, на рис. 4.1 показаны виды зон, которые в настоящее время выделяются в верхнем кайнозое Северной Пацифики. В целом можно говорить, что зоны представляют отложения, которые формировались за время существования определенного палеонтологического комплекса, отличающегося от комплексов смежных слоев. Однако при этом различия в составах сменяющих друг друга зональных сообществ в основном проявляются в ограниченном количе-

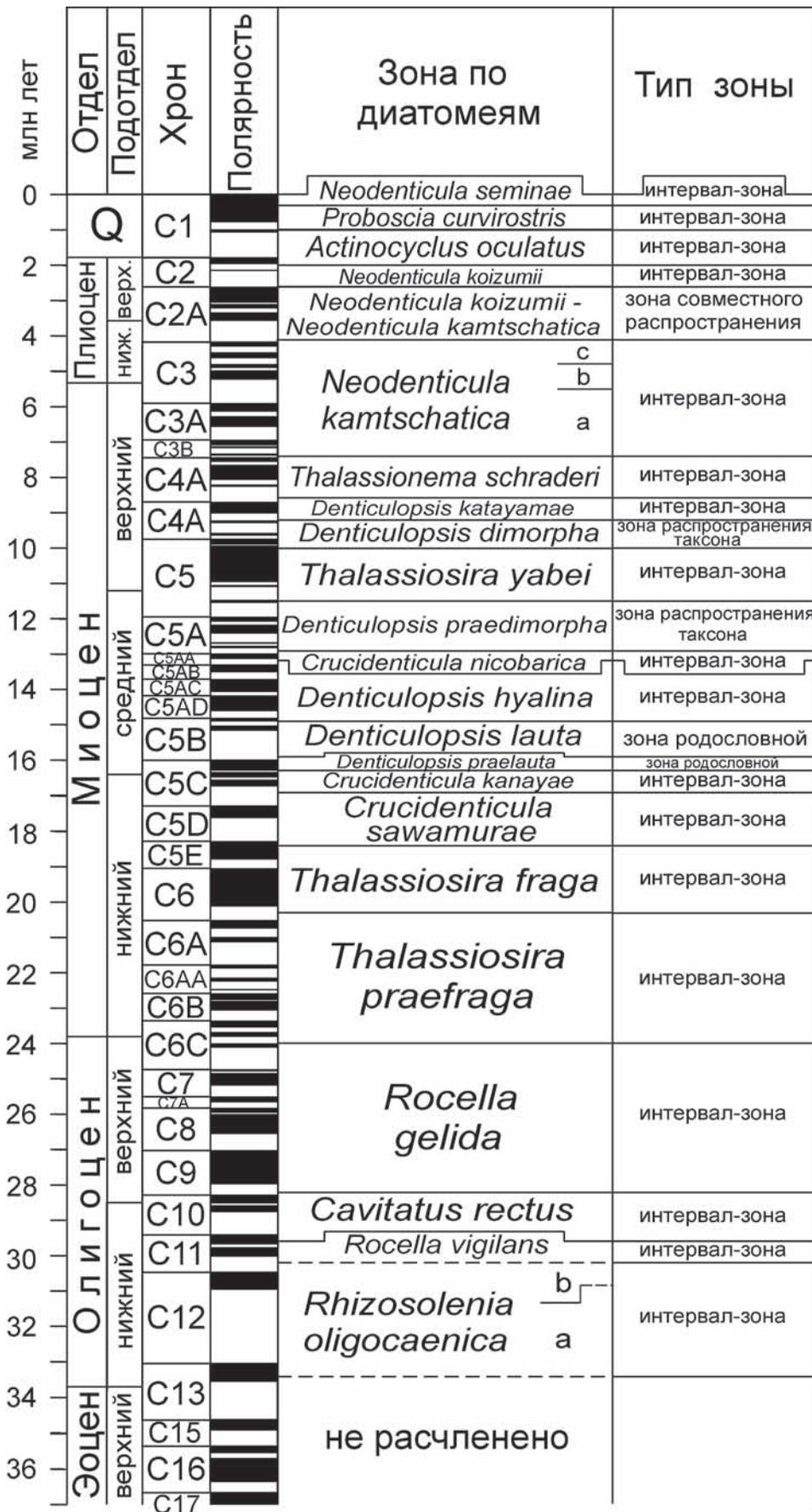


Рис. 4.1. Зональная шкала по диатомеям для расчленения олигоцена-квартера Северной Пацифики, по [Barron, Gladenkov, 1995; Gladenkov, Barron, 1995; Гладенков, 2007], скоррелированная с геохронологической и магнитостратиграфической шкалами У. Бергрена с соавторами [Berggren et al., 1995].

Q – четвертичная система, а-с – подзоны

стве видов (поэтому комплексные зоны по диатомеям в шкалах, разработанных для расчленения океанических осадков практически не используются). Как показала практика, наиболее эффективные результаты по выделению зон достигаются путем анализа стратиграфического распространения отдельных видов (необязательно относящихся к одному роду) или, реже, родов. Именно применение такого подхода позволяет в итоге получать дробные и смыкающиеся биостратиграфические подразделения с относительно изохронными границами. На современном уровне изученности диатомеи дают возможность обеспечивать высокую степень разрешаемости стратиграфических шкал, которые состоят из зон с продолжительностью в среднем от 1–2 до 0,1–0,2 млн лет. Использование датированных уровней представляет собой весьма удобный практический инструмент, который, по существу, в первую очередь направлен именно на выделение дробных биостратиграфических подразделений. Однако такие зоны часто не отражают значительные этапы развития флоры, а зональные виды не всегда обнаруживают филетическую преемственность в разрезе. Подобные зоны следует рассматривать как единицы в разряде специальных стратиграфических подразделений. Своим «частным обоснованием» они отличаются от основных стратиграфических подразделений – хронозон, которые имеют комплексное обоснование [Стратиграфический..., 2006]. По сравнению с последними биостратиграфические зоны являются менее информативными для определения этапов развития диатомовой флоры, а также палеобассейнов в целом [Гладенков, 2010]. Тем не менее, их использование позволяет как проводить дробное расчленение осадочных отложений, так и датировать геологические события.

Проблема глобальности и провинциальности диатомовых зон

При рассмотрении вопроса о пространственном масштабе зон верхнего кайнозоя, необходимо отметить, что глобальных зон по диатомеям в строгом смысле не существует. Об этом, например, свидетельствует анализ материалов по отложениям с возрастом моложе эоцена, которые формировались в условиях «ледникового» климатического режима, сменившего на Земле режим «оранжерейного» типа климата. Установлено, что диатомовые комплексы, по крайней мере с олигоцена, характеризуются определенной степенью провинциализма и приурочены к трем основным климатическим поясам: средне-высокоширотному южному, приэкваториальному и средне-высокоширотному северному. Границы выделяемых в их пределах

зон не всегда устанавливаются с помощью одних и тех же видов. Например, при расчленении неогена в пределах низких широт, Южном океане и Северной Пацифике используются в той или иной степени различные зональные шкалы с неодинаковым количеством зон (рис. 4.2). В целом, границы подразделений в этих шкалах проводятся по одному принципу – на основе использования датированных уровней. Однако зональные комплексы имеют отличия в таксономическом составе (особенно отчетливые, начиная с позднего миоцена), а в качестве датированных уровней во многих случаях выбраны различные формы. Кроме того, границы стратиграфического распространения ряда форм, в том числе важных в стратиграфическом отношении, могут оказаться диахронными при переходе из одной широтной области в другую, что затрудняет корреляцию шкал. Поэтому при сопоставлении шкал большую важность представляет изучение переходных и смешанных диатомовых ассоциаций в разрезах экотонных областей (фронтальных зон), а также привлечение данных по магнитостратиграфии. Необходимо также отметить, что в виду присутствия в Северном полушарии обширных континентальных преград находящиеся в средне-высокоширотном поясе северные части Тихого и Атлантического океанов разделены гигантскими массивами суши и не имеют прямой связи (как будет показано ниже, до конца позднего миоцена не существовало и связи через Арктический бассейн). Это предопределило неодинаковые условия развития диатомовых ассоциаций в двух разобщенных биогеографических областях в пределах одного пояса – Северотихоокеанской и Североатлантической. Биостратиграфические подразделения, выделяемые в этих областях, различны. Причем ввиду отсутствия в Северной Атлантике полных непрерывных разрезов кайнозоя последовательную смену разновозрастных комплексов диатомей в единых разрезах выявить не удастся. Возраст выделяемых здесь для расчленения доплейстоценовых отложений слоев с флорой и зон, которые не имеют надежных привязок к магнитостратиграфической шкале, во многих случаях достаточно условен.

Следует подчеркнуть, что разработанные зональные шкалы используются не только при исследовании осадочных отложений, формировавшихся в пределах открытого океана. Они также успешно применяются при датировании, расчленении и корреляции толщ окраинноморских и наземных разрезов. В этом отношении яркую иллюстрацию представляют результаты, полученные в последние 30–35 лет при работе с разнофациальными кайнозойскими образованиями, развитыми в районах обрамления Северной Пацифики. Например,

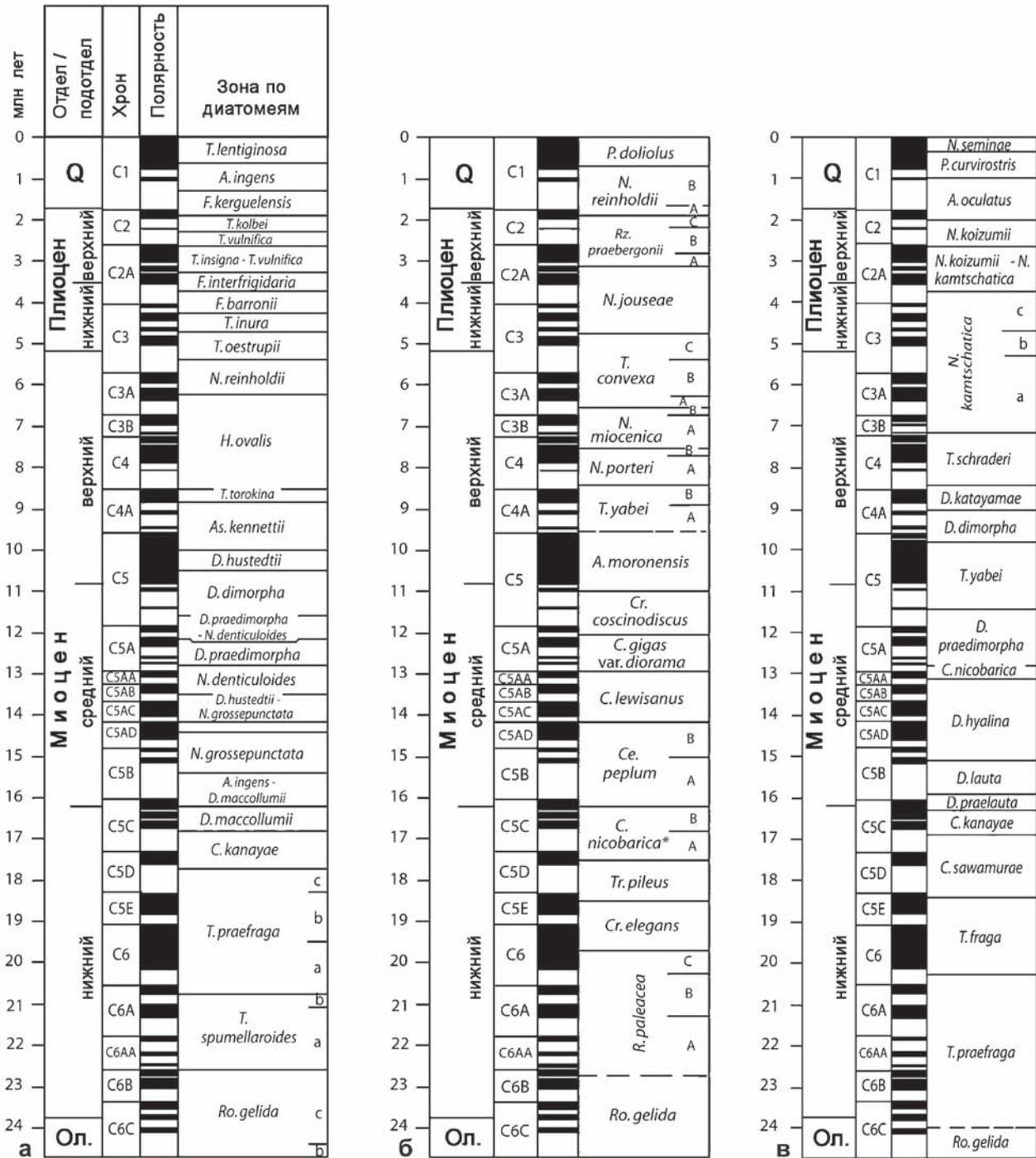


Рис. 4.2. Океанические зональные шкалы по диатомеям для расчленения верхнего олигоцена – квартера Южного океана (а), низких широт (б) и Северной Пацифики (в), по [Scherer et al., 2007]

изучение диатомовых комплексов среднего миоцена – квартера в различных разрезах Камчатки, Сахалина, Японии и Калифорнии и сопоставление их с ассоциациями зональной северотихоокеанской шкалы позволило во многих случаях провести дробное расчленение неоген-четвертичных толщ, а также уточнить или пересмотреть возраст

ряда свит, горизонтов и формаций. Полученные в последние годы результаты свидетельствуют также и о реальной возможности применения при изучении разрезов обрамления зональных подразделений северотихоокеанской шкалы, разработанных во второй половине 1990-х годов [Barron, Gladenkov, 1995; Gladenkov, Barron, 1995; Гладен-

ков, 1998; Gladenkov, 1999] для расчленения олигоцена и нижнего миоцена. Напомним, что это – серия из семи последовательных зон: *Rhizosolenia oligocaenica*, *Rocella vigilans*, *Cavitatus rectus*, *Rocella gelida*, *Thalassiosira praeфрага*, *Thalassiosira фрага*, *Crucidenticula sawamurae* и *Crucidenticula kanayae* (см. рис. 4.1). Синтез имеющихся данных позволил в начале 2000-ых годов провести региональную корреляцию олигоцена – нижнего миоцена на зональной основе [Гладенков, 2007; Gladenkov, 2006, 2008, и др.], путем сравнительной характеристики диатомовых ассоциаций из более чем тридцати местонахождений в регионе от Берингова моря на севере до Японии на юге. Появляющиеся новые данные по другим разрезам в регионе позволяют расширить и дополнить эту корреляционную схему. Например, недавно получены материалы по диатомовым ассоциациям олигоцена из разрезов Северо-Восточной и Западной Камчатки [Gladenkov, 2008, 2009; Орешкина, 2009]. Таким образом, зональная шкала служит реальным «базисом», который дает возможность проводить расчленение и корреляцию морских осадочных толщ верхнего кайнозоя в пределах Северной Пацифики и ее обрамления.

Проблема сопоставления диатомовых ассоциаций в разнофациальных толщах

Геологическая практика показывает, что определенные трудности использования зон имеются также в пределах одной климатической области. В частности, в Северотихоокеанской области они связаны с тем, что данный регион включает геологически сложно построенную обширную зону перехода от океана к континенту. Вкост ее простираются глубоководные фации образуют своеобразные «клинья» с вершиной, обращенной к суше. К такой зоне, например, относится большая часть разрезов Камчатки, Сахалина, Чукотки, Аляски и других районов, для которых характерны пестрота фаций, невыдержанность мощности и большое количество перерывов. Из-за «клиньевой» структуры многих шельфовых разрезов в них часто трудно проследить диатомовые зоны (выделенные в океанических толщах) в их полном объеме и определить их границы. Понятно, что в таких разрезах океанические фации, содержащие «эталонные» зональные ассоциации, могут быть представлены только в идеальных случаях. Это приводит к несмыкаемости зон в относительно мелководных фациях. К тому же уровни появления и исчезновения стратиграфически важных таксонов здесь во многих случаях не совпадают с таковыми их реального возникновения или вымирания. Кроме того, как хорошо из-

вестно специалистам-диатомологам, при переходе от океанических фаций к более мелководным отложениям число типично океанических видов в составе комплексов уменьшается, и наоборот – доминирующими становятся формы, характерные для прибрежных вод. В качестве одного из примеров можно привести изучавшуюся автором неогеновую флору из разреза Сэнди Ридж п-ова Аляска [Gladenkov, 2003; Гладенков, 2006]. Обнаруженные здесь ассоциации диатомей сопоставлены с комплексами зоны *Neodenticula kamtschatica* позднего миоцена – раннего плиоцена. Однако в их составе типичные элементы океанического планктона (включая зональный вид-индекс) редки, а преобладают формы, характерные для неглубоководной шельфовой зоны, в том числе неритические виды, некоторые из которых (например, *Thalassiosira dolmatovae*) в осадках океана не встречаются. По этой причине в ряде случаев достаточно трудно сопоставлять комплексы, сформировавшиеся в разных частях окраинных бассейнов и открытого океана, так как они имеют разный таксономический состав. К тому же в составе исследуемых ассоциаций зональные маркирующие виды могут вообще отсутствовать. Поэтому в ряде случаев требуется выделение местных или локальных стратиграфических подразделений, охарактеризованных, в основном, мелководными диатомовыми ассоциациями. Это заставляет исследователей искать и детально изучать разрезы с «переходными» диатомовыми комплексами – от океанических к неритическим, состав которых характеризуется наличием форм, типичных как для первых, так и для вторых ассоциаций. Одновременно для контроля построений привлекаются данные по литологическим, физическим и другим маркерам. Ярким примером разработки дробных локальных биостратиграфических единиц служат подразделения олигоцена – квартера, выделенные по диатомеям при расчленении разрезов скважин, пробуренных на шельфе моря Росса (Антарктида), в рамках проектов MSSTS, CIROS, CRP и ANDRILL [Harwood, 1986, 1989; Harwood et al., 1998; Scherer et al., 2000; Harwood, Bohaty, 2001; Winter et al., 2010, и др.].

Проблема диахронности границ биостратиграфических зон

Часто полагается, что зональные подразделения по диатомеям являются хроностратиграфическими. Однако на самом деле, как уже говорилось выше, они представляют собой биостратиграфические зоны, которые могут иметь диахронные границы. В ряде случаев под влиянием «гипноза» изучения зон в одном разрезе

исследователи «подравнивают» зональные границы в других разрезах, не задумываясь над корректностью такой процедуры. В этом отношении не всегда принимается во внимание возможное «скольжение» границ биостратиграфических зон и даже линзообразное залегание некоторых конкретных зон. Так как при проведении границ зон по диатомеям следует учитывать полный интервал стратиграфического распространения маркирующих видов, при оценке возраста появления таксонов необходимо использовать уровень с наиболее древней из имеющихся датировок (и напротив, возраста исчезновения – с наиболее молодой). При этом «разброс» возрастных датировок какого-либо из «уровней», выбранного в качестве характеристики зональной границы, не должен превышать пределов необходимой точности (на практике это около 0,1 млн лет). В конкретных ситуациях нужно руководство-

ваться здравым смыслом, с учетом того, чтобы имеющийся допуск составлял небольшую часть зонального интервала. Поэтому при проведении границ большое значение имеет как изучение ископаемых комплексов в широкой серии разрезов, так и использование для контроля других групп ископаемых, а также анализ различных маркирующих реперов (палеомагнитных, литологических и др.). Иначе эти границы при выделении хронозон будут не до конца обоснованными.

Однако, несмотря на все перечисленные трудности, зональные подразделения по диатомеям служат сейчас действенным инструментом при решении стратиграфических и геологических задач. Зональные шкалы находят широкое применение в практике, и уже трудно представить современные геологические исследования морского кайнозоя без привлечения данных по изучению ископаемых диатомей.

Палеоокеанологические реконструкции, палеобиогеография и особенности развития диатомей

При изучении кайнозойских диатомовых водорослей необходимо учитывать, что они являлись неотъемлемой составной частью древних морских экосистем. Развитие их ассоциаций происходило под влиянием многих факторов в морской среде, где миграционные перемещения имеют всеобъемлющий характер и наряду с глобальной океанической циркуляцией обеспечивают вертикальную сбалансированность природных систем. Границы отдельных морских экосистем неустойчивы, что свидетельствует о гораздо большей целостности биогеоценотической системы океана, чем наземной среды. С одной стороны, структура биогеоценозов определяется относительной устойчивостью распределения жизни и гидрологического режима в океане. Но, с другой стороны, горизонтальная и вертикальная подвижность среды, система активных перемещений организмов и т.д. обуславливают неустойчивость границ экосистем, что затрудняет моделирование происходящих в них процессов. Это касается и расшифровки развития диатомовых ассоциаций, происходившего в верхнем слое «океанического бульона» на фоне различных изменений природной среды. Тем не менее, имеющиеся материалы позволяют наметить общие тенденции и тренды такого развития.

Данные по детальной стратиграфии морского кайнозоя, полученные к настоящему времени, представляют базис для определения возраста различных биотических и абиотических событий с анализом их синхронности и возможной связи. Как было показано выше, при выделении зон по

диатомовым водорослям в основном используются уровни появления или исчезновения ограниченного количества видов. Однако при выявлении этапов развития океанических экосистем прошлого и происходивших в них перестроек очень важно проследить направленность и тенденции «эволюции» диатомовых сообществ в целом, включая особенности их распространения во времени и пространстве, а также закономерности изменения состава и степени продуктивности комплексов в различных районах на протяжении геологического времени. Более подробно остановимся на том, какие выводы могут следовать из результатов, полученных в этих направлениях, и почему эти данные являются ценным материалом для проведения палеоокеанологических, палеоклиматических и палеогеографических реконструкций.

Развитие ассоциаций морских диатомей в разных климатических зонах и особенности миграций планктонных элементов в кайнозое

Таксономический состав фитопланктонных ассоциаций во многом определяется температурой вод фотической зоны, то есть климатической зональностью, когда различным географическим зонам соответствует флора определенного видового состава с разными доминантами. В зависимости от положения климатических зон и деятельности течений в океанах существуют различные поверхностные водные массы, которые характеризуются определенными режимами температур

и солености. В целом, в современном Мировом океане выделяются экваториальные, тропические, умеренные (субтропические и субполярные) и полярные (арктические и антарктические) поверхностные водные массы [Степанов, 1974]. Они разделены переходными – фронтальными зонами (фронтами), которые простираются субширотно в соответствии с границами климатических зон. Во фронтальных зонах развиты диатомовые сообщества смешанного состава, то есть переходные между комплексами соседних водных масс. Фронты служат термическими барьерами для миграции планктонных диатомей, поэтому распространение многих видов ограничено определенной поверхностной водной массой, то есть они являются наиболее для нее показательными. Хотя при этом существует ряд космополитных видов, которые имеют широкое географическое распространение. Таким образом, анализ таксономического состава разновозрастных диатомовых ассоциаций позволяет делать выводы о распространении различных поверхностных водных масс и смещении их границ (главным образом, в меридиональном направлении), изменении протяженности фронтов, степени контраста термических градиентов как барьеров для миграций планктона. Наряду с палеоклиматическим аспектом большую ценность имеют данные по палеобиогеографии, так как анализ ареалов дает возможность судить о масштабе и путях миграций планктонных видов.

В этом отношении необходимо заметить, что, несмотря на те или иные черты провинциализма и особенности таксономического состава, для диатомовых ассоциаций с возрастом древнее позднего миоцена прослеживается одна характерная особенность. Она заключается в постоянном присутствии в комплексах разных широт Мирового океана достаточно большого количества общих планктонных видов. Хотя некоторые из них могут иметь в низких широтах и областях высоких-средних широт разные пределы стратиграфического распространения, это указывает на возможность широких меридиональных миграций планктонных элементов. Подобные миграции в северном и южном направлениях с пересечением экватора свидетельствуют, что в раннем кайнозое широтные термические градиенты не были очень контрастными. Поэтому поверхностные водные массы Мирового океана имели постепенные переходы и не разделялись резко географическими барьерами, которые препятствовали масштабным перемещениям кремнистого фитопланктона между разными полушариями. Однако начиная с позднего миоцена фиксируется значительное усиление провинциализма диатомовых ассоциаций разноширотных океанических зон с проявлением

отчетливых различий и специфики их таксономического состава. Такие изменения связываются с ростом контраста между широтными климатическими зонами по мере усиления тренда похолодания, что предопределяло «разъединение» их поверхностных вод географическими водными барьерами с формированием большего количества водных масс, имеющих различные характеристики [Barron, Baldauf, 1989; Baldauf, Barron, 1990; Barron, 2003]. Подобные процессы вели к усилению отличий параметров окружающей среды в низких и высоких широтах. Например, сравнение неогеновых комплексов северной, экваториальной и южной частей Тихого океана свидетельствует о возрастании степени их провинциализма и значительных отличиях в таксономическом составе, начиная с рубежа около 9 млн лет [Barron, 2003, и др.]. В частности, по данным Д. Бэррона ~9,35 млн лет назад из-за возросшего контраста широтных термальных градиентов прекратились миграции планктонных диатомей из Северной в Экваториальную Пацифику, что лишало их возможности пересекать экватор и распространяться далее в южном направлении [Barron, 1985b, 1986, 2003]. Усиление провинциализма и развитие специфики сообществ находят отражение в зональных шкалах по диатомеям для расчленения отложений верхнего миоцена – квартера разных широтных зон Мирового океана. Вот почему, в целом, границы их зональных подразделений основаны на датированных уровнях различных маркирующих видов, характерных для определенной области.

Таким образом, начиная с позднего миоцена формирование морских диатомовых ассоциаций в различных климатических зонах проходило в условиях гораздо большей (и нарастающей со временем) степени изолированности друг от друга по сравнению с предшествующими эпохами. Это предопределяло рост провинциализма и развитие существенных различий в составе фитопланктонных сообществ.

Накопление кремнистых осадков и продуктивность диатомей

По характеру распространения биогенных кремнистых осадков можно судить о степени продуктивности диатомовой флоры в поверхностных водах того или иного региона в соответствующий интервал геологического времени. Хорошо известно, что в современных океанах планктонные диатомей являются основными продуцентами биогенного кремнезема. Это означает, что экстракция растворенного кремнезема и перевод его в панцири происходит только в «тонкой пленке» зоны фотосинтеза. При этом, для постоянного

продуктивного развития диатомей поверхностные воды должны быть в достаточной мере насыщены кремниевой кислотой, а также нитратами, фосфатами и железом, необходимыми для жизнедеятельности клеток и постоянно извлекающимися планктоном. Наибольшее обогащение фотической зоны этими элементами осуществляется за счет подъема к поверхности глубинных вод, в которых имеется огромный запас минеральных солей. При имеющейся в современных океанах термической стратификации водной толщи с наличием термоклинного барьера такой подъем возможен только в районах интенсивного вертикального перемешивания вод. К таким районам в первую очередь относятся зоны, совпадающие с центральными частями больших океанических круговоротов, где происходит перемешивание вод за счет дивергенций и циклонических круговоротов. Подъем глубинных вод осуществляется также в районах региональных апвеллингов, приуроченных к прибрежным зонам западных окраин материков, в результате сгонных явлений, проявляющихся, в конечном итоге, за счет силы Кориолиса. Высокая продуктивность кремнистого планктона характерна также для апвеллинговых зон, находящихся на стыке разнонаправленных поверхностных течений в экваториальных районах восточных частей океанов. Самые же высокие концентрации свободного кремнезема и минеральных солей, а соответственно и наибольшая продуктивность диатомовых ассоциаций характерны для холодноводных областей океанов приантарктических районов, а также Северной Пацифики и Северной Атлантики. В целом, в этих областях разница между температурами поверхностных и глубинных вод не очень значительна. Поэтому отсутствие резкого термоклина делает возможным интенсивное вертикальное перемешивание. Районы, где происходит интенсивное развитие кремнистого фитопланктона, разделены областями, которые можно отнести к халистатическим. Они отличаются слабым вертикальным перемешиванием вод и, соответственно, крайне низкими показателями продуктивности. Таким образом, степень продуктивности диатомовых ассоциаций в разных частях Мирового океана неоднородна и, в конечном счете, зависит от режима глобальной океанической циркуляции.

Вместе с тем, диатомеи являются также и основными поставщиками биогенного кремнезема в донные морские осадки при седиментогенезе. На их долю приходится более 90% современного морского кремненакопления [Лисицын, 1978]. Выделяются три основных пояса современного осадочного кремненакопления: 1) южный, охватывающий почти сплошной полосой Южное полушарие между примерно 45–65° ю.ш., 2) при-

экваториальный и 3) северный, развитый в северной части Тихого океана (включая Берингово, Охотское и Японское моря) и Северной Атлантике [Лисицын, 1966, 1978; Calvert, 1974]. Наибольшая ширина и самые высокие содержания кремнезема в осадках (с образованием диатомовых илов) характерны для южного пояса, где накапливается более 80% биогенного кремнезема Мирового океана. Положение поясов осадочного кремненакопления в целом совпадают с таковыми регионов, поверхностные воды которых характеризуются наибольшей продуктивностью диатомей. Это отражает общую прямую взаимосвязь между продуктивностью диатомовых и их участием в формировании кремнистых осадков. Следовательно, по смене характера распространения и интенсивности накопления кремнистых толщ можно судить о характере изменений продуктивности диатомовой флоры во времени в различных районах.

Из сказанного выше следует, что временная последовательность накопления морских осадков и осадочных толщ представляет собой летопись, где запечатлены некоторые характеристики древних морских экосистем, отдельные из которых могут расшифровываться при помощи изучения этапности развития диатомовых сообществ. На этой основе при наличии надежной стратиграфической базы можно подходить к выявлению изменений в палеоэкосистемах, а также проведению оценок совпадений таких изменений во времени с разномасштабными геологическими событиями и выяснению их возможной связи. Однако необходимо помнить об определенных ограничениях, которые имеются при интерпретациях, основанных на анализе распространения и состава ископаемых диатомовых ассоциаций. Прежде всего, они связаны с особенностями сохранности диатомей при захоронении их в донных осадках, а также последующих изменений, происходивших при формировании осадочных толщ. Несмотря на то, что остатки кремнистых организмов (в отличие от карбонатного планктона) могут сохраняться на любой глубине, во время опускания на дно бассейна происходит процесс их растворения. Это объясняется общей недонасыщенностью морских вод кремнеземом. В первую очередь процесс растворения затрагивает наиболее тонкостенные створки. Соответственно, чем дольше будут панцири пребывать в толще воды, тем меньшее их количество достигнет дна. Поэтому до 95–99% от общего количества форм, характерных для состава живущих ассоциаций, могут не попадать в глубоководные океанические осадки [Лисицын, 1966, 1978; Calvert, 1974; Vargon, 1985a]. Таким образом, в виду выборочной сохраняемости при захоронении состав диатомовых ассоциаций в биоценозах в той или иной мере

может не соответствовать таковому в танатоценозах. Опустившись на дно, панцири также во многих случаях подвергаются процессу растворения. Поэтому чем быстрее они будут захоронены в толще осадков (то есть, чем больше скорость осадконакопления), тем большая их часть сохранится в ископаемом состоянии. Дальнейшему дополнительному воздействию остатки диатомовых могут подвергаться в процессе преобразования осадков в горные породы. Это может приводить не только к несоответствию между составами тафоценозов и ориктоценозов, но и к дальнейшему ухудшению степени сохранности створок вплоть до их полной перекристаллизации, то есть изменению первично-органогенной природы кремнезема. Такие изменения, прежде всего, связаны с действием процессов катагенеза, проходящих в определенных термодинамических условиях, в результате чего преобразования кремнезема приводят к исчезновению органогенной структуры и переходу опала, из которого состоят панцири, в кристобалит и далее в кварц (халцедон). В целом, трансформация опала в кристобалит происходит при воздействии температур, превышающих $+35^{\circ}\text{C}$, а переход кристобалита в кварц – при температурах более $+60^{\circ}\text{C}$. Глубины погружения осадков, которые соответствуют таким значениям температур, зависят от геотермических градиентов, характерных для конкретного района. Вот почему распространение диатомитов и близких к ним пород во многих случаях не отражают полного масштаба биогенного кремненакопления в ту или иную эпоху прошлого, так как часть таких толщ претерпела изменения, в результате которых органогенная структура кремнезема не сохранилась.

Несмотря на отмеченные ограничения, изучение характера пространственного распределения и интенсивности накопления кремнистых осадочных толщ дает представление об условиях развития и степени продуктивности диатомовой флоры в том или ином регионе в определенные временные интервалы. Наряду с анализом различных геологических событий это позволяет также делать предположения и выводы о причинах изменений характера биогенного кремненакопления. В этой связи остановимся более подробно на двух особенно знаменательных перестройках, которые произошли в Северотихоокеанском регионе в кайнозое.

Основные изменения в масштабах распространения и степени продуктивности диатомей в кайнозое Северной Пацифики

Начало одной из таких перестроек приурочено к раннему олигоцену. Характер распространения кремнистых толщ свидетельствует об усилении

в начале олигоцена процесса биогенного морского кремненакопления и увеличении его ареала в северо-западной и северной частях обрамления Пацифики. Хотя этот процесс не был повсеместным и не играл еще ведущей роли в осадконакоплении, можно говорить о его интенсификации. Отметим, что достоверные находки диатомовых водорослей в среднеэоценовых отложениях данных районов достаточно редки, а в верхнеэоценовых – фактически неизвестны. И напротив, в раннем олигоцене для шельфовых зон и районов локальных апвеллингов в пределах нынешних Охотского и Берингова морей уже характерно относительно интенсивное развитие диатомей, участвовавших в формировании осадочных толщ. В качестве одного из примеров можно привести нижнеолигоценую толщу диатомитов и туфодиатомитов (мощностью более 100 м), развитую на Командорских островах [Гладенков, 2007]. Другой наглядной иллюстрацией служат результаты изучения разреза морского палеогена на п-ове Ильпинский, Северо-Восточная Камчатка. Согласно полученным недавно данным, в отложениях алугинской свиты этого разреза обнаружены диатомовые ассоциации раннего олигоцена (в подстилающих толщах остатки диатомей не найдены) [Gladenkov, 2008, 2009]. Кроме того, вблизи границы между эоценом и олигоценом в разрезе зафиксировано существенное увеличение концентрации изопреноидов – органических элементов, которые являются типичными диатомовыми биомаркерами [Shiine et al., 2008]. Наряду с появлением диатомей такие данные указывают на существенное увеличение в морском бассейне продуктивности диатомовой флоры в начале раннего олигоцена.

Рассматривая вопрос об интенсификации в начале олигоцена биогенного кремненакопления в периферических районах Северо-Западной Пацифики, можно предположить следующие ее причины. Во-первых, она могла быть связана с коренной перестройкой глобальной океанической циркуляции и климатического режима в результате начала оледенения Антарктиды и широкомасштабного похолодания вблизи границы эоцена и олигоцена. Такие процессы вели к появлению более контрастных температурных градиентов между высокими и низкими широтами, а также возникновению в водной толще выраженных вертикальных температурных градиентов (с формированием психроферры), что обусловило изменение комплекса характеристик и циркуляции поверхностных вод, а также интенсификацию поверхностных течений. Это приводило к усилению деятельности околореговых ветров, вызывая активизацию прибрежных апвеллингов и, как следствие, подъем к поверхности глубинных морских вод, обогащенных

кремнеземом и другими веществами. Вероятно, что в начале раннего олигоцена это дало толчок к повышению степени продуктивности диатомей в районах западного обрамления Северной Пацифики и последующего (начиная со второй половины раннего олигоцена, около 31–30 млн лет назад) непрерывного развития диатомовой флоры в открытоокеанической части. Отметим также, что в олигоценых и более молодых толщах практически отсутствуют остатки карбонатного микро- и наннопланктона, которые характерны для мела и раннего палеогена и имели в то время пороодообразующее значение в пелагических фациях. Вероятно, это свидетельствует о формировании в результате похолодания и изменения циркуляции морских вод условий окружающей среды, которые оказались неблагоприятными для данных групп и более подходящими для развития кремнистых организмов. Во-вторых, усилению процесса накопления кремнистых толщ в олигоцене могли способствовать изменения палеогеографических условий в подвижной зоне перехода от океана к континенту в результате происходивших региональных тектонических перестроек [Гладенков, Шанцер, 1993 и др.]. Именно в олигоцене вследствие активизации тектоногенеза происходило опускание участков дна, прежде всего, в бассейнах периферии северо-западной части Тихого океана, которое сопровождалось развитием диатомей и высокими темпами осадконакопления. В пределах относительно мелководных морских впадин, образовавшихся в результате нисходящих движений, имелись благоприятные условия для накопления преимущественно кремнистых осадков с последующим сохранением и переработкой. Кремнистые толщи олигоцена, а также породы со значительной долей кремнистой составляющей широко представлены, например, в разрезах Камчатки и Сахалина. Во многих случаях кремнезем в них не сохранил первичную органогенную структуру, что можно объяснить результатом изменений в процессах осадконакопления и захоронения и/или диагенеза и катагенеза.

Вторая, очень значительная, перестройка в характере распространения и темпах накопления кремнистых осадков произошла в конце раннего – начале среднего миоцена. На начальном ее этапе (в интервале около 18–15 млн лет назад) наблюдается увеличение площадного распространения кремнистых толщ как в окраинных районах Северной Пацифики (в первую очередь), так и в океанической части. А с уровня ~15 млн лет назад во всем Северотихоокеанском регионе фиксируется основное изменение общего характера осадочного процесса – преобладание биогенного кремненакопления (в целом, такой режим сохраняется до настоящего

времени). С этого времени наблюдается отчетливый тренд усиления скоростей (достигающих в субарктической Пацифике пика в плиоцене – в интервале ~6,5–2,7 млн лет назад) накопления кремнистых осадков и увеличения масштаба их распространения. Диатомовые илы, диатомиты и близкие к ним отложения получают широкое развитие как в океанической, так и окраинных частях региона.

Феномен интенсивной экспансии биогенного кремненакопления («silica shift») за счет вспышки продуктивности диатомовых водорослей достаточно давно и хорошо известен, однако не все связанные с ним вопросы решены. К настоящему времени выяснено, что первая стадия этого процесса (~18–15 млн лет назад) протекала на фоне климатического оптимума конца раннего – начала среднего миоцена (с пиком в начале среднего миоцена) и повышения температур вод в Северотихоокеанском регионе. Начало же следующей, основной, фазы совпадает со временем значительного похолодания в среднем миоцене (~15–13 млн лет назад) и резкого понижения температур вод в высоких и средних широтах. Поэтому климатический фактор, вероятно, являлся не единственной причиной, которая вела к значительному расширению ареала морской диатомовой флоры и темпов накопления кремнистых осадков. Представляется, что наиболее правдоподобно и обоснованно механизм данного явления находит объяснение в гипотезе, так называемого, «кремнистого перемещения» («silica shift»). Анализ распространения выделенных в океанических толщах диатомей дал возможность выявить связь основных палеоокеанографических перестроек в неогене с этапами изменений в характере осадконакопления, биогеографическом распространении и продуктивности планктонных комплексов [Keller, Barron, 1982, 1983, 1987; Barron, Keller, 1983; Barron et al., 1985]. Полученные результаты, в частности, позволили установить, что вспышка продуктивности диатомей и начало накопления диатомовых илов в Северной Пацифике в конце среднего миоцена по времени соответствует затуханию активного образования биогенных кремнистых осадков в Северной Атлантике. Процесс такого «перемещения» из одного региона в другой и получил название «кремнистого перемещения» («silica shift»). Причину «перемещения» кремненакопления в Пацифику авторы связали с процессом формирования в Северной Атлантике вод северной компоненты – аналога современных североатлантических донных вод, на что указывают результаты изучения соотношения изотопов углерода. Предполагается, что в это время в Северную Атлантику усилился поток холодных вод из Норвежского бассейна. Это вызывало охлаждение теплых и соленых по-

верхностных атлантических вод в высоких широтах, что приводило к увеличению их плотности и опусканию ко дну. Как следствие, сравнительно «молодые» глубинные и промежуточные воды Северной Атлантики стали бедны питательными веществами (нитраты, фосфаты, кремнезем), необходимыми для развития и жизнедеятельности диатомей, а также возросла степень растворения кремнезема в донных осадках. Распространяясь в южном направлении, донные течения не давали возможность доступа в регион обогащенным «древним» антарктическим водам. В Тихом океане подобный процесс образования «молодых» вод отсутствовал, вот почему в Пацифику поступали только «древние» обогащенные питательными веществами донные воды, что обуславливало как интенсивную поставку этих веществ к поверхности, так и сохранность кремнистых осадков на дне. Это приводило к усилению продуктивности диатомей и расширению масштаба биогенного кремненакопления. Таким образом, в результате своеобразного межконтинентального фракционирования произошло региональное «перемещение» биогенного кремненакопления. Начало следующей фазы (вспышка продуктивности диатомей и широкомасштабное накопление биогенных кремнистых толщ в Северной Пацифике в начале среднего миоцена) совпадает со временем основного полярного похолодания и формирования оледенения Восточной Антарктиды (~15–13 млн лет назад). Именно это, видимо, приводило к усилению температурных широтных и вертикальных градиентов, а также изменению интенсификации апвеллингов и поверхностной циркуляции. Такие процессы привели к формированию на Земле, начиная со второй половины среднего миоцена, основных черт современной океанической циркуляции и главных продуктивных зон. Несмотря на последующие климатические флуктуации, изменения в океанах происходили в рамках относительно холодноводного режима – с чередованием холодных и относительно теплых интервалов при общем тренде падения температур поверхностных вод.

Таким образом, увеличение продуктивности диатомей, улучшение степени сохранности их остатков и начало накопления диатомовых биогенных кремнистых толщ в Северной Пацифике в конце раннего миоцена (18–15 млн лет назад) связывается с процессом «silica shift», который был обусловлен не похолоданием и развитием оледенения Антарктиды, а межконтинентальным «фракционированием». Вероятно, это, прежде всего, явилось следствием изменения глубинной циркуляции Мирового океана и усиления контраста между свойствами донных вод разной природы в результате палеоокеанографических перестроек.

Последующая же вспышка продуктивности диатомовых в начале среднего миоцена обусловлена перестройками океанической циркуляции и климата, происходившими в результате широкомасштабного похолодания.

Тренды и черты развития сообществ диатомей в кайнозое

Большой интерес представляют результаты, полученные при изучении трендов эволюционного развития диатомовых ассоциаций. Имеющиеся данные свидетельствуют о том, что на протяжении кайнозоя периоды массового вымирания морских диатомей отсутствовали [Barron, Baldauf, 1989; Baldauf, Barron, 1990; Scherer et al., 2007 и др.]. Однако при этом в развитии кайнозойской диатомовой флоры прослеживаются, по крайней мере, шесть периодов относительно быстрых существенных перестроек ассоциаций: 1) вблизи границы между ранним и средним эоценом; 2) в начале раннего олигоцена; 3) вблизи границы между олигоценом и миоценом; 4) в начале среднего миоцена; 5) в конце позднего миоцена; 6) в позднем плиоцене. В эти интервалы происходило постепенное вымирание ряда видов, которые были характерны для составов комплексов в течение миллионов лет, и их замещение новыми видами, появившимися в ходе эволюции. Необходимо также отметить, что к этим интервалам приурочено вымирание и возникновение таксонов и на родовом уровне [Jordan, Stickley, 2010]. Подобные реорганизации часто связываются с периодами масштабных похолоданий в районах высоких широт (на фоне общего тренда похолодания на Земле, начиная со среднего эоцена), а также изменениями циркуляции поверхностных вод, обусловленных океанографическими перестройками, которые происходили при меняющейся конфигурации суши и океанов в результате движений литосферных плит [Barron, Baldauf, 1989, 1995; Baldauf, Barron, 1990 и др.]. Однако при этом многие вопросы остаются нерешенными, а при проведении корреляции этапов эволюционного развития популяций с абиотическими событиями требуется очень осторожный подход.

Очевидно, что изменения окружающей среды, в том числе циркуляции и температур поверхностных вод, не могут напрямую влиять на ход эволюции. Однако перестройки, повлекшие усиление степени географической изолированности водных масс, могли вести не только к реорганизации сложившихся экологических ниш, но и появлению новых ниш, что создавало предпосылки для эволюционного процесса при их освоении. В этом отношении интересны данные, получен-

ные в результате анализа сотен появлений и вымираний видов ископаемых планктонных диатомей [Cervato, Burckle, 2003]. Проследивание этих событий на протяжении кайнозоя дало основание авторам предположить, что вымирание и появление видовых таксонов происходили в пределах географических областей, находящихся между различными поверхностными водными массами и являющихся океанографическими «барьерами». Такие зоны возникали и пространственно мигрировали при формировании, сжатии и расширении водных масс в широтном направлении. Помимо климатического фактора (тренд глобального кайнозойского похолодания, начиная со среднего эоцена), среди основных причин, вызывавших эти процессы, рассматривается формирование единого Южного океана (приведшего к термической изоляции южных высоких широт), а также изменения в водообмене и циркуляции вод в Тетической области. Поскольку вымирание и появление видов диатомей фиксируются в высокопродуктивных морских районах, закономерности их пространственной приуроченности могут отражать длительную историю развития фронтальных зон в ходе палеоокеанографических перестроек. Отмечается, что существование видов в стрессовых ситуациях ограничено определенными пределами колебаний параметров окружающей среды. В частности, при изменениях этих параметров в популяции могли развиваться разные фенотипы, имеющие различия в степени адаптации к новым условиям. Однако при наступлении критического предела, когда возможности для адаптации исчерпаны, виды вымирают. Исходя из этого, предполагается, что вымирание и появление видов диатомей могут маркировать географические границы, представляющие критические пределы толерантности, такие как океанические фронты и границы зон поверхностных вод высокой продуктивности.

С другой стороны, происходившая на протяжении кайнозоя реорганизация водных масс в результате климатических и океанологических перестроек должна была вести не только к усилению отличий параметров окружающей среды в низких и высоких широтах, но и, в связи с этим, к появлению новых экологических ниш. Процесс увеличения количества экологических ниш мог способствовать усилению степени специализации и разнообразия диатомей, «стимулируя» эволюционное развитие этой группы [Cervato, Burckle, 2003]. Таким образом, последующее усиление различий между разноширотными зонами могло вести не только к росту степени провинциализма диатомовых ассоциаций, но и в связи с появлением новых экологических ниш к увеличению количества популяций с различными генотипами,

что способствовало ускорению и разнонаправленности эволюционного развития. Подтверждением такой гипотезы может служить тот факт, что, согласно большинству из имеющихся данных, начиная с конца позднего эоцена фиксируется появление тренда увеличения количества видовых и родовых таксонов диатомей с максимумом видового разнообразия в конце позднего миоцена.

Черты развития морского фитопланктона в послеоценовое время.

Особое место в истории морских диатомей занимает перестройка принципиального характера, которая началась вблизи границы между эоценом и олигоценом. Этот рубеж является одним из основных в развитии диатомей как группы организмов. В целом, с этого времени отмечается не только существенное увеличение масштабов распространения диатомей в Мировом океане, но и изменения, касающиеся размеров и степени окремненности панцирей, а также систематического состава флоры и степени ее биоразнообразия. В этом отношении большой интерес представляют данные, полученные П. Фалковски с соавторами [Falkowski et al., 2004] при сравнительном анализе макроэволюционного развития трех основных групп фитопланктона – динофлагеллат, наннопланктона и диатомей, являющихся конкурентами в экосистемах морских поверхностных вод. Отмечено, что закономерности развития в древних морских экосистемах этих групп фотосинтезирующих микроорганизмов, появившихся на разных уровнях в мезозое и возникших в процессе эволюции от красных водорослей, существенно различались в мезозое и кайнозое. Степень биоразнообразия на родовом и видовом уровнях карбонатного планктона (кокколитофорид и динофлагеллат) достигала максимума в позднем мелу, а с эоцена и до настоящего времени прослеживается тренд ее уменьшения. И, наоборот, биоразнообразие диатомей на протяжении кайнозоя возрастало с отчетливой активизацией вблизи границы между эоценом и олигоценом, а затем – в интервале среднего-позднего миоцена (рис. 4.3). Таким образом, кремнистый и карбонатный фитопланктон имеют различные, не совпадающие по времени, тренды увеличения разнообразия. По мнению авторов, такой контраст отражает специфику его развития в различных экологических условиях, которая проявляется в приспособлении к изменениям условий окружающей среды. В отличие от карбонатных микроорганизмов в клетках диатомей имеются вакуоли, в которых откладывается запас питательных элементов. Занимающие до 40% объема клетки вакуоли позволяют сохранять

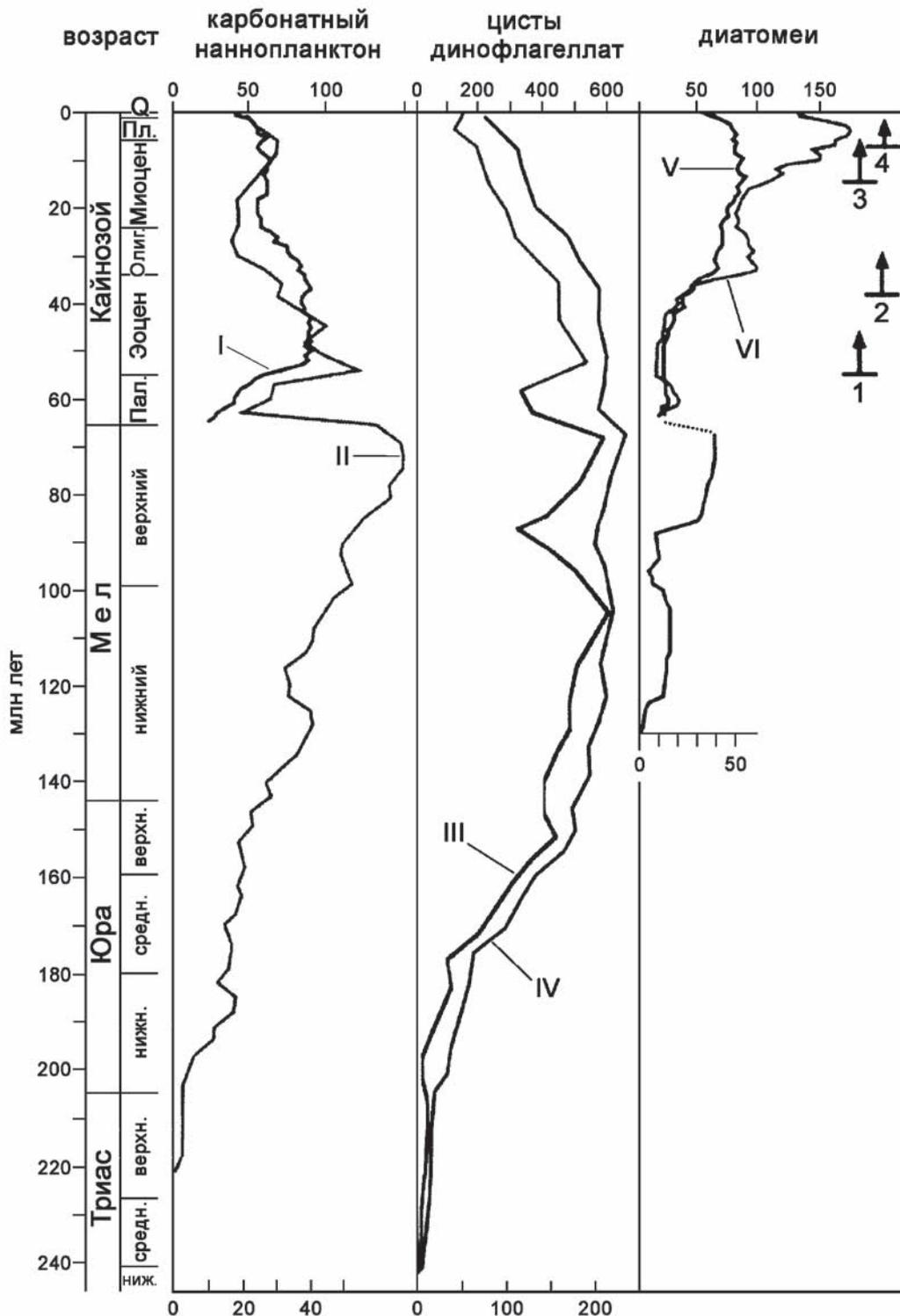


Рис. 4.3. Сравнение изменения во времени разнообразия трех групп морских микрофитопланктонных организмов и эволюция трав, по [Falkowski et al. 2004] с упрощениями.

I, IV, V – родовое разнообразие: I – наннопланктон, IV – динофлагеллаты, V – диатомеи; II, III, VI – видовое разнообразие: II – наннопланктон, III – динофлагеллаты, VI – диатомеи.

Вертикальные стрелки – этапы эволюции травянистых растений: 1 – появление пыльцы трав C_3 и первых фитолигов в морских осадках, 2 – начало бурного развития и распространения трав с увеличением разнообразия и количества фитолигов, 3 – появление трав C_4 , 4 – бурное развитие и распространение травянистых растений, которое совпадает с началом перехода от доминирования трав C_3 к преобладанию трав C_4 .

Верхние линейки в каждой колонке – количество видов, нижние линейки – количество родов

достаточное количество минеральных элементов (без дополнительного их привноса), нужных при делении клеток и формировании их панцирей. Кроме того, запас веществ, накапливаемый в вакуолях, дает возможность диатомеям существовать в условиях, когда поставка необходимых для жизнедеятельности веществ в зону фотосинтеза носит не постоянный, а пульсационный характер. При благоприятных условиях водоросли активно используют появляющуюся «подпитку», и происходит интенсивное и продуктивное развитие диатомовой флоры. Такие особенности диатомей благоприятны для существования в условиях, когда периоды высокой гидродинамической активности чередуются с периодами относительной стабильности в водной толще. И, напротив, нанопланктон и динофлагеллаты имеют тенденцию к доминированию и продуктивному развитию в относительно спокойных и стабильных условиях. Подобные оптимальные условия для карбонатного планктона существовали в мезозое и раннем палеогене, когда на Земле господствовал «оранжерейный» тип климата с небольшими широтными температурными градиентами между экваториальной и полярными областями и отсутствием сильных ветров. Такой режим предопределял медленную стабильную циркуляцию вод в относительно теплых океанах при отсутствии психросферы и резких термоклинных барьеров в водной толще. На этот период приходится расцвет карбонатного фитопланктона. Переход к «ледниковому» типу климата и появление глобальной термогалинной циркуляции в начале раннего олигоцена явились причинами формирования выраженного термоклина и усиления циркуляции поверхностных вод. Изменения условий окружающей среды создали предпосылки для расцвета и увеличения разнообразия диатомей, и напротив, – для регресса и снижения разнообразия карбонатного фитопланктона. Специальное внимание обращается также на другую закономерность – совпадение во времени увеличения степени разнообразия диатомей и изменений, которые произошли в наземных экосистемах вблизи границы между эоценом и олигоценом [Falkowski et al., 2004]. Диатомовые водоросли – единственная группа морских фитопланктонных организмов, которые формируют кремнистый панцирь. Поэтому для их жизнедеятельности постоянно требуется наличие свободного кремнезема. В значительных количествах кремнезем поставляется в морские бассейны речным стоком с суши, где одним из его источников является наземная растительность. В этом отношении особое место принадлежит травянистым растениям. В отличие от других растений, до 15% от сухого веса у трав приходится на опаловые фитолиты –

микроминеральные образования, расположенные в стенках клеток. Степень растворимости опаловых фитолитов в воде в два раза превышает такую силикатов неорганического генезиса. Вблизи эоцен-олигоценового рубежа (с наступлением похолодания и более сухого климата) фиксируется начало бурного развития и распространения трав на Земле, тогда как в более раннее время они были редки и не играли существенной роли в наземных растительных сообществах (см. рис. 4.3). В результате после отмирания травянистых растений высвобождалось значительно большее количество кремнезема и, соответственно, в итоге возрастали объемы его поставки реками в океаны. Это создавало предпосылки для усиления скорости эволюции и увеличения степени разнообразия диатомей. Общая недонасыщенность морских вод кремнеземом и режим «кратковременности» его поставки в фотическую зону предопределяли конкуренцию при извлечении этого необходимого для формирования панцирей диатомей элемента. В целом, при такой ситуации преимущество имеют формы со слабоокремненными и/или небольшими панцирями. С этой точки зрения объясним процесс появления и широкого развития таксонов, имеющих створки небольших размеров и с тонкими стенками. Для более же древних, чем олигоценовые, диатомовых ассоциаций характерными, прежде всего, являлись формы с более сильно окремненными и/или большего размера створками. Таким образом, делается вывод о коэволюции наземных травянистых растений и морских диатомей, которая началась в начале раннего олигоцена и причинно связана с развитием новых источников свободного кремнезема [Falkowski et al., 2004].

Необходимо отметить, что приведенные выше взгляды на особенности эволюции диатомей не всегда находят подтверждение. Например, недавно опубликованы результаты исследования, которые опровергают точку зрения на то, что степень биоразнообразия диатомей начала возрастать вблизи эоцен-олигоценовой границы и продолжала постепенно расти в неогене [Rabosky, Sorhannus, 2009]. Согласно приводимым данным, после достижения пика в конце позднего эоцена видовое разнообразие планктонных диатомовых начало падать и никогда уже не достигало таких максимальных значений, а, наоборот, в неогене снижалось [Rabosky, Sorhannus, 2009]. Однако как отмечает Д. Бэррон (неопубликованные данные, 2009), подобные выводы вызывают сомнения по нескольким причинам.

1. Подсчет количества таксонов на каждый 1 млн лет для кайнозойской эры проводился на основе базы данных «Neptune», созданной только по материалам проектов DSDP и ODP, без учета

результатов других работ и исследований. Кроме того, в этой базе при наличии достаточно большого количества формальных таксонов отсутствуют сведения по синонимике и таксономии.

2. Не принимались во внимание разные методы, подходы и степень детальности при изучении палеогеновых и более молодых ассоциаций диатомей. При обработке материалов глубоководного бурения по палеогену, флора которого встречается гораздо реже и исследована хуже, большое внимание уделялось определению полного таксономического состава диатомовых комплексов, найденных в образцах. Это было связано с целью выявления новых видов для разработки и совершенствования зональных шкал, так как расчленение палеогена обосновано не в достаточной степени. Морские же диатомеи неогена и четвертичного периода изучены намного лучше, и их всестороннему описанию посвящено большое количество публикаций. Поэтому при работе с ассоциациями этого возраста из разрезов глубоководных скважин основное внимание сосредоточено на фиксации достаточно хорошо известных ви-

дов, которые относятся к биостратиграфическим маркерам или имеют значимость при палеоклиматических, палеогеографических и других реконструкциях. При этом ряд ранее уже описанных таксонов, являющихся «проходящими» и «фоновыми», в таких работах не учитывается и в списки не вносятся.

3. Не обсуждалось увеличение биоразнообразия при возрастании степени провинциализма ассоциаций разных климатических зон, к которому приводил процесс усиления контраста температурных широтных градиентов в миоцене. Кроме того, принимая во внимание тенденцию формирования с олигоцена диатомеями более слабокремненных панцирей, многие виды по причине растворения створок не сохранялись в ископаемом состоянии [Jordan, Stickley, 2010]. Например, следы присутствия многих ископаемых пеннатных форм устанавливаются только по находкам во вмещающих отложениях изопреноидов – органических элементов, которые являются типичными диатомовыми биомаркерами [Sinninghe Damsté et al., 2004; Shiine et al., 2008].

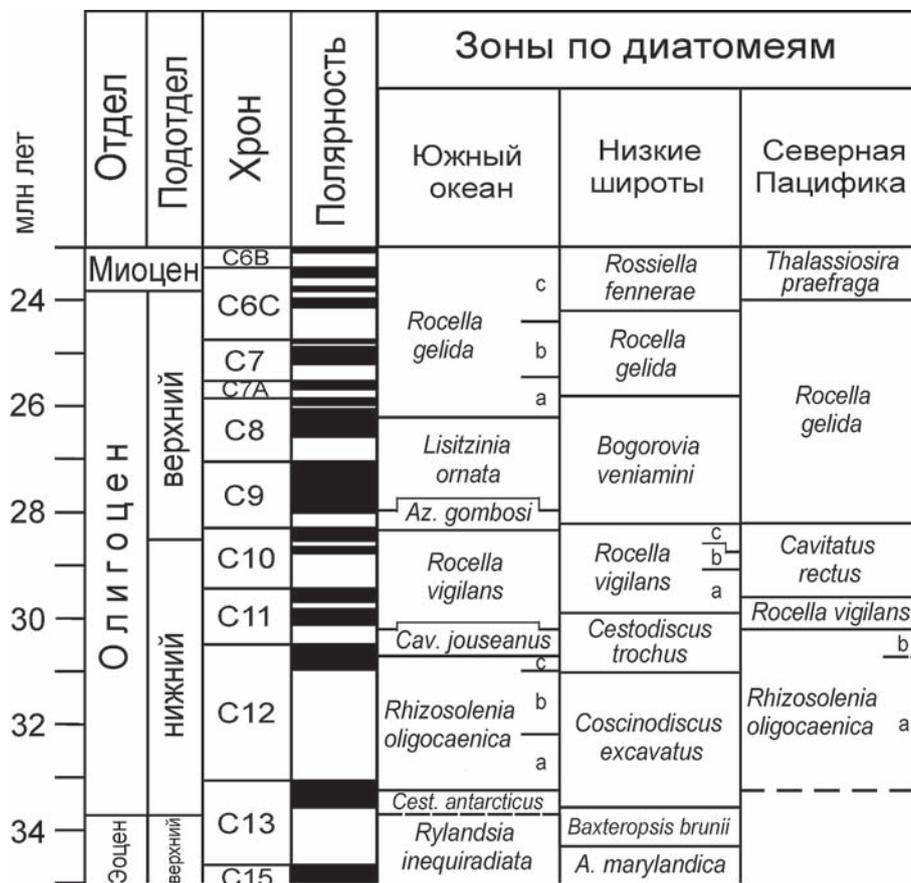


Рис. 4.4. Океанические зональные шкалы по диатомеям для расчленения олигоцена Южного океана, низких широт и Северной Пацифики, по [Scherer et al., 2007]

Некоторые проблемы и «загадки» палеобиогеографии

«Загадка» биполярного распространения диатомей в раннем олигоцене

Долгое время морские олигоценовые диатомовые ассоциации оставались изученными более слабо по сравнению с неогеновыми. Во многом это объясняется тем, что разрезы олигоцена, охарактеризованные диатомеями, немногочисленны и часто фрагментарны. Однако за последние десятилетия по ним накоплен сравнительно большой материал. Изучение диатомовых комплексов в разрезах скважин глубоководного бурения позволило разработать зональные шкалы по диатомеям для расчленения олигоцена Южного океана, низких океанических широт и Северной Пацифики (рис. 4.4). Границы зон в двух первых регионах напрямую скоррелированы с магнито-стратиграфической шкалой. Это дало возможность определить возраст границ установленных подразделений и оценить длительность зон [Baldauf, Barron, 1991; Harwood, Maruyama, 1992; Barron et al., 2004; Barron, 2005 и др.]. Представительные ассоциации олигоцена изучены в разрезах скважин, пробуренных у побережья Антарктиды [Harwood, 1986, 1989; Scherer et al., 2000; Harwood, Bohaty, 2001], а также в пределах Норвежско-Гренландского бассейна [Schrader, Fenner, 1976; Dzinoridze et al., 1978; Fenner, 1985; Scherer, Коç, 1996] и моря Лабрадор [Baldauf, Monjanel, 1989], где выделены подразделения в ранге зон и слоев с флорой.

При анализе таксономического состава морских диатомовых сообществ олигоцена разных регионов выявилась одна особенность. Она заключается в том, что целый ряд планктонных элементов, типичных для ассоциаций начала раннего олигоцена, имеет биполярный ареал. Такие дизъюнктивные ареалы установлены для *Rhizosolenia oligocaenica* Schrader, *Rh. antarctica* Fenner, *Eurossia irregularis* (Greville) Sims, *Navicula udintsevii* Schrader et Fenner, *Rouxia granda* Schrader, *Hemiaulus rectus* var. *twista* Fenner и др. (рис. 4.5). Большинство из них появились в интервале ~33–31 млн лет назад. Эти пелагические формы типичны для ассоциаций Южного океана, Североатлантического и Северотихоокеанского регионов, но не характерны для одновозрастных комплексов низких широт (в которых доминировали тепловодные представители родов *Cestodiscus* и *Coscinodiscus*). В целом, сам факт отличия таксономического состава сообществ диатомей приэкваториальных и внетропических областей не является неожиданным. Многочисленные геологические данные указы-

вают на то, что в результате тектонических и палеоокеанологических перестроек вблизи границы между эоценом и олигоценом «оранжерейный» климатический режим на Земле сменился на режим «ледниковый». При «оранжерейном» режиме широтная зональность была выражена слабо, о чем, в частности, свидетельствует схожесть диатомовых планктонных комплексов эоцена различных регионов. Большинство видов, входящих в состав этих комплексов, являются космополитными. Широкомасштабное похолодание и изменение глобальной океанической циркуляции вело к усилению широтных температурных градиентов между поверхностными водами приэкваториальных и внетропических областей, то есть к более выраженной климатической зональности. Эти процессы обусловили усиление провинциализма океанической биоты, что отразилось в появлении различий в таксономическом составе ассоциаций фитопланктона этих областей. Однако основной вопрос заключается в том, почему находки видов, характерных для внетропических областей как Южного, так и Северного полушарий, не известны в разрезах низких широт. Ведь дизъюнктивный ареал должен был формироваться из ареала сплошного. Однозначно ответить на этот вопрос сложно. Тем более что сейчас не представляется возможным точно установить первичные ареалы, так как возраст уровней появления рассматриваемых форм в результате привязки к магнито-стратиграфической шкале определен только в разрезах Южного океана. При подходе к решению проблемы можно, однако, сделать несколько предположений, а также рассмотреть некоторые факторы, которые могли явиться причиной «разорванности» ареалов.

С большой долей вероятности можно предположить, что в условиях глобального похолодания и усиления широтной дифференциации первичный ареал упомянутых планктонных видов мог быть приурочен к южной (нотальной) области. Отметим, что именно в Южном полушарии остатки этих диатомей наиболее распространены. Планктонные ассоциации с высокой степенью продуктивности в начале олигоцена развивались здесь в пределах относительно холодных субантарктических и антарктических круговоротов. В конце позднего эоцена – начале раннего олигоцена (в интервале ~35–33 млн лет назад) произошло отделение этих круговоротов от относительно теплых субтропических круговоротов в результате действия сформировавшегося циркумантарктического течения. Поэтому возможно, что в таких условиях имелись предпосылки для возникнове-

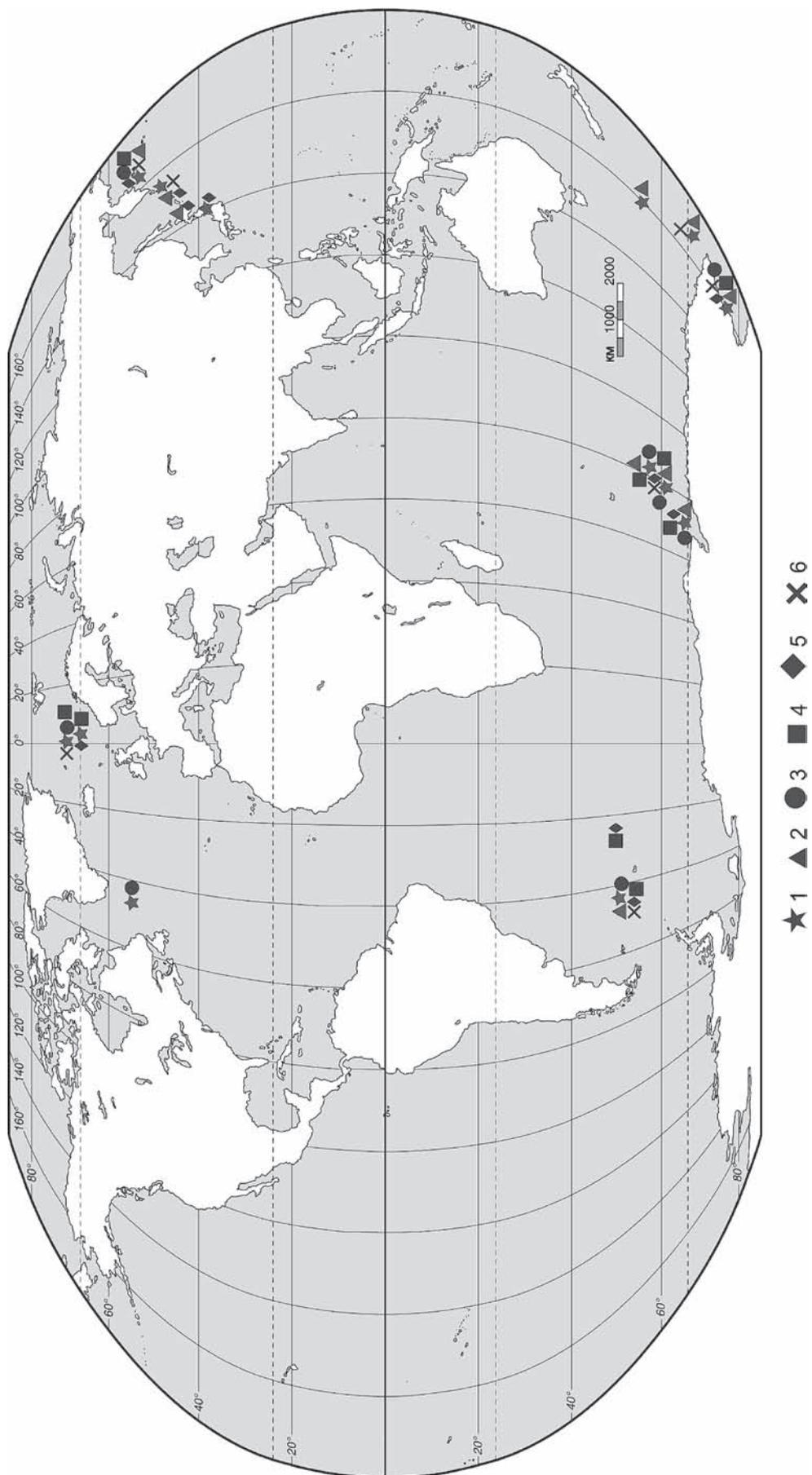


Рис. 4.5. Распространение некоторых раннеолигоценовых морских планктонных диатомей.
1 – *Rhizosolenia oligosacnica*, 2 – *Rhizosolenia antarctica*, 3 – *Eurossia irregularis*, 4 – *Navicula adimtsevii*, 5 – *Rouxia granda*, 6 – *Hemiaulus rectus* var. *twista*

ния новых видов планктона. Затем сравнительно холоднолюбивые диатомеи мигрировали в северном направлении. При более слабых по сравнению с современными климатическими барьерах, препятствующих миграциям через экватор, они могли пересекать тропические широты вместе с водами поверхностных морских околобереговых противотечений и в итоге оказались в северных частях Атлантики и Пацифики, где закрепились в фитоценозах поверхностных океанических вод. Отсутствие находок упомянутых планктонных элементов в низких широтах, с одной стороны, может объясняться тем, что большая часть донных осадков олигоцена в прибрежных морских зонах размыва, а в наземных разрезах полная последовательность толщ олигоцена не представлена. С другой стороны, нельзя исключать и возможности переноса морских диатомей через экватор придонными течениями в виде спор, которые входят в жизненный цикл многих таксонов. Например, подобный механизм переноса предполагается для некоторых современных холодноводных диатомей, имеющих биполярный ареал [Hasle, 1976]. Несмотря на то, что типично океанические планктонные формы не образуют покоящихся спор, особенности жизненного цикла и экологии целого ряда вымерших диатомовых не изучены. Причем часты случаи, когда для ископаемых диатомовых не установлено соответствие спор и вегетативных клеток того или иного вида. Поэтому можно предполагать, что некоторые древние представители, которые могли относиться к неритическому планктону, имели способность образовывать споры.

Рассматривая миграционную гипотезу, можно предполагать и возможность формирования первичного ареала в северной (бореальной) области, например в Североатлантическом регионе, куда со стороны Арктики поступали холодные поверхностные воды. Возникшие новые планктонные виды могли мигрировать в южном направлении, в итоге достигая Южного океана. Однако при этом трудно объяснить пути их миграции из Северной Атлантики в Северную Пацифику (или наоборот). Считается, что водообмен между этими бассейнами через Арктический океан (который в олигоцене был полуизолированным) в то время отсутствовал. В качестве гипотетической можно, например, рассматривать возможность миграции относительно холодноводных видов из Северной Атлантики в южном направлении с последующим их перемещением в западном направлении через Пра-Панамский пролив (или в восточном направлении через Тэтическую область) и далее на север в умеренную область Тихого океана. При этом очень трудно представить взаимный обмен холодноводными сообществами через южную (нотальную) область.

Думается, что гипотеза «реликтов» возникновения обсуждаемых биполярных ареалов не представляется удачной. Согласно этой гипотезе, во время сильных похолоданий у таксонов могли возникать практически космополитные первичные ареалы, занимающие средние и низкие широты [Янин, 2009]. Из средних широт шла свободная миграция таксонов средних широт через экватор, так как воды в приэкваториальной области охлаждались и их температуры становились близкими к температурам умеренных широт. При последующем потеплении организмы, обитавшие в условиях умеренного климата, в низких широтах вымирали или происходила их миграция в северном и южном направлениях. В результате появлялись биполярные ареалы. Вместе с тем, следует отметить, что, во-первых, даже во время существенного похолодания температуры поверхностных вод океана в начале раннего олигоцена в низких широтах понижались незначительно и были выше, чем в бореальной и нотальной областях. Во-вторых, как уже говорилось, низкоширотные океанические планктонные диатомовые ассоциации характеризуются доминированием тепловодных форм, а имеющие биполярные ареалы виды в их составе полностью отсутствуют.

Возникновение дизъюнктивных ареалов планктонных одноклеточных водорослей вряд ли можно связать с процессами конвергентной эволюции. В данном случае невозможно представить одновременное появление в противоположных частях Земного шара автохтонных таксонов диатомей из неродственных эволюционных ветвей, обладающих одинаковыми морфологическими чертами, то есть говорить об экологической конвергенции.

Таким образом, проблема биполярного распространения диатомей начала раннего олигоцена не может считаться окончательно решенной: необходимы дополнительные материалы и дальнейшие исследования.

Отметим, что вопросы, связанные с биполярным развитием, актуальны и по отношению к другой группе морского кремнистого микропланктона – радиоляриям, которые, однако, относятся к зоопланктонным организмам. Например, при изучении современных радиолярий Мирового океана С.Б. Кругликова [2011] рассматривает две модели их распространения, которые можно назвать биполярными. Первая включает, с одной стороны, представителей биполярных таксонов, распространенных исключительно в полярных и умеренных океанических зонах, но отсутствующих в тропиках, а с другой – виды, распространенные в высокобореальных и умеренных областях и также встречающиеся в ледовой зоне Антарктики. Та-

кие виды отнесены к биполярному типу I. Однако механизм формирования ареалов биполярных радиолярий этого типа по существу не разбирается. Вторая модель включает в себя биполярные таксоны (биполярные виды типа II), которые могут встречаться в субтропических и даже тропических зонах, но на больших глубинах, где развиты холодные воды [Кругликова, 2011]. То есть такие виды встречаются во всех зонах Мирового океана; их наибольшая численность и частота встречаемости отмечена в высокоширотных областях, но из-за определенных экологических требований (предпочтение холодных вод) их распределение по глубине различно. Таким образом, в строгом смысле слова, ареалы таксонов типа II нельзя отнести к биполярным. К сожалению, такой способ распространения вряд ли может быть привлечен в качестве объяснения формирования биполярного ареала планктонных диатомовых водорослей, так как в отличие от радиолярий их вегетативные клетки не могут существовать на относительно больших глубинах вне зоны фотосинтеза.

О появлении морских льдов в Арктике в среднем эоцене

Как известно, в 2004 г. в научной экспедиции ACESX, проходившей в рамках международной интегрированной программы глубоководного бурения (IODP), была пробурена первая в истории глубоководная скважина в пределах Северного Ледовитого океана – на подводном хребте Ломоносова, недалеко от Северного полюса [Backman et al., 2006, 2008]. Результаты обработки уникальных материалов, которые получены при изучении разреза этой скважины, позволили сделать целый ряд новых и интересных выводов об истории развития Арктического бассейна в мезозое и кайнозое. В частности, в составе богатых комплексов диатомей среднего эоцена были обнаружены представители рода *Synedropsis*, развитие которых связано с ледовой обстановкой [Stickley et al., 2008, 2009]. Анализ стратиграфического распространения этих и других форм, наряду с изучением в разрезе материала ледового разноса, дал возможность проследить историю формирования льдов в бассейне в среднеэоценовое время [Stickley et al., 2009]. Показано, что образование льдов включало две фазы. К первой из них относится появление в лютетское время льдов в некоторых районах побережья и мелководного арктического палеошельфа ~47,5 млн лет назад. Ко второй фазе приурочено начало формирования сезонных льдов в центральной части Арктического бассейна ~47,0 млн лет назад, на что указывает появление в составе диатомовых

ассоциаций представителей *Synedropsis* [Stickley et al., 2008, 2009]. Сделан вывод о том, что образование льдов происходило при режиме сильной соленостной стратификации вод, преобладавшем в пределах практически изолированного от Мирового океана бассейна. Низкая соленость его поверхностных вод способствовала их сезонному замерзанию. Из полученных данных следует, что формирование в кайнозое «ледникового» режима на Земле (по крайней мере, в пределах Арктики) началось раньше, чем предполагалось. Эти данные заставляют также предполагать, что морские льды начали формироваться в Арктическом регионе раньше, чем в Антарктическом (а не наоборот, согласно существующему мнению).

Отметим, что геологические и палеонтологические материалы свидетельствуют, что некоторые следы похолодания в среднем эоцене отмечаются и в Северотихоокеанском регионе. В частности, на начало такого похолодания может указывать появление глендонитов (геннойш) в разрезах Камчатки [Краевая и др., 1987; Гладенков и др., 1991]. Однако находки диатомей этого возраста, связанных с ледовыми обстановками, здесь не известны.

Первое открытие Берингова пролива в неогене

После обсуждения результатов, полученных при изучении эоценовых полярных диатомей, хотелось бы еще раз кратко остановиться на другой важной проблеме, которая также имеет отношение к развитию арктической биоты. Это проблема касается времени возникновения в кайнозое первых связей между Арктическим и Тихим океанами через Берингов пролив. С одной стороны, до конца 1990-х годов предполагалось, что о первом открытии Берингова пролива могут свидетельствовать находки наиболее древних моллюсков тихоокеанского происхождения в разрезах Северной Европы. Прежде всего, учитывалось, что древнейшие остатки таких моллюсков в разрезе Тьёрнос в Исландии (зона *Serripes*) были датированы средним плиоценом (около 3,5 млн лет) [Гладенков, 1974; Гладенков и др., 1980; и др.]. С другой стороны, указывалось, что появление межконтинентальных связей могут маркировать находки в тихоокеанских разрезах наиболее древних неогеновых моллюсков рода *Astarte*. Рядом исследований было показано, что до открытия пролива кайнозойские *Astarte* отсутствовали в Северной Пацифике и были развиты только в пределах Северной Атлантики и Арктики [Durham, MacNeil, 1967; Гладенков, 1976, 1978; и др.]. Однако установить точный возраст наиболее древних астарт в Северотихоокеанской области не

удавалось из-за отсутствия надежной корреляции с комплексами микропланктона. В целом, оценки возраста первого открытия Берингова пролива, полученные при работе в обоих направлениях, варьировали в пределах от 3,5 до 4,4 млн лет.

Автор принимал участие в решении этого вопроса совместно с коллегами из США в конце 1990-х – начале 2000-х годов. Полученные в ходе этих исследований данные свидетельствуют о том, что впервые водообмен между двумя океаническими бассейнами имел место через Пра-Берингов пролив в конце позднего миоцена, около 5,5–5,4 млн лет назад [Gladenkov et al., 2002; Gladenkov, 2003; Gladenkov, 2006 и др.]. Такой вывод был сделан на основе анализа палеонтологического материала и датирования наиболее древних *Astarte* в северотихоокеанских разрезах с помощью ископаемых диатомей. Стратиграфический горизонт, на котором в толщах неогена фиксируется появление наиболее древних представителей *Astarte*, по данным диатомового анализа датирован концом позднего миоцена [Gladenkov et al., 2002; Gladenkov, 2003; Gladenkov, 2006]. Совместные находки на этом уровне важных в стратиграфическом отношении видов (*Neodenticula kamtschatica*, *Cosmiodiscus insignis*, *Thalassiosira oestrupii*, *Th. temperei* и др.), характерных для ассоциации подзоны «b» зоны *Neodenticula kamtschatica* зональной шкалы, позволили датировать вмещающие отложения в узком пределе 5,5–5,4 млн лет. Интересно отметить, что наличие в составе ассоциаций морских арктическо-бореальных видов (*Bacterosira fragilis*, *Detonula confervacea*, *Porosira glacialis*, *Thalassiosira kryophila*, *Th. hyalina*, *Th. gravida*), а также криофильных форм (*Fragilariopsis oceanica*, *Fr. cylindrus*, *Chaetoceros septentrionales*) свидетельствует о периодах развития льдов вблизи побережья юго-западной части Аляски уже в конце позднего миоцена – начале плиоцена [Gladenkov, 2003; Gladenkov, 2006]. О появлении криофильных элементов вблизи границы между миоценом и плиоценом свидетельствуют и данные по морским диатомовым комплексам из разрезов северо-западного обрамления Пацифики [Akiba, 1986; Yanagisawa, Akiba, 1998], в частности, Восточной Камчатки [Гладенков и др., 1992].

Возникновение первой связи между океанами, в частности, имело большое значение для развития биотических арктическо-бореальных сообществ. Ранее морские биоты северной части Тихого океана и Арктики, в целом, развивались изолированно друг от друга, то есть фактически на севере Пацифики до плиоцена существовал гигантский морской залив. Подтверждением полученных результатов служит и то, что появление моллюсков и диатомей тихоокеанского происхождения в североатлантических разрезах фиксируется начиная

только с раннего плиоцена [Гладенков, Гладенков, 2004]. Другими словами, первые аллагии между двумя названными океаническими бассейнами были установлены вблизи границы между миоценом и плиоценом.

Однако относительно проблемы связи Арктического и Тихоокеанского бассейнов существуют и другие точки зрения. Например, согласно одной из них, начиная со среднего миоцена формирование арктической биоты происходило под влиянием тихоокеанской, и в отдельные периоды между двумя океанами периодически устанавливалась связь, вероятнее всего, в районе Берингова пролива [Полякова, 1997]. Такой вывод делается на основе изучения комплексов морских диатомей, обнаруженных в разрезах приморских низменностей Северной Якутии и Северной Чукотки [Зырянов и др., 1992; Полякова, 1997]. Предполагая северотихоокеанское происхождение этих ассоциаций, их миоценовый и плиоценовый возраст определялся путем привязки к зональной шкале по диатомеям для Северной Пацифики. Однако такие выводы вызывают определенные сомнения. Во-первых, все важные в стратиграфическом отношении формы диатомей, найденные в арктических комплексах, широко распространены в бореальных и арктическо-бореальных районах Северного полушария, а не только в северной части Тихого океана. Поэтому можно предположить, что миграция этих видов в Арктику могла идти не из Пацифики, а со стороны бассейнов Северной Атлантики [Marincovich, Gladenkov, 1999, 2001; Gladenkov, Gladenkov, 2004 и др.]. Кроме того, для обедненных ассоциаций из разрезов арктических низменностей привязка к магнитостратиграфической шкале, так же как и контроль со стороны других групп ископаемых, отсутствуют. Конечно, нельзя исключать и вероятности переноса ветром створок миоценовых диатомовых северотихоокеанского происхождения в районы арктического побережья и дальнейшего их переотложения.

Существует также предположение, что связь Арктического и Тихого океанов в допозднемиоценовое время могла осуществляться не через Берингов пролив, а в районе Северной Якутии [Полякова, 1997]. Правда, возможность существования такого древнего пролива аргументирована слабо и основана, главным образом, на отдельных редких находках ископаемых морских диатомей, имеющих широкие пределы стратиграфического распространения.

Приведенные точки зрения свидетельствуют, что при решении проблемы межконтинентальных связей северных бассейнов, интерпретации различных данных, полученных по диатомеям, могут приводить к неодинаковым выводам.

Антропогенные интродукции

При рассмотрении особенностей распространения и путей миграции диатомей следует помнить, что у многих из них крайне велика экологическая пластичность – они устойчивы к высыханию и достаточно легки, чтобы преодолевать значительные расстояния воздушным путем. В этом отношении показателен приводимый Р. Россом пример выпадения в Лондоне вместе с дождем панцирей диатомей из плейстоценовых отложений, развитых к югу от Сахары [Ross, 1983]. Известны также другие многочисленные примеры перемещения диатомей на сотни и тысячи километров от районов их происхождения в воздушной среде ветрами [Burckle et al., 1988 и др.]. Кроме того, возможен перенос диатомовых водорослей на большие расстояния с налипшей на лапах птиц грязью [Ross, 1983] или морскими животными. Результаты подобных перемещений могут затруднять реконструкцию реальных ареалов и приводить к противоречивым выводам при анализе распространения различных таксонов диатомей.

Вместе с тем, наряду с другими, необходимо также обратить внимание на еще одну интересную проблему палеобиогеографии. Она связана с особенностями распространения некоторых диатомей, которые появились в геологическом прошлом, но продолжают существовать в настоящее время. При анализе их ареалов и выводах о путях миграции нельзя сбрасывать со счетов интродукции под влиянием антропогенного фактора. Одним из примеров служит морской планктонный вид *Neodenticula seminae* (Simonsen et Kanaya) Akiba et Yanagisawa, который появился в конце плиоцена (около 2,7 млн лет назад) в Северной Пацифике и в

настоящее время является типичным представителем диатомовых ассоциаций этого региона. В ископаемом состоянии, однако, *Neodenticula seminae* широко представлена также и в высоких-средних широтах Северной Атлантики, куда мигрировала в плейстоцене из Берингова моря [Baldauf, 1984, 1986]. В Атлантике остатки *N. seminae* найдены в четвертичных отложениях в интервале 1,26–0,84 млн лет [Coş et al., 1999]. Таким образом, с одной стороны, анализ пределов стратиграфического распространения указывает, что вымирание вида в Североатлантическом регионе приурочено к уровню 0,84 млн лет. С другой стороны, *N. seminae* была найдена в большом количестве в составе современных ассоциаций фитопланктона при проведении в 2001 г. исследований вод в заливе Святого Лаврентия, Восточная Канада [Poulin et al., 2010]. Причем ранее ни в осадках, ни в планктоне *N. seminae* никогда не отмечалась. «Новое» появление в Северной Атлантике связывается с автоинтродукцией – попаданием в акваторию залива Святого Лаврентия вместе с балластными водами морских судов, после чего происходило размножение и развитие популяции данного вида [Poulin et al., 2010]. Таким образом, достижение станции (места с необходимыми для жизни вида условиями), находящейся в другом океане, произошло не в результате «естественной» миграции из Северной Пацифики, а благодаря человеческой деятельности. Можно допустить, что в будущем возможны находки створок *N. seminae* в донных осадках этого района. Поэтому анализ таких остатков, проведенный без учета подобных данных по непреднамеренной интродукции, может впоследствии привести к неправильным выводам о механизмах трансокеанической миграции.

Заключение

Несмотря на то, что диатомовые водоросли являются неотъемлемой составной частью морских экосистем кайнозоя, они представляют лишь одну из групп одноклеточных организмов, населяющих зону фотосинтеза Мирового океана, то есть его самую верхнюю «пленку». Поэтому не следует рассматривать диатомей (как и любую другую группу одноклеточных) в качестве основного или важнейшего инструмента при биостратиграфических построениях, реконструкциях условий окружающей среды прошлого и т.д. Однако в таких исследованиях необходимо использовать потенциал и «сильные стороны» каждой из таких групп. В этом отношении изучение морских диатомовых водорослей позволяет получать ценную информацию, которая может использоваться в различных отраслях геологии. С одной стороны, диатомеи служат доста-

точно действенным инструментом при детальном стратиграфическом расчленении и определении возраста толщ морского кайнозоя (прежде всего, внетропических областей). Разработанные по диатомеям зональные шкалы находят широкое применение в современной геологической практике. С другой стороны, результаты, полученные при исследованиях таксономического состава, закономерностей площадного распространения и степени продуктивности сообществ диатомей, направленности их развития, а также путей миграций и особенностей расселения отдельных таксонов предоставляют ценный материал для проведения палеоокеанологических, палеоклиматических и палеогеографических реконструкций. Выполненные на базисе детальной стратиграфии построения позволяют определять возраст различных

биотических и абиотических событий прошлого, а также подходить к анализу их возможной связи. Но между тем, при интерпретациях данных по ископаемым диатомеям существует и ряд проблем, которые могут приводить к неоднозначным выводам при реконструкциях обстановок прошлого и корреляциях геологических событий. Вот почему следует помнить о существовании определенных

трудностей и в конкретных ситуациях руководствоваться здравым смыслом. Однако, несмотря на все подобные затруднения, изучение диатомовых водорослей чрезвычайно важно при решении стратиграфических и геологических задач.

Работа выполнена при финансовой поддержке Программы №28 фундаментальных исследований Президиума РАН и проекта РФФИ № 13-05-0015.

Литература

- Гладенков А.Ю. Зональная стратиграфия олигоцена и нижнего миоцена Северотихоокеанского региона по диатомеям // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1998. Т. 6. № 2. С. 50–64.
- Гладенков А.Ю. Находки неогеновых диатомей в разрезе Сэнди Ридж п-ова Аляска: значение для стратиграфических и палеогеографических реконструкций // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2006. Т. 14. № 1. С. 79–97.
- Гладенков А.Ю. Детальная стратиграфия и морские экосистемы позднего кайнозоя севера Тихоокеанского региона (по диатомеям). М.: ГЕОС, 2007. 296 с.
- Гладенков А.Ю., Гладенков Ю.Б. Начало формирования межконтинентальных связей Пацифики и Арктики через Берингов пролив в неогене // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2004. Т. 12. № 2. С. 72–89.
- Гладенков Ю.Б. Палеонтологическая характеристика плио-плейстоцена Северной Атлантики (Исландия) // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1974. № 7. С. 129–133.
- Гладенков Ю.Б. Некоторые аспекты позднекайнозойской истории Берингова пролива в свете стратиграфических данных по Исландии. В кн.: Берингия в кайнозое / Под ред. В.Л. Контримавичуса. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1976. С. 33–39.
- Гладенков Ю.Б. Морской верхний кайнозой северных районов. М.: Наука, 1978. 194 с.
- Гладенков Ю.Б. Биосферная стратиграфия (проблемы стратиграфии начала XXI века). М.: ГЕОС, 2004. 120 с.
- Гладенков Ю.Б. Зональная биостратиграфия в решении фундаментальных и прикладных задач геологии // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2010. Т. 18. № 6. С. 104–117.
- Гладенков Ю.Б., Баринов К.Б., Басилян А.Э. и др. Детальное расчленение неогена Камчатки. М.: Наука, 1992. 208 с.
- Гладенков Ю.Б., Гладенков А.Ю. Актуальные проблемы стратиграфии первого десятилетия XXI века (33-й Международный геологический конгресс, Осло, Норвегия, август 2008 г.) // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2009. Т. 17. № 3. С. 120–124.
- Гладенков Ю.Б., Нортон П., Спайнк Г. Верхний кайнозой Исландии (стратиграфия плиоцена – плейстоцена и палеонтологические комплексы). М.: Наука, 1980. 116 с.
- Гладенков Ю.Б., Синельникова В.Н., Шанцер А.Е. и др. Эоцен Западной Камчатки. М.: Наука, 1991. 184 с.
- Гладенков Ю.Б., Шанцер А.Е. Геологические события палеогена Камчатки // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1993. Т. 1. № 1. С. 97–108.
- Зырянов Е.В., Лаухин С.А., Полякова Е.И. Морские диатомеи и палинокомплексы миоцена Восточной Чукотки. // Изв. РАН. Сер. геол. 1992. № 4. С. 97–105.
- Краевая Т.С., Челебаева А.И., Шанцер А.Е. Морфологические типы геннойш в кайнозойских толщах Камчатки и их возможное климатостратиграфическое значение // Литология и полез. ископаемые. 1987. № 6. С. 131–135.
- Кругликова С.Б. Радиоларии-Polycystina из донных отложений Мирового океана как биоиндикаторы изменения окружающей среды // Автореф. дис. ... докт. геол.-мин. наук. М.: Институт океанологии РАН, 2011. 38 с.
- Лисицын А.П. Основные закономерности распределения современных кремнистых осадков и их связь с климатической зональностью // Геохимия кремнезема. М.: Наука, 1966. С. 90–191.
- Лисицын А.П. Процессы океанской седиментации. М.: Наука, 1978. 392 с.
- Меннер В.В. Три основные проблемы стратиграфии // Вестн. МГУ. Сер. IV. Геология. 1975. № 6. С. 7–18.
- Орешкина Т.В. Новые данные по диатомеям из морских отложений Западной Камчатки // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2009. Т. 17. № 3. С. 104–119.
- Полякова Е.И. Арктические моря Евразии в позднем кайнозое. М.: Научный мир, 1997. 146 с.
- Степанов В.Н. Мировой океан. Динамика и свойства вод. М.: Знание, 1974. 256 с.
- Стратиграфический кодекс России. Издание третье. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2006. 96 с.
- Янин Б.Т. Палеобиогеография. М.: Академия, 2009. 256 с.
- Akiba F. Middle Miocene to Quaternary diatom biostratigraphy in the Nankai Trough and Japan Trench, and modified lower Miocene through Quaternary diatom zones for the middle-to-high latitudes of the North Pacific // Init. Repts DSDP / Eds.: H. Kagami, D.E. Karig, W.T. Coulbourn et al. Vol. 87. Washington: U.S. Govt. Printing Office, 1986. P. 393–481.
- Backman J., Moran K., Mcinroy D.B. et al. Arctic Coring Expedition (ACEX) // Proc. IODP. 2006. Vol. 302. doi:10.2204/iodp.proc.302.2006.
- Backman J., Jakobsson M., Frank M. et al. Age model and core-seismic integration for the Cenozoic Arctic Coring Expedition sediments from the Lomonosov Ridge // Paleooceanography. 2008. Vol. 23. doi:10.1029/2007PA001476.
- Baldauf J.G. Cenozoic diatom biostratigraphy and paleoceanography of the Rockall Plateau region, North Atlantic, Deep Sea Drilling Project Leg 81 // Init. Repts. DSDP. / Eds.: D. Schnitker, D.G. Roberts et al. Vol. 81. Washington: U.S. Govt. Printing Office, 1984. P. 439–478.

- Baldauf J.G.* Diatom biostratigraphy of the middle- and high-latitude North Atlantic Ocean, Deep Sea Drilling Project Leg 94 // *Init. Repts. DSDP.* / Eds.; W.F. Ruddiman, R.B. Kidd, E. Thomas et al. Vol. 94. Washington: U.S. Govt. Printing Office, 1986. P. 729–762.
- Baldauf J.G., Barron J.A.* Evolution of biosiliceous sedimentation patterns - Eocene through Quaternary: paleoceanographic response to polar cooling // *Geological History of the Polar Oceans: Arctic versus Antarctic.* / Eds.: U. Bleil, J. Thiede. Netherlands: Kluwer Publishers, 1990. P. 575–607.
- Baldauf J.G., Barron J.A.* Diatom biostratigraphy: Kerguelen Plateau and Prydz Bay regions of the Southern Ocean // *Proc. ODP, Sci. Results.* / Eds.: J.A. Barron, B. Larsen et al. College Station, TX (Ocean Drilling Program). Vol. 119. 1991. P. 547–598.
- Baldauf J.G., Monjanel A.-L.* An Oligocene diatom biostratigraphy for Labrador Sea: DSDP Site 112 and ODP Hole 647A // *Proc. ODP, Sci. Results.* / Eds.: S.P. Srivastava, M.A. Arthur, B. Clement et al. College Station, TX (Ocean Drilling Program). Vol. 105. 1989. P. 323–347.
- Barron J.A.* Miocene to Holocene planktic diatom stratigraphy // *Plankton Stratigraphy.* / Eds.: H.M. Bolli, J.B. Saunders, K. Perch-Nielsen. Cambridge: Cambridge University Press, 1985a. P. 641–691.
- Barron J.A.* Diatom paleoceanography and paleoclimatology of the central and eastern Equatorial Pacific between 18 and 6.2 Ma // *Init. Repts DSDP.* / Eds.: L. Mayer, F. Theyer et al. Vol. 85. Washington: U.S. Govt. Printing Office, 1985b. P. 935–945.
- Barron J.A.* Response of equatorial Pacific diatoms to polar cooling during the middle Miocene // *Proceedings 8th Intern. Diatom Symposium.* / Ed.: M. Ricard. Koenigstein: Koeltz. Sci. Books, Germany, 1986. P. 591–600.
- Barron J.A.* Planktonic marine diatom record of the past 18 m.y.: appearances and extinctions in the Pacific and Southern oceans // *Diatom Research.* 2003. Vol. 18. P. 203–224.
- Barron J.A.* Diatom biochronology of the early Miocene of the equatorial Pacific // *Stratigraphy.* 2005. Vol. 2. P. 281–309.
- Barron J.A., Baldauf J.G.* Tertiary cooling steps and paleoproductivity as reflected by diatoms and biosiliceous sediments // *Productivity of the Ocean: Present and Past.* / Eds.: W.H. Berger, V.S. Smetacek, G. Wefer. Chichester, England: Wiley-Interscience, 1989. P. 341–354.
- Barron J.A., Baldauf J.G.* Cenozoic marine diatom biostratigraphy and applications to paleoclimatology and paleoceanography // *Siliceous microfossils. Short courses in paleontology.* №8. / Eds.: P. Blome, P.M. Whalen, K.M. Reed. Univ. of Tennessee, Knoxville: Publication of the Paleontological Society, 1995. P. 105–118.
- Barron J.A., Fourtanier E., Bohaty S.M.* Oligocene and earliest Miocene diatom biostratigraphy of ODP Leg 199 Site 1220, equatorial Pacific // *Proc. ODP, Sci. Results.* / Eds.: P.A. Wilson, M. Lyle, T.R. Janacek, J.V. Firth. Vol. 199. 2004. <http://www-odp.tamu.edu/publications/199-SR/2004/204.htm>.
- Barron J.A., Gladenkov A.Y.* Early Miocene to Pleistocene diatom stratigraphy of Leg 145 // *Proc. ODP, Sci. Results.* / Eds.: D.K. Rea, I.A. Basov et al. College Station, TX (Ocean Drilling Program). Vol. 145. 1995. P. 3–20.
- Barron J.A., Keller G.* Paleotemperature oscillations in the Middle and Late Miocene of the northeastern Pacific // *Micropaleontology.* 1983. Vol. 29. P. 150–181.
- Barron J.A., Keller G., Dunn D.A.* A multiple microfossil biochronology for the Miocene // *The Miocene Ocean: Paleoceanography and Biogeography.* / Ed.: J.P. Kennett. 1985. P. 21–36. (*Geol. Soc. Am. Mem.* 163).
- Berggren W.A., Kent D.V., Swisher C.C. III, Aubry, M.-P.* A revised Cenozoic geochronology and chronostratigraphy // *Geochronology Time Scales and Global Stratigraphic Correlation* / Eds.: W.A. Berggren, D.V. Kent, M.-P. Aubry, J. Hardenbol. SEPM Special Publication. 1995. № 54. P. 129–212.
- Burckle L.H., Gayley R.I., Ram M., Petit J.-R.* Diatoms in Antarctic ice cores: some implications for the glacial history of Antarctica // *Geology.* 1988. Vol. 16. P. 326–329.
- Calvert S.E.* Deposition and diagenesis of silica in marine sediments // *Pelagic sediments on land and under the sea.* / Eds.: K.J. Hsu, H. Jenkyns. Oxford: Blackwell Scientific Publications, 1974. P. 273–299. (*Spec. Publ. Intern. Assoc. Sedimentology.* № 1).
- Cervato C., Burckle L.* Pattern of first and last appearance in diatoms: Oceanic circulation and the position of polar fronts during the Cenozoic // *Paleoceanography.* 2003. Vol. 18. 1055, doi:10.1029/2002PA000805.
- Dzinoridze R.N., Jousé A.P., Koroleva-Golikova G.S., et al.* Diatom and radiolarian Cenozoic stratigraphy, Norwegian Basin; DSDP Leg 38 // *Init. Repts DSDP.* / Eds.: P.R. Supko, K. Perch-Nielsen. Vol. 38, 39, 40, 41 (Supplement). Washington: U.S. Govt. Printing Office, 1978. P. 289–427.
- Durham J.W., MacNeil F.S.* Cenozoic migrations of marine invertebrates through the Bering Strait region // *The Bering Land Bridge.* / Ed.: D.M. Hopkins. Stanford, California: Stanford University Press, 1967. P. 326–349.
- Falkowski P.G., Katz M.E., Knoll A.H. et al.* The evolution of modern eukaryotic phytoplankton // *Science.* 2004. Vol. 305. P. 354–360.
- Fenner J.* Late Cretaceous to Oligocene planktic diatoms // *Plankton Stratigraphy.* / Eds.: H.M. Bolli, J.B. Saunders, K. Perch-Nielsen. Cambridge: Cambridge University Press, 1985. P. 713–762.
- Gladenkov A.Yu.* A new lower Oligocene zone for the North Pacific diatom scale // *Proc. 14th Intern. Diatom Symposium,* / Eds.: S. Mayama, M. Idei, I. Koizumi. Tokyo, Japan. Koenigstein: Koeltz Sci. Books, Germany, 1999. P. 581–590.
- Gladenkov A.Yu.* Diatom biostratigraphy of the Neogene Milky River Formation, Alaska Peninsula, southwestern Alaska // *Proc. California Acad. Sci.* 2003. Vol. 54. P. 27–64.
- Gladenkov A.Yu.* The Cenozoic diatom zonation and its significance for stratigraphic correlations in the North Pacific // *Paleontol. Jour.* 2006. Vol. 40. Suppl. 5. P. 571–583.
- Gladenkov A.Yu.* The North Pacific advanced Oligocene to lower Miocene diatom stratigraphy // *Bull. Geol. Surv. Japan.* 2008. Vol. 59. P. 309–318.
- Gladenkov A.Yu.* Fossil diatom flora from the marine Paleogene stratigraphic key section of northeast Kamchatka, Russia // *Acta Botanica Croatica.* 2009. Vol. 68. P. 199–209.

- Gladenkov A.Y., Barron J.A.* Oligocene and early Miocene diatom biostratigraphy of Hole 884B // Proc. ODP, Sci. Results. / Eds.: D.K. Rea, I.A. Basov, D.W. Scholl, J.F. Allan. College Station, TX (Ocean Drilling Program). Vol. 145. 1995. P. 21–41.
- Gladenkov A.Yu., Oleinik A.E., Marincovich L.Jr., Barinov K.B.* A refined age for the earliest opening of Bering Strait // Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol. 2002. Vol. 183. P. 321–328.
- Harwood D.M.* Diatoms // Antarctic Cenozoic history from the MSSTS-1 drillhole, McMurdo Sound. / Ed.: P.J. Barrett. DSIR Bull. N.Z. 1986. Vol. 237. P. 69–107.
- Harwood D.M.* Siliceous microfossils // Antarctic Cenozoic history from the CIROS-1 drillhole, McMurdo Sound. / Ed.: P.J. Barrett. DSIR Bull. N.Z. 1989. Vol. 245. P. 67–97.
- Harwood D.M., Bohaty S.M.* Early Oligocene siliceous microfossil biostratigraphy of Cape Roberts Project Core CRP-3, Victoria Basin, Antarctica // Terra Antarctica. 2001. Vol. 8. P. 315–338.
- Harwood D.M., Bohaty S.M., Scherer R.P.* Lower Miocene diatom biostratigraphy of the CRP-1 Drillcore, McMurdo Sound, Antarctica // Terra Antarctica. 1998. Vol. 5. P. 499–514.
- Harwood D.M., Maruyama T.* Middle Eocene to Pleistocene diatom biostratigraphy of Southern Ocean sediments from the Kerguelen Plateau, Leg 120 // Proc. ODP, Sci. Results. / Eds.: S.W. Wise Jr., R. Schlich et al. College Station, TX (Ocean Drilling Program). Vol. 120. 1992. P. 683–733.
- Hasle G.R.* The biogeography of some marine planktonic diatoms // Deep-Sea Research. 1976. Vol. 23. P. 319–338.
- Jordan R.W., Stickley C.E.* Diatoms as indicators of paleoceanographic events // The Diatoms: Applications for the Environmental and Earth Sciences. 2nd ed. / Eds.: J.P. Smol, E.F. Stoermer. N.Y.: Cambridge University Press, 2010. P. 424–453.
- Keller G., Barron J.A.* Widespread Miocene deep-sea hiatuses: coincidence with periods of global cooling // Geology. 1982. Vol. 10. P. 577–581.
- Keller G., Barron J.A.* Paleocyanographic implications of Miocene deep-sea hiatuses // Bull. Geol. Soc. Am. 1983. Vol. 94. P. 590–613.
- Keller G., Barron J.A.* Paleodepth distribution of Neogene deep-sea hiatuses // Paleocyanography. 1987. Vol. 2. P. 697–713.
- Koç N., Hodell D.A., Kleiven H., Labeyrie L.* High-resolution Pleistocene diatom biostratigraphy of Site 983 and correlations with isotope stratigraphy // Proc. ODP, Sci. Results. / Eds.: M.E. Raymo, E. Jansen, P. Blum, T.D. Herbert. College Station, TX (Ocean Drilling Program). Vol. 162. 1999. P. 51–62.
- Marincovich L.Jr., Gladenkov A.Yu.* Evidence for an early opening of the Bering Strait // Nature. 1999. Vol. 397. P. 149–151.
- Marincovich L.Jr., Gladenkov A.Yu.* New evidence for the age of Bering Strait // Quaternary Sci. Rev. 2001. Vol. 20. P. 329–335.
- Poulin M., Lundholm N., Bérard-Therriault L. et al.* Morphological and phylogenetic comparisons of *Neodenticula seminae* (Bacillariophyta) populations between the subarctic Pacific and the Gulf of St. Lawrence // Europ. Jour. Phycol. 2010. Vol. 45. P. 127–142.
- Rabosky D.L., Sorhannus U.* Diversity dynamics of marine planktonic diatoms across the Cenozoic // Nature. 2009. P. 183–186.
- Ross R.* Endemism and cosmopolitanism in the diatom flora of the East African Great Lakes // Evolution, time and space: the emergence of the biosphere. / Eds.: R.W. Sims, J.H. Price, P.E.S. Whalley. L.: Academic Press, Inc., 1983. P. 157–177. (Syst. Assoc. Spec. Vol. №23).
- Scherer R.P., Bohaty S.M., Harwood D.M.* Oligocene and lower Miocene siliceous microfossil biostratigraphy of the Cape Roberts Project Core CRP-2/2A, Victoria Land Basin, Antarctica // Terra Antarctica. 2000. Vol. 7. P. 417–442.
- Scherer R.P., Gladenkov A.Yu., Barron J.A.* Methods and applications of Cenozoic marine diatom biostratigraphy. In: Pond Scum to Carbon Sink: Geological and Environmental Applications of the Diatoms, Paleontological Society of America Short Course. / Ed.: S. Starratt. New Haven, Connecticut: Yale University, 2007. P. 61–83. (Paleont. Soc. Papers. Vol. 13).
- Scherer R.P., Koç N.* Late Paleogene diatom biostratigraphy and paleoenvironments of the northern Norwegian-Greenland Sea // Proc. ODP, Sci. Results. / Eds.: J. Thiede, A.M. Myhre, J.V. Firth et al. College Station. Vol. 151. 1996. P. 75–99.
- Schrader H.-J., Fenner J.* Norwegian Sea Cenozoic diatom biostratigraphy and taxonomy // Init. Repts DSDP. / Eds.: M. Talwani, G. Udintsev et al. Washington: U.S. Govt. Printing Office, 1976. Vol. 38. P. 921–1099.
- Shiine H., Suzuki N., Motoyama I. et al.* Diatom biomarkers during the Eocene/Oligocene transition in the Il'pinski Peninsula, Kamchatka, Russia // Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol. 2008. Vol. 264. P. 1–10.
- Sinninghe Damsté J.S., Muyzer G., Abbas B. et al.* The rise of the rhizosolenoid diatoms // Science. 2004. Vol. 304. P. 584–587.
- Stickley C.E., John K.S., Koç N. et al.* Evidence for middle Eocene Arctic sea ice from diatoms and ice-rafted debris // Nature. 2009. Vol. 460. P. 376–379.
- Stickley C.E., Koç N., Brumsack H.-J. et al.* A siliceous microfossil view of middle Eocene Arctic environments: a window of biosilica production and preservation // Paleocyanography. 2008. Vol. 23. PA1S14, doi: 10.1029/2007PA001485.
- Winter D., Sjunneskog C., Scherer R. et al.* Pliocene-Pleistocene diatom biostratigraphy of nearshore Antarctica from the AND-1B drillcore, McMurdo Sound // Glob. Planet. Change. 2010. doi:10.1016/j.gloplacha.2010.04.004
- Yanagisawa Y., Akiba F.* Refined Neogene diatom biostratigraphy for the northwest Pacific around Japan, with an introduction of code numbers for selected diatom biohorizons // Jour. Geol. Soc. Japan. 1998. Vol. 104. P. 395–414.

5. Осадочные секвенции и колебания уровня моря в ордовике Балтоскандии

А.В. Дронов

Основываясь на анализе региональных поверхностей перерыва и распределении характерных фаций, в ордовикском бассейне Балтоскандии выделены и прослежены 14 осадочных секвенций, отвечающих колебаниям уровня моря 3-го порядка. Наиболее значительные падения уровня моря приурочены к границе ордовика и силура, а также к основаниям осадочных секвенций II, III, VIII, XIII и XIV (ранний тремадок, средний тремадок, ранний катий, основание хирнанта и середина хирнанта). Наиболее значительные повышения уровня моря происходили в течение волховско-кундаского (дапин – ранний дарривил) и пиргуского (поздний катий) времени. Реконструированная кривая колебаний уровня моря для ордовикского бассейна Балтоскандии более близка к кривой, составленной для платформы Янцзы, чем для Северо-Американской платформы.

Dronov A. V. Depositional sequences and sea level fluctuations in the Ordovician of Baltoscandia

Based on distribution of facies and regional unconformities, 14 major 3rd-order depositional sequences have been identified and correlated in the Ordovician succession of Baltoscandia. The most prominent regression events coincide with the top of the Ordovician, as well as with the base of the sequences II, III, VIII, XIII and XIV (early Tremadocian, middle Tremadocian, early Katian, basal Hirnantian and middle Hirnantian). The highest sea-level occurred during Volkhov-Kunda (Dapingian – early Darriwilian) and Pirgu (latest Katian) times. The resulting sea-level curve for the Ordovician of Baltoscandia is more similar to the curve for the Yangtze Platform than to the one for North America.

Введение

Колебания уровня моря являются одним из наиболее существенных факторов, влияющих на характер седиментационной и биотической эволюции любого осадочного бассейна. Они определяют внутреннее строение, внешнюю форму осадочных тел, заполняющих седиментационный бассейн, характер фациальных переходов, распределение поверхностей перерывов и несогласий, а также распределение биоты и степень насыщенности осадка палеонтологическими остатками. Помимо непосредственного влияния на глубину бассейна, изменения уровня моря могут служить своеобразным «спусковым механизмом» для разнообразных гидрологических, климатических и биотических изменений и событий [Munneke et al., 2010].

Крупномасштабные колебания уровня моря могут иметь непосредственное отношение к характеру эволюционной радиации морских организмов и событиям массовых вымираний. В ряде случаев эмпирические наблюдения и теоретические исследования показывают наличие прямой корреляции между биотическими кризисами с массовыми вымираниями и сокращением площадей мелко-

водных шельфов во время глобальных эвстатических понижений уровня Мирового океана. Конечно, связь между секвентной стратиграфией и макроэволюцией носит комплексный и многофакторный характер, однако существенное влияние колебаний уровня моря на смену фаунистических комплексов в разрезе представляется очевидным [Hints et al., 2010; Servais et al., 2010].

До сих пор не представлено убедительных доказательств того, что колебания уровня моря третьего порядка синхронны в глобальном масштабе. Точное датирование изменений уровня моря и их межконтинентальная корреляция сильно затруднены, поскольку эвстатические изменения уровня Мирового океана обычно накладываются на региональные или локальные поднятия или опускания дна бассейна седиментации. Эвстатические колебания уровня Мирового океана могут быть, в принципе, использованы при корреляции удаленных разрезов отложений, сформировавшихся в одно и то же время, но в различных обстановках седиментации и представленных поэтому различными фациями. Это делает построение кривых ко-

лебаний уровня моря для различных седиментационных бассейнов и реконструкцию глобальной кривой эвстатических колебаний уровня мирового океана для ордовикского периода весьма важным предметом исследования.

Попытки построить кривую глобальных трансгрессий и регрессий восходят к концу XIX века, когда Э. Зюссом [Suess, 1883] был впервые предложен сам термин эвстатические колебания уровня моря. В дальнейшем эти попытки нашли свое продолжение в работах Г. Штилле [Stille, 1924], Н.М. Страхова [1949] и многих других исследователей. Первые детальные реконструкции колебаний уровня моря в ордовикском периоде были проведены Р. Вейлом с соавторами [Vail et al., 1977] на основе сейсмостратиграфических исследований восточной окраины Северо-Американского кратона. Другой способ был предложен А. МакКерроу [McKerrow, 1979] и Р. Форти [Forty, 1984], которые попытались сделать это на основе прослеживания биотических событий и ассоциирующих с ними батиметрических изменений. В дальнейшем детальная кривая колебаний уровня моря для ордовика Северо-Американского кратона, основанная на секвенс-стратиграфических исследованиях, была составлена Дж. Россом и К. Россом [Ross, Ross, 1992; 1995]. В последние годы появились несколько новых реконструкций колебаний уровня моря, выполненных для отдельных ордовик-

ских седиментационных бассейнов [Videt et al., 2006, 2010; Su, 2007; Dronov et al., 2009; Kanygin et al., 2010]. Предложена и уточненная хронология палеозойских осадочных секвенций с выходом на глобальную кривую колебаний уровня Мирового океана [Наq, Schutter, 2008].

Проблеме реконструкции колебаний уровня моря в ордовикском бассейне Балтоскандии посвящены многочисленные публикации, начиная с В. Ламанского [1905]. Этот опыт суммирован в современных работах по региональным кривым колебаний уровня моря [Nestor, Einasto, 1997; Dronov, Holmer, 1999, 2002; Nielsen, 2003, 2004; Dronov et al., 2006, 2011]. Местная и региональная стратиграфия суммирована Р. Мяннилем и Т. Мейдла [Männil, Meidla, 1994]. Современная версия корреляции с Международной стратиграфической шкалой приведена в публикациях Я. Нылвака [Nölvak et al., 2006] и С. Бергстрема [Bergström et al., 2009] с соавторами. Целью настоящей статьи является уточнение секвенс-стратиграфической схемы ордовика Балтоскандии за счет включения в нее данных, полученных в последние годы и, соответственно, корректировка региональной кривой колебаний уровня моря. Будут также рассмотрены противоречия, существующие между кривыми для глубоководной [Nielsen, 2003, 2004] и мелководной частей бассейна [Dronov, Holmer, 2002; Dronov et al., 2006, 2011].

Ордовикский бассейн Балтоскандии

Ордовикский бассейн Балтоскандии уникален во многих отношениях. Расположенный в западной части Русской платформы он представляет собой один из крупнейших эпиконтинентальных бассейнов мира. Долговременная тектоническая стабильность и, как следствие этого, чрезвычайная выровненность рельефа дна, отсутствие значительного привноса осадков и, соответственно, малые скорости седиментации привели к тому, что основным фактором, влиявшим на глубину бассейна, строение осадочных секвенций и распределение литофаций оказались эвстатические колебания уровня Мирового океана.

Континентальный блок, на котором располагается рассматриваемый бассейн, мигрировал в течение ордовикского периода из приполярных широт Южного полушария в приэкваториальные [Cocks, Torsvik, 2005], что нашло свое отражение в эволюции фаций и обстановок осадконакопления (рис. 5.1). В мелководных частях бассейна фации эволюционировали от кварцевых песков и песчаников, характерных для ордовика Перигондваны в тремадоке, через холодноводные карбонаты во флоско-сандбийское время до тепловодных

тропических карбонатов в катийско-хирнантский интервал [Dronov, Rozhnov, 2007]. В течение большей части ордовика бассейн находился в умеренных широтах, поэтому среди мелководных осадков доминируют холодноводные карбонаты, формировавшиеся на шельфе с преимущественно штормовым режимом седиментации. В результате бассейновые окраины имели вид гомоклиналильных рампов с чрезвычайно пологими углами наклона склонов. Такая обстановка очень чувствительна даже к небольшим по амплитуде колебаниям уровня моря, которые редко фиксируются в других седиментологических ситуациях. Последнее обстоятельство имеет фундаментальное значение, так как способствует построению высокоточных кривых колебаний уровня моря и повышению точности разрешимости стратиграфической корреляции на этой основе [Burchette, Wright, 1992].

Общая фациальная зональность ордовикского бассейна Балтоскандии была выявлена работами Р. Мянниля [1966] и В. Яануссона [Jaanusson, 1976; 1982]. Наиболее глубоководные, преимущественно чернсланцевые отложения внешней части шельфа сосредоточены в Датско-Норвежском фациальном

Рис. 5.1. Положение эпиконтинентального бассейна Балтоскандии в рамках общей палеогеографической ситуации среднего ордовика, по [Cristiansen, Stouge, 1999] с изменениями

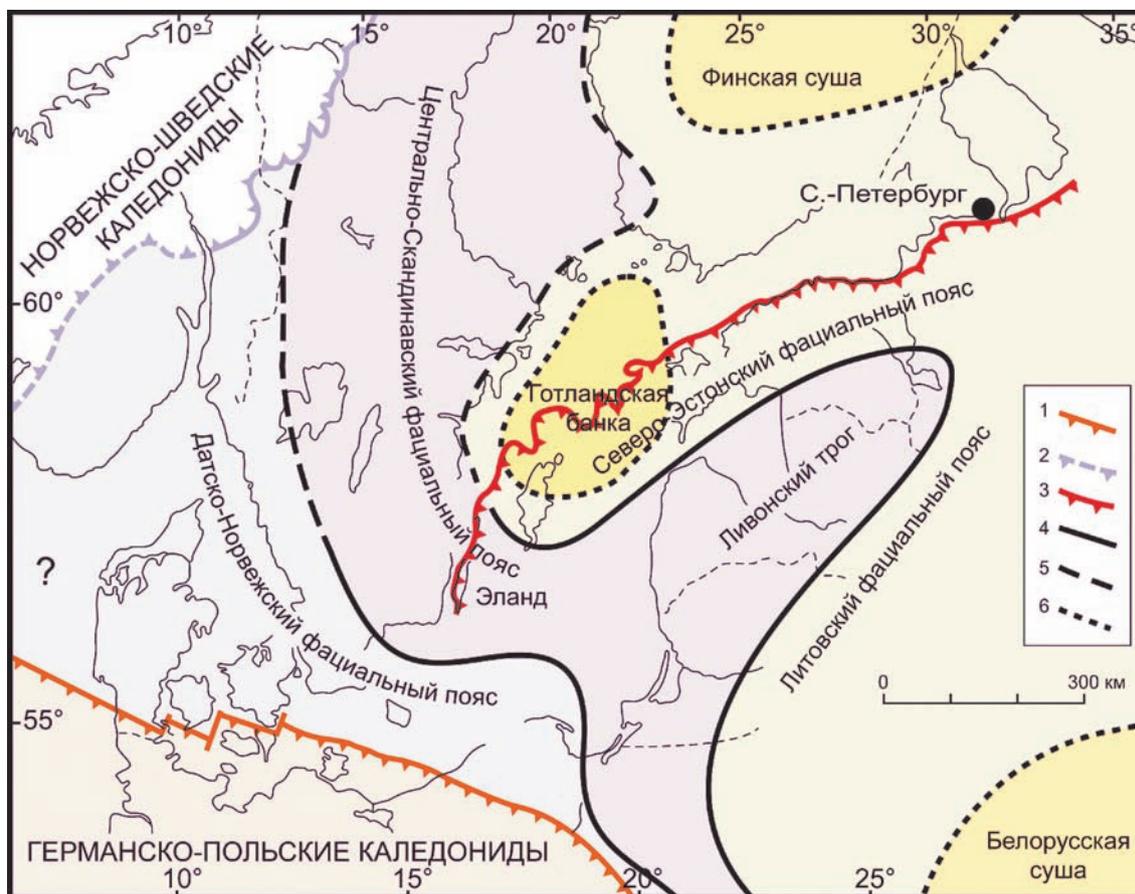
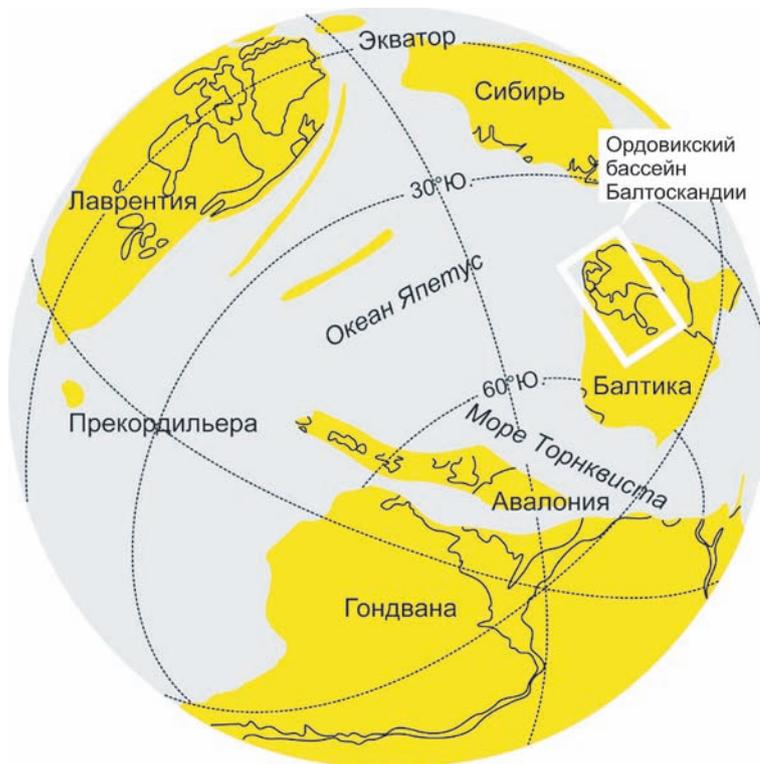


Рис. 5.2. Фациальная зональность ордовикского бассейна Балтоскандии, по [Мянниль, 1966; Jaanusson, 1976, 1982] с изменениями. 1 – фронт надвигов Германско-Польских каледонид; 2 – фронт надвигов Норвежско-Шведских каледонид; 3 – линия Балтийско-Ладожского глинта; 4 – границы фациальных поясов; 5 – предполагаемые границы фациальных поясов; 6 – предполагаемые границы массивов суши и/или мелководных областей

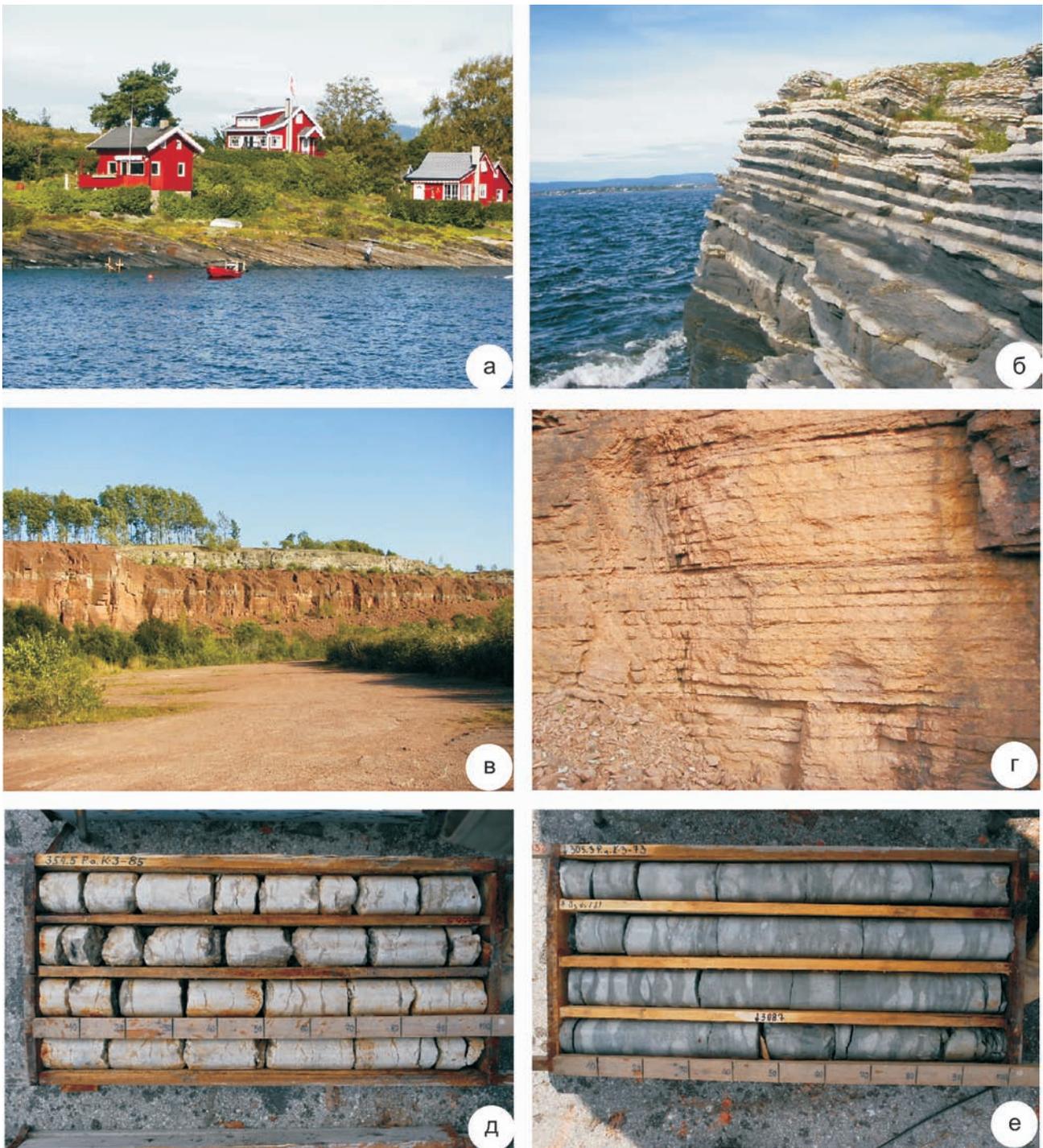


Рис. 5.3. Характерные литофации основных фациальных поясов ордовикского бассейна Балтоскандии.

а, б – Датско-Норвежский фациальный пояс: а – черные (граптолитовые) сланцы и черные сланцы, чередующиеся с серыми известняками; верхний ордовик, фьорд Осло (Норвегия); б – чередование черных сланцев и серых известняков крупным планом; там же;

в, г – Центрально-Скандинавский фациальный пояс: в – красноцветные известняки волховского и кундаского горизонтов (свиты Ланна и Холен); средний ордовик, карьер Хеллекис, провинция Вестерготланд (Швеция); г – красноцветные известняки волховского горизонта (свита Ланна) крупным планом; там же;

д, е – Северо-Эстонский фациальный пояс: д – светлые микритовые известняки; набалаский горизонт (свита Саунья), верхний ордовик, скв. К-3 (Курессааре) на острове Сааремаа (западная Эстония); е – чередование голубовато-серых глинистых известняков и мергелей; пиргуский горизонт (свита Халлику), верхний ордовик, там же

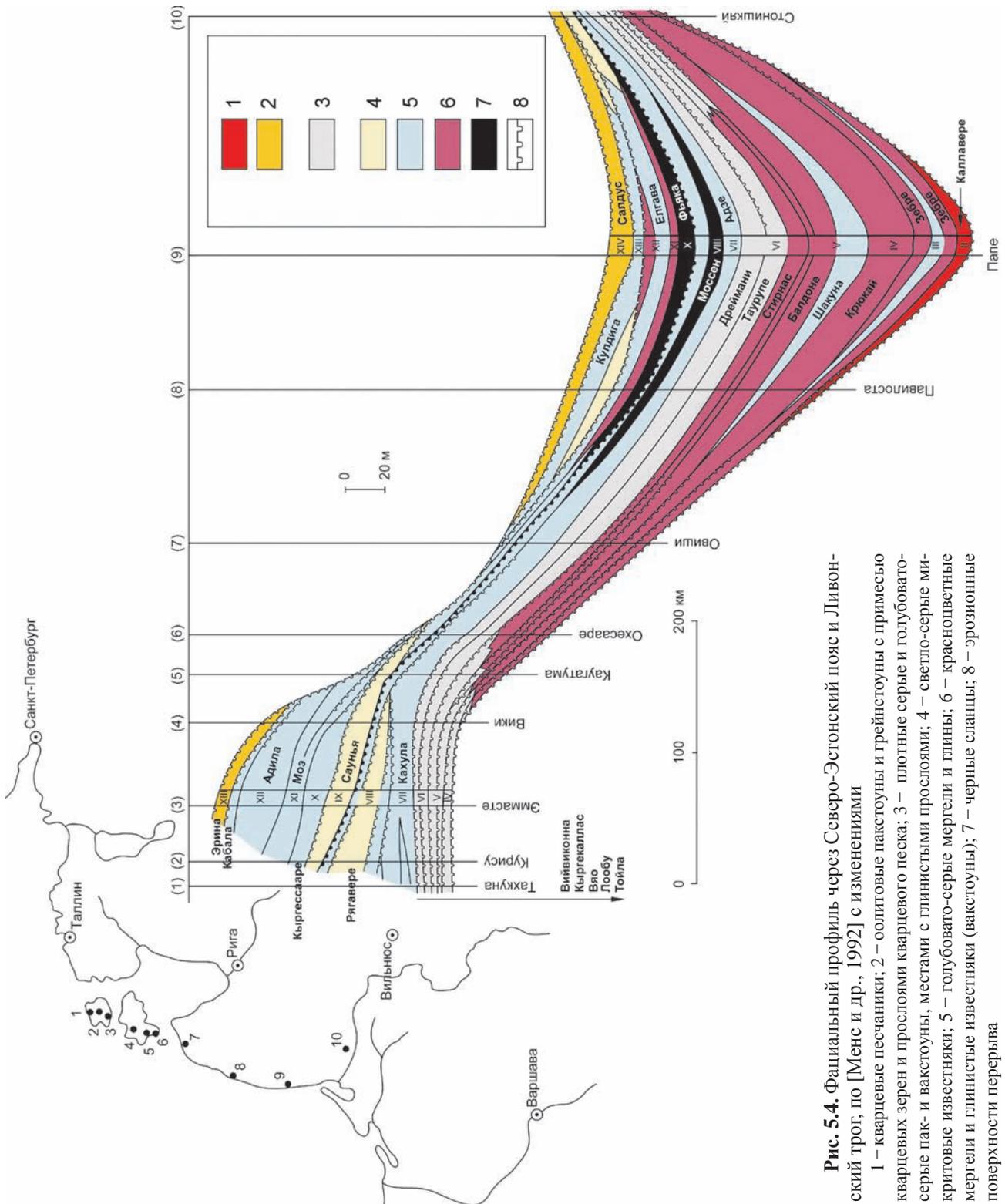


Рис. 5.4. Фациальный профиль через Северо-Эстонский пояс и Ливонский трог, по [Менс и др., 1992] с изменениями

1 – кварцевые песчаники; 2 – оолитовые пакстоуны и грейнстоуны с примесью кварцевых зерен и прослоями кварцевого песка; 3 – плотные серые и голубовато-серые пак- и вакстоуны, местами с глинистыми прослоями; 4 – светлого-серые микритовые известняки; 5 – голубовато-серые мергели и глины; 6 – красноцветные мергели и глинистые известняки (вакстоуны); 7 – черные сланцы; 8 – эрозионные поверхности перерыва

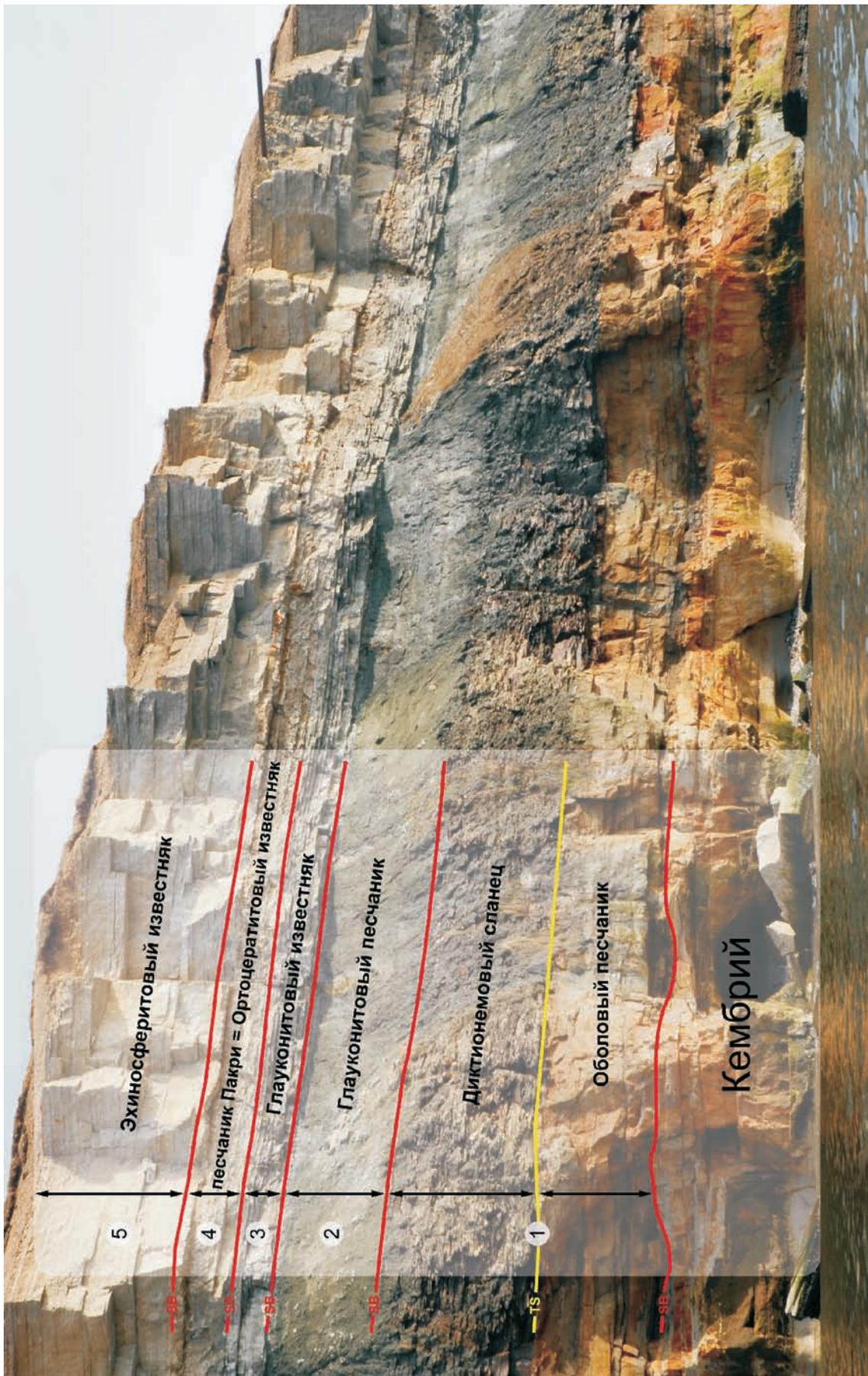


Рис. 5.5. Разрез нижнего и среднего ордовика в береговом обрыве Балтийско-Ладожского глинта на мысе Пакри (Пакерорт) в Северо-Западной Эстонии, в окрестностях г. Палдиски. Цифрами обозначены ордовикские осадочные секвенции.

1 – пакерортская, 2 – латоргская, 3 – волховская, 4 – кундаская, 5 – таллиннская; SB – границы осадочных секвенций; TS – трансгрессивная поверхность

поясе (рис. 5.2; 5.3а,б). Также глубоководные, но занимающие срединную часть шельфа отложения характерны для Центрально-Скандинавского фациального пояса. Они представлены преимущественно красноцветными известняками и глинами с распространением черных сланцев и сероцветных известняков на отдельных уровнях (см. рис. 5.2; 5.3в,г; 5.4). Центрально-Скандинавский фациальный пояс занимает промежуточную позицию между Датско-Норвежским поясом на внешней части шельфа и Северо-Эстонским фациальным поясом на внутренней, наиболее мелководной части шельфа. Для него характерны осадки, сформировавшиеся преимущественно в гемипелагических условиях ниже базиса воздействия штормовых волн. Северо-Эстонский фациальный пояс представлен наиболее мелководными, преимущественно сероцветными отложениями (см. рис. 5.2;

5.3д,е; 5.5) со следами штормовой и приливно-отливной деятельности. В этом поясе развитие региональных несогласий на границах осадочных секвенций и резкие смещения фаций на трансгрессивных поверхностях лучше всего выражены. Это делает Северо-Эстонский фациальный пояс наиболее перспективным для выявления колебаний уровня моря, которые теоретически должны охватывать весь бассейн, но в глубоководных обстановках не столь заметны.

В то время как на мелководье доминирующими режимами седиментации были штормовой и приливно-отливный, в более глубоководных частях бассейна, ниже базиса штормовых волн, формировались известняково-мергельные ритмы, черные сланцы или морские красноцветы в зависимости от характера водной циркуляции и наличия или отсутствия плотностной стратификации вод.

Холодноводные и тропические карбонаты

Существенная часть разреза ордовикских отложений Балтоскандии представлена ярко выраженными холодноводными карбонатами, которые также именуется карбонатами умеренного климата [Lees, Buller, 1972] или нетропическими карбонатами [Nelson, 1988; Дронов, 2001; Pedley, Carannante, 2006]. В современных морях это карбонатные осадки, которые накапливаются в морских водах со средней температурой меньше 20°C. Наиболее характерными чертами таких осадков являются: 1) гетерозоановый состав биокластов; 2) отсутствие или малое количество карбонатного ила; 3) отсутствие признаков быстрой литификации осадка на морском дне; 4) кальцитовый состав карбонатов; 5) рамповый характер бассейновой окраины [James, 1997]. Холодноводные карбонатные осадки формируются за счет биологической и механической дезинтеграции скелетов морских организмов, составляющих гетерозоановую ассоциацию.

Изменение обстановок карбонатного осадконакопления от приполярных до умеренного климата, субтропических и типично тропических происходило постепенно по мере движения палеоконтинента из приполярных широт в приэкваториальные. Переход от гетерозоановых к фотозоановым карбонатам обычно сопровождается изменением

геометрии карбонатных побережий от пологих гомоклинальных рампов к барьерным шельфам. В ордовике Балтоскандии такой процесс произошел на уровне тракта высокого стояния (ТВС) кегельской секвенции, когда по всему бассейну практически одновременно начали возникать барьерные системы органогенных построек (биогермы Вазалемма и Куллсберг) [Dronov, Rozhnov, 2007]. Кроме того, в отложениях вышележащей везенбергской секвенции доминируют уже тепловодные тропические микриты. Все это дает основание датировать смену холодноводных и тепловодных карбонатов кейласким горизонтом.

Дополнительным аргументом в пользу холодноводности докейласких карбонатных отложений является наличие в них аутигенных минералов, образующихся при низких температурах. Так, обилие зерен глауконита, оптимальный интервал температур формирования которого составляет 4–14°C [Odin, Matter, 1988], в мелководных известняках латорпской, волховской и кундаской секвенций может рассматриваться как убедительное свидетельство их холодноводного происхождения. Уже отмечавшиеся низкие скорости аккумуляции карбонатных осадков в ордовике Балтоскандии также хорошо согласуется с моделью их холодноводного генезиса [Lindström, 1984; Dronov, Rozhnov, 2007].

Мелководная седиментация

Под мелководными понимаются отложения, сформировавшиеся выше базиса воздействия штормовых волн. В ордовике Балтоскандии к этой группе отнесены отложения штормового и приливно-отливного генезиса.

Темпеститы

В ордовикском палеобассейне Балтоскандии отложения штормового генезиса (темпеститы) чрезвычайно широко распространены в областях относительно мелководной седиментации. Смена

преимущественно приливно-отливного режима штормовым происходит на уровне подошвы латорпской секвенции, и в дальнейшем этот режим доминирует вплоть до кегельской секвенции. К тому же, еще в середине латорпской секвенции происходит смена преимущественно терригенных темпеститов карбонатными. Нагон воды во время штормового прилива приводит к образованию придонных геострофических течений, которые транспортируют осадки песчаной размерности в более глубоководные части бассейна, что, в свою очередь, приводит к формированию характерных покровного типа слоев, занимающих громадные площади [Allen, 1982]. Типичный темпеститовый прослой возникает обычно в нижней части берегового склона или глубже, в области, где перемещение осадка в условиях обычной погоды не имеет места [Aigver, Reineck, 1982].

Современные штормовые слои на шельфе в северо-восточной части Японии формируются с интервалом от 20 до 100 лет. Однако для многих древних темпеститов временной интервал между соседними слоями варьирует от 1000 до 10000–50000 лет [Einsele, 1992]. Такой значительный перерыв между штормами заставляет предположить, что даже очень крупные и хорошо развитые темпеститовые прослои были эродированы и переотложены последующими катастрофическими штормами. В шельфовых морях с высокой гидродинамической активностью дистальные темпеститы зафиксированы до глубин примерно в 50 м [Дронов, 1998].

Событийный характер штормовых отложений обеспечивает практически изохронную корреляцию. Использование штормовых пластов в качестве реперов позволяет создать своего рода «мерную линейку», которая оказывается много детальнее, чем корреляция по эволюционно изменяющимся окаменелостям. Именно темпеститовые разрезы рамповых окраин с их чувствительностью к высокочастотным колебаниям уровня моря, обилием бентосной раковинной фауны, возможностью практически изохронной поплатовой внутрибассейновой корреляции и в тоже время присутствием пелагических форм, пригодных для широких межбассейновых сопоставлений, являются идеальным объектом для разработки высокоточных событийно-стратиграфических шкал.

Тайдалиты

Другой, достаточно распространенной в ордовике Балтоскандии мелководной обстановкой седиментации является приливно-отливная. Принято считать, что такой режим

был нехарактерен для древних интракратонных бассейнов, где уровень приливов из-за их мелководности обычно предполагается невысоким. Пример современного Северного моря, однако, свидетельствуют о возможности развития существенных накоплений тайдалитов по окраинам стабильных платформ. Не исключено, что эти отложения гораздо шире распространены в геологической летописи, чем это принято считать. В современных морях высокие приливы, приводящие к формированию тайдалитов, возникают лишь на побережьях океанов при наличии широкого шельфа или залива, расширяющегося в сторону океана. Приливы высотой 2–3 метра отмечаются обычно в местах, где ширина шельфа достигает как минимум 100–200 км [Einsele, 1992].

Наиболее характерными чертами тайдалитов являются: 1) чередование в разрезе сублиторальных, литоральных и супралиторальных отложений; 2) наличие систем мигрирующих каналов, заполненных переотложенным осадком; 3) седиментационные структуры, формирующиеся под влиянием течений и волнений; 4) признаки осушения и субаэральной экспозиции (трещины усыхания, сморщенные водорослевые маты и т.д.); 5) специфическая эпи- и инфауна; 6) характерные ассоциации фаций – прибрежные барьерные острова, лагуны и эстуариевые осадки; 7) переход, с одной стороны, в мелководно-морские обстановки, с другой – в субаэральные обстановки.

В первом приближении отложения шельфов с приливно-отливным режимом подразделяются на терригенные и карбонатные. Примером терригенных тайдалитов в ордовике Балтоскандии являются косослоистые кварцевые пески тосненской свиты. Наличие в пакерортское время в восточной Прибалтике крупного песчаного барьерного комплекса позволяет оценить высоту приливов в это время величиной порядка 2 м. Наиболее ярким примером карбонатных тайдалитов являются доломиты елизаветинской свиты. Они интерпретируются как отложения себхи [Dronov, Holmer, 1999]. Среди наиболее характерных признаков приливно-отливного режима седиментации здесь можно назвать широкое распространение водорослевых матов со следами растрескивания и субаэральной экспозиции, а также фенестральные структуры типа лоферитов [Дронов, 2000], полигоны усыхания, признаки формирования раннего доломита и встречающиеся местами слои плоскогалечных конгломератов.

Глубоководная седиментация

Глубоководными в данном случае считаются отложения, сформировавшиеся ниже базиса воздействия штормовых волн. В ордовике Балтоскандии к этой группе отнесены: известняково-мергельные ритмы, черные граптолитовые сланцы, морские красноцветы.

Известняково-мергельные ритмы

В относительно глубоководных обстановках седиментации событийные отложения сменяются периодитами, т.е. отложениями, в формировании особенностей стратификации которых основную роль играют не резкие, а постепенные изменения состава породы. Наиболее известным примером такого рода отложений являются известняково-мергельные и известняково-глинистые ритмы юры, мела и карбона Европы [Суслик..., 1982]. Известняково-мергельные ритмы довольно характерны и для ряда стратиграфических интервалов в ордовике Балтоскандии, особенно на уровне таллинской и кегельской секвенций.

Для развития переодитов необходимы постоянные условия седиментации на протяжении достаточно длительного периода времени. Соответственно, в эпиконтинентальных бассейнах, где дно расположено на глубине большей, чем базис штормовых волн, скорость погружения дна должна быть большей, или, во всяком случае, не меньшей, чем скорость накопления осадка. Средняя скорость опускания дна таких бассейнов может достигать того порядка, который необходим для формирования известняково-мергельных ритмов, только если погружение совпадает с периодами глобального подъема уровня моря [Наг et al., 1987].

Известняково-мергельные ритмы делаются заметными в естественных обнажениях, когда среднее содержание карбонатной составляющей в породе от 65 до 85% [Einsele, 1992]. Формирование известняково-мергельных ритмов обусловлено вариациями карбонатной продуктивности, растворения и терригенного привноса. Циклы, сформировавшиеся в результате вариаций карбонатной продуктивности или растворения, представлены ритмичным чередованием толстых слоев известняка и тонких прослоев мергеля, в то время как терригенный привнос приводит к формированию ритмов с прямо противоположным соотношением мощностей. Опираясь на эти признаки можно утверждать, что именно последний процесс оказывал доминирующее влияние на формирование известняково-мергельных ритмов в ордовике Балтоскандии.

В периоды формирования известняково-мергельных ритмов в бассейне отсутствовала плотностная стратификация вод, и характер циркуляции относился к эстуариальному типу.

Черные сланцы

Черносланцевая седиментация играет заметную роль в ордовикском бассейне Балтоскандии. Особо широко она распространена в отложениях пакерортской, везенбергской и фьякаской осадочных секвенций. Черными сланцами называются темноокрашенные тонкозернистые породы, формирующиеся в обедненных кислородом или бескислородных условиях придонных вод. Однако является ли указанный дефицит кислорода причиной или следствием сохранения органической материи в осадке до сих пор служит предметом бурных дебатов. Поскольку распад органического углерода в бескислородных условиях менее эффективен, чем в присутствии кислорода, то обогащенные органическим веществом породы могли накапливаться в результате возрастания сохранности органики в бескислородных условиях. С другой стороны, значительный привнос органического вещества, вызванный высокой биопродуктивностью поверхностных вод, сам по себе может рассматриваться как основной механизм образования обогащенных органическим веществом осадков. Первая модель получила название «презервационной», а вторая – «продукционной» [Wignall, 1994]. В презервационной модели бескислородные донные воды образуются при стратификации водной массы в бассейнах и ограничении вертикальной адвекции. При этом из-за недостатка нутриентов биопродуктивность поверхностных вод обычно низкая. Высокопродуктивные условия, с другой стороны, возникают, когда существует постоянный привнос нутриентов в результате апвеллинга глубинных вод или речного стока. Высокая биопродуктивность тем самым обычно связана с интенсивной динамикой вод и существенной циркуляцией. В стратифицированных бассейнах скорость седиментации обычно очень низка, в то время как в районах с высокой первичной биопродуктивностью она может быть достаточно высока, что еще более усиливает различие между презервационной и продукционной моделями.

Обе указанные модели формирования обогащенных органическим веществом осадков реализуются в ордовике Балтоскандии, приводя в первом случае к образованию черных граптолитовых сланцев, а во втором – горючих сланцев кукерситов. В периоды накопления черных сланцев бассейнов характеризовался эстуариальным типом циркуляции, но при этом в толще воды развивалась плотностная стратификация.

Морские красноцветы

Обстановки седиментации морских красноцветных известняков и сланцев, занимавших в периоды формирования латорпской, волховской, кундаской, юнсторпской и томмарпской секвенций осевую часть ордовикского палеобассейна Балтоскандии, наиболее трудны для реконструкции. Их интерпретация осложняется тем, что морские красноцветы не отлагаются на современных шельфах. В качестве их ближайших аналогов можно упомянуть юрские известняки фации *Ammonitico Rosso* Тетиса [Fursich, 1979; Jenkins, 1974] и девонские известняки фации Гриотт [Wendt, 1988; Bourrouilh, 1981].

Ордовикские красноцветные известняки свит Ланна и Холен тонкозернистые и содержат пелагическую фауну. Современные исследования показали, что тонкий карбонатный ил в значительных объемах продуцируется только на мелководье, откуда он сносится в более глубоководные части бассейна. Это хорошо согласуется с данными об относительной бедности остатками фауны красноцветных отложений. На перифе-

рии, в сторону прибрежных фаций, количество остатков фауны в красноцветных отложениях, как правило, значительно увеличивается. Основным красящим пигментом в красноцветных отложениях является тонкозернистый и равномерно распределенный гематит (Fe_2O_3). Менее 1% гематита достаточно для того, чтобы окрасить глинистый или алевролитовый осадок в ярко-красный цвет. Окислительные условия в осадке могут длительное время поддерживаться в том случае, если в нем очень мало органического вещества, и поровые воды не обладают достаточным восстановительным потенциалом. Формированию и сохранению красноцветных отложений, таким образом, способствуют: 1) низкая биопродуктивность в области седиментации; 2) медленное осадконакопление; 3) окислительные условия поровых вод. Низкая биопродуктивность и олиготрофные условия связаны, по-видимому, с антиэстуариевым типом циркуляции в бассейне, а окислительные условия придонных вод свидетельствуют об отсутствии плотностной стратификации и, возможно, о постоянном привносе кислорода течениями.

Общие закономерности эволюции бассейна

На характер осадконакопления и распределение фаций в ордовикском бассейне Балтоскандии оказывали влияние два основных процесса: эвстатические колебания уровня Мирового океана и дрейф континента из приполярных широт в экваториальные. Наиболее значимые рубежи в истории бассейна обусловлены климатическими изменениями и колебаниями уровня моря, придающими резкость границам этапов.

В первом приближении в эволюции осадконакопления в палеобассейне можно выделить три этапа: 1) пакерортский, 2) латорпско-кейлаский и 3) оандуско-поркуниский.

На первом этапе, который охватывает пакерортскую секвенцию, характер осадконакопления наследует основные черты уже существовавшего здесь в течение среднего и позднего кембрия. Это обстановки шельфа с преимущественно приливно-отливным режимом седиментации на мелководье и черносланцевым режимом седиментации в более глубоководных частях бассейна. На втором этапе, охватывающем интервал от подошвы латорпской секвенции до кровли таллиннской, происходит становление и развитие карбонатного рампа на шельфе с преимущественно штормовым режимом и доминированием холодноводного карбонатного осадконакопления. На третьем этапе, охватывающем секвенции от кегельской до томмарпской,

происходит развитие окаймленного шельфа, где в мелководной части доминирует тропическая тепловодная карбонатная седиментация. Переход от второго этапа к третьему маркируется изменением профиля бассейновой окраины – от гомоклинали на рампа к барьерному шельфу и, соответственно, развитием в кейлаское время органогенных построек, формирующих барьерную систему [Менс и др., 1992] (см. рис. 5.4).

В приведенном трехчленном делении ордовика Балтоскандии основную роль играют климатические изменения. Если же на первое место выдвинуть циклические изменения, связанные с колебаниями уровня моря, то выделенные осадочные секвенции, базируясь на их литологии, можно сгруппировать в два цикла более высокого порядка. Первый цикл охватывает секвенции с пакерортской по кегельскую, а второй, соответственно, с нижневезенбергской по верхнетоммарпскую. Границы циклов подчеркиваются усилением привноса в бассейн кварцевого песка, что связано с крупными регрессиями. В нижнем цикле на толще мелководных кварцевых песков залегают относительно глубоководные «диктионемовые» сланцы, а в верхнем на столь же мелководных микритовых известняках кегельской и верхневезенбергской секвенций – черные граптолитовые сланцы Моссен и Фьяка (рис. 5.4, 5.6). Далее, вверх по разрезу,

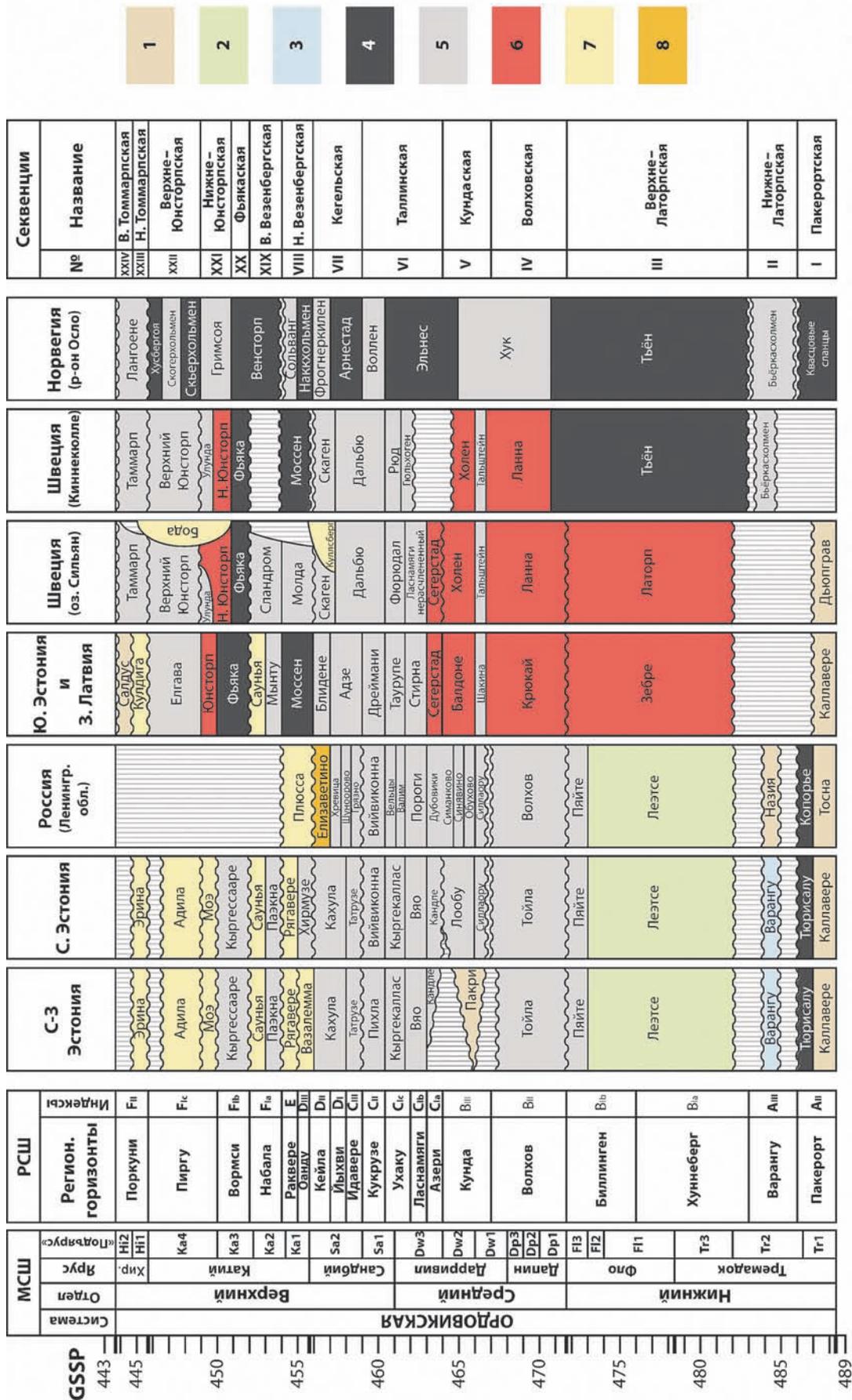


Рис. 5.6. Схема сопоставления стратиграфических подразделений основных опорных регионов ордовикского бассейна Балтоскандии.

1 – кварцевые песчаники; 2 – глауконитовые песчаники; 3 – голубовато-серые глины и алевроиты; 4 – черные сланцы; 5 – голубовато серые известняки и чередование известняков и глин; 6 – красочетные известняки и глины; 7 – светло-серые и белые преимущественно микролитовые известняки; 8 – желтые доломиты (Хир. – хирнантский ярус)

в обоих циклах черносланцевая седиментация в осевых частях бассейна сменяется красноцветной и в этом смысле красноцветы верхнелаторпской, волховской и кундаской секвенций являются аналогами нижнеюнсторпских красноцветов. На завершающих этапах обоих циклов красноцветная седиментация сменяется сероцветной. Описанная повторяемость в распределении фаций служит отражением циклического процесса, связанного с эвстатическими колебаниями уровня океана в ордовике. В зависимости от того, какому процессу – направленному или циклическому уделяется больше внимания, деление ордовикской системы оказывается либо трехчленным, либо двучленным, и не исключено, что именно с этим, в какой-то степени, были связаны трудности в ее расчленении на отделы [Webby, 1998].

Каждая из выделенных 14 осадочных секвенций представляет собой самостоятельный этап в развитии бассейна, однако по сходству литологического состава эти секвенции могут быть сгруппированы в более крупные естественные этапы. Так, нижняя пакерортская секвенция естественно обособляет-

ся в отдельный этап, поскольку резко отличается по литологии от вышележащих секвенций. Следующие четыре секвенции (нижне-, верхнелаторпская, волховская и кундаская) вполне могут быть объединены в единый этап осадко-накопления на основании значительного литологического сходства и преобладания красноцветных отложений в осевых частях бассейна. Таллиннская и кегельская секвенции также имеют много общего, что особенно наглядно проявляется в распространении в их составе кукерситоносных отложений, в том числе в промышленных концентрациях. Близки друг к другу и нижне-, верхневезенбергская и фьякаская секвенции, что проявляется в широком распространении в них светлых микритов и черных сланцев. Наконец, верхние четыре секвенции – нижне-, верхнеюнсторпская и нижне-, верхнетоммарпская также могут быть сгруппированы в единый этап. В результате естественную историю развития бассейна в ордовике отражают пять этапов осадконакопления: 1) пакерортский, 2) варангуско-кундаский, 3) азериско-кейлаский, 4) оанду-вормсиский и 5) пиргуско-поркунинский.

Осадочные секвенции ордовика Балтоскандии

Мощность всего разреза ордовикских отложений Балтоскандии обычно не превышает 200 м, что обусловлено тектонической стабильностью и отсутствием существенного привноса осадков. Мощность отдельных секвенций составляет при этом всего 10–30 м и менее, а парасеквенции часто редуцируются до 0,2–0,3 м. При таких мощностях даже продвинутые методы высокоразрешающего сейсмопрофилирования не могут быть использованы при секвенс-стратиграфическом анализе. Несмотря на это, в разрезе могут быть идентифицированы и прослежены осадочные секвенции, соответствующие колебаниям уровня моря 3-го порядка [Van Wagoner et al., 1988]. Всего выявлено четырнадцать таких секвенций, которым для удобства дальнейшего рассмотрения даны собственные имена (рис. 5.7).

Секвенция I (Пакерортская)

Залегает в основании всего разреза ордовика Балтоскандии и соответствует по объему отложениям одноименного горизонта. Подошва ее представлена хорошо выраженным региональным несогласием, формирование которого связано со значительным по амплитуде падением уровня моря и осушением значительных площадей прибрежной кварцево-песчаной приливно-отливной равнины. Помимо крупных валунов и галек подстилающих пород, в качестве признаков глубокой эрозии и субаэральной экспозиции можно указать на тре-

щины, проникающие в подстилающие породы на глубину до 0,5 м, а также на почти полную эрозию верхнекембрийских отложений.

Тракт низкого стояния представлен каллавереской свитой в Эстонии и ломашкинской и тосненской свитами на территории России. В нем различаются склоновый конус выноса и клин низкого стояния. Первый представлен чередованием прослоев кварцевого песка и темного битуминозного сланца, относящихся к маардуской пачке каллавереской свиты, второй соответствует верхней, массивной, части каллавереской свиты. В нижней части кварцевые пески и песчаники клина низкого стояния характеризуются массивной параллельной слоистостью, образованной пластами песчаников штормового генезиса. Далее вверх по разрезу плоскопараллельный характер слоистости сменяется сериями косой, в том числе троговой слойчатости, что говорит о постепенном переходе к отложениям, доминирующими факторами формирования которых являются приливно-отливная и волновая деятельность. К тракту низкого стояния относятся также пески ломашкинской свиты, заполняющие эрозионные ложбины, служившие, видимо, подводящими каналами для транспортировки осадка в сторону моря.

Трансгрессивный тракт представлен «диктионемовыми» сланцами, составляющими в осевых частях бассейна единый разрез с «квасцовыми» сланцами (Alum Shale) позднего кем-

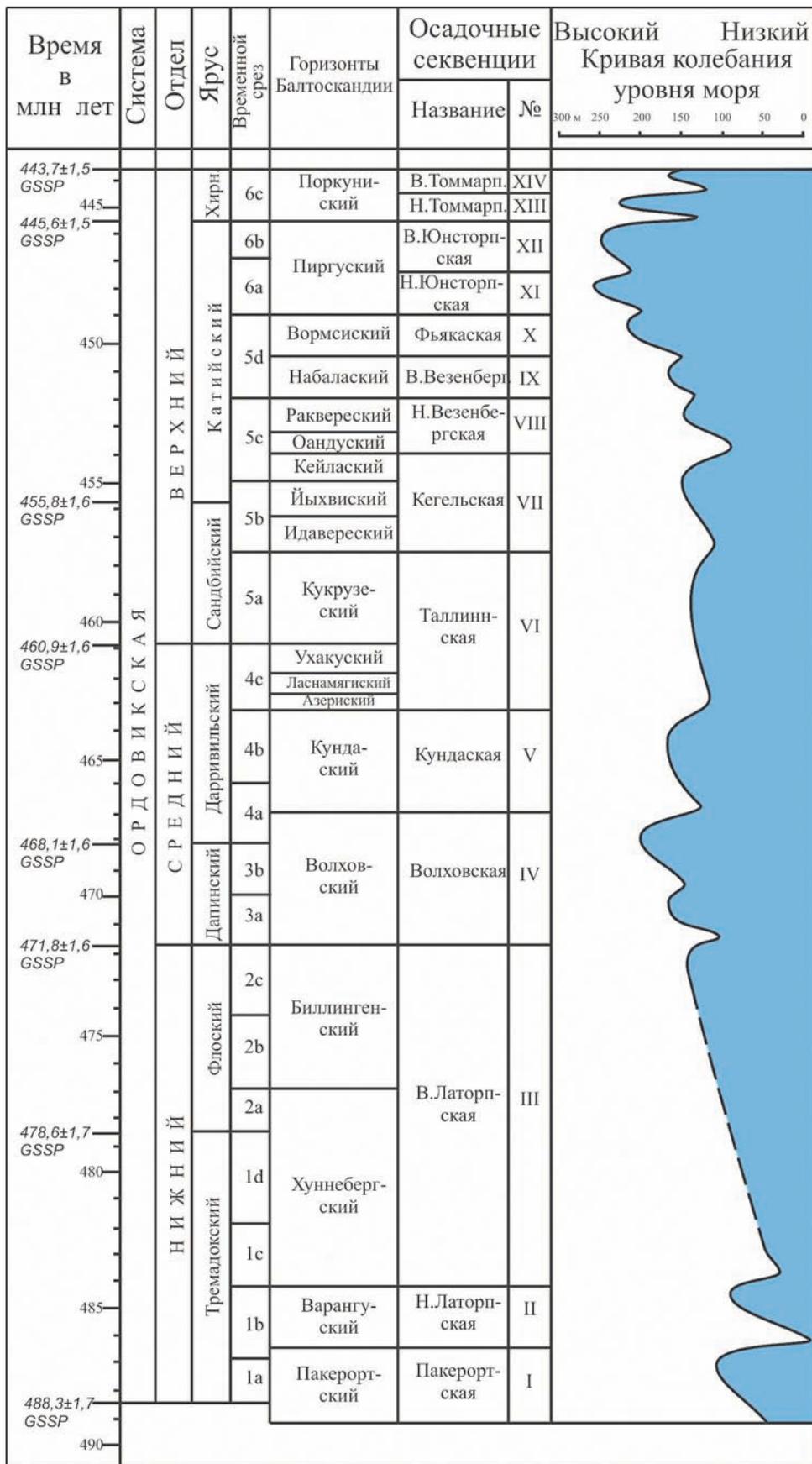


Рис. 5.7. Осадочные секвенции и кривая колебаний уровня моря для ордовикского бассейна Балтоскандии

брия – раннего ордовика Скандинавии. Расширение площади черносланцевой седиментации и налегание в восточной части бассейна черных сланцев на мелководные косослоистые кварцевые пески свидетельствует о существенной трансгрессии. Быстрое затопление значительных площадей прибрежной песчаной равнины привело к захоронению сложившихся форм рельефа в виде песчаных валов, русел и каналов врезания, что, в свою очередь, обусловило значительные вариации мощностей копорской и тюрисалусской свит в разрезах приглинтовой полосы России и Эстонии.

Отложения *тракта высокого стояния* здесь отсутствуют, и дикионемовые сланцы трансгрессивного тракта срезаются несогласием в подошве следующей секвенции.

Секвенция II (Нижнелаторпская)

Соответствует по стратиграфическому объему варангускому горизонту. В относительно глубоководной Норвежско-Датской фациальной зоне эта секвенция состоит из так называемых «цератописигиевых сланцев», в литологическом отношении чаще всего представленных кварц-глауконитовыми песчаниками, которые перекрываются «цератописигиевыми известняками» (свита бьеркаскольмен). Сверху и снизу секвенция ограничена крупными региональными несогласиями с перерывами, которые фиксируются биостратиграфическими методами. Последовательность имеет ярко выраженный углубляющийся характер. Относительно мелководные обогащенные глауконитом кварцевые пески сменяются вверх по разрезу серыми известняками (биокластическими вакстоунами), также с рассеянными в породе зернами глауконита. Появление характерных для прибрежных фаций глауконитовых песчаников и обогащенных глауконитом биокластических известняков в области накопления относительно глубоководных черносланцевых фаций четко свидетельствует о существенном падении уровня моря в результате форсированной регрессии. В более мелководной области бассейна эта регрессия привела к эрозии подстилающих отложений и формированию широко распространенного по площади несогласия. Варангуские отложения в этой области сохранились лишь в виде редких разрозненных и маломощных линз в понижениях рельефа. На большей части территории они были полностью эродированы в результате формирования несогласия в подошве следующей верхнелаторпской секвенции. Отдельные линзы варангуских отложений представлены глинами (варангуская и зебреская свиты) и черными сланцами (верхняя часть тюрисалусской свиты). Мощ-

ность зебреской свиты в осевой части Ливонского трога может достигать 50 м [Ульст и др., 1982], однако в этой последовательности варангуско-биллингенских глин очень трудно выделить собственно варангускую часть.

Секвенция III (Верхнелаторпская)

Соответствует хуннебергскому и биллингенскому горизонтам. Ограничивающие ее поверхности представлены несогласием в кровле свиты бьеркаскольмен в Норвегии и Швеции и эрозионной поверхностью в подошве волховского горизонта. В Восточной Прибалтике верхнелаторпская секвенция охватывает отложения леэтсеской свиты (глауконитовые песчаники в традиционной неформальной терминологии) и нижнюю (биллингенскую) часть известняков тойлаской свиты в Эстонии и волховской свиты в России (пяйтеская пачка). В Ливонском троге к ней относятся отложения верхней части красноцветной зебреской свиты. Секвенция III имеет максимальную продолжительность формирования среди всех ордовикских секвенций Балтоскандии (12 млн лет) и в то же время почти минимальную среднюю мощность (1,5 м). По сути, она представляет собой максимально конденсированный интервал разреза с очень пестрыми по литологическому составу отложениями, варьирующими от кварцевых и глауконитовых песков до глин и биокластических известняков [Loutit et al., 1988]. В этом интервале также много перерывов и эрозионных поверхностей. Только отдельные фрагменты некогда существовавших седиментационных тел сохранились. Все это крайне затрудняет проведение полноценного секвенс-стратиграфического анализа этого интервала разреза. Не исключено, что мы здесь имеем дело с фрагментами двух или даже более (судя по длительности интервала) осадочных секвенций. Их идентификация требует специальных целенаправленных исследований. На современном этапе, однако, мы вынуждены объединять все эти отложения в одну верхнелаторпскую секвенцию просто потому, что ее граничные поверхности мы хотя бы можем идентифицировать и проследить. Количество карбонатного материала возрастает вверх по разрезу секвенции. Наиболее высокие ее части (пяйтеская пачка тойлаской свиты в Эстонии и нижние четыре слоя толщи «дикарей» в России) образуют обмеляющуюся кверху последовательность. Регрессия, которая привела к формированию базального несогласия (нижняя граница секвенции), была, вероятно, большой амплитуды, поскольку отложения подстилающей нижнелаторпской секвенции почти полностью эродированы в мелководной части бассейна.

Секвенция IV (Волховская)

Секвенция соответствует по стратиграфическому объему одноименному горизонту. Ее отложения наиболее широко распространены и лучше всего изучены. Нижняя граница представляет собой обогащенный глауконитом интервал разреза толщиной от 0 до 30 см, который получил в России название «Зеленого» слоя [Дронов и др., 1993]. Он состоит из ряда маломощных подразделений, разделенных значительными перерывами, которые могут быть зафиксированы биостратиграфическими методами. Внутри этого интервала присутствуют одна или несколько поверхностей твердого дна с характерными амфорообразными норками сверлящих организмов *Gastrochaenolites oelandicus* [Ekdale, Bromley, 2001]. В России одна из таких поверхностей носит название «Стекла», в Эстонии она известна как «Pustakkiht», а в Швеции соответствующий слой носит название «Blomniga Bladet». Благодаря характерным особенностям указанный интервал является первоклассным региональным маркером и идентифицируется на расстоянии более чем в 1000 км. Литофации свидетельствуют о длительном периоде ненакопления и переработки осадка на этом уровне при отсутствии существенной эрозии подстилающих отложений.

Тракт низкого стояния достаточно четко выражен и легко диагностируется в мелководных отложениях России и Эстонии. На территории России он представлен 11 верхними слоями толщи «дикарей». Пласты отделяются друг от друга тонкими, в 1–2 мм, глинистыми пропластками, которые могут быть интерпретированы как поверхности затопления, разделяющие отдельные парасеквенции. Интерпретация толщи «дикарей» в качестве тракта низкого стояния основана на ее положении внутри секвенции, относительно мелководном характере отложений и агградационном или проградационном мотиве напластования слагающих ее пластов. Кровля тракта низкого стояния представлена поверхностью твердого дна со сверлениями *Trypanites*.

Трансгрессивный тракт представлен в окрестностях Санкт-Петербурга толщей «желтяков», соответствующей среднему подгоризонту волховского горизонта. «Желтяки» отличаются от подстилающих «дикарей» большей глинистостью, тонкозернистостью, обилием желтых и красных оттенков цвета и отсутствием глауконитовых зерен в породе. В глинах непосредственно выше трансгрессивной поверхности отмечена высокая концентрация граптолитов. В «желтяках» Путиловского карьера встречаются брахиоподы в по-

ложении *in situ*, что также резко отличает их от подстилающих и перекрывающих отложений. Все указанные черты свидетельствуют об увеличении глубины бассейна при переходе от «дикарей» к «желтякам».

Тракт высокого стояния представлен толщей преимущественно сероцветных «фризов». Основываясь на смене вверх по разрезу пестроцветных «желтяков» сероцветными «фризами» можно делать вывод о постепенном уменьшении глубины бассейна после первоначального резкого углубления. Толща «фризов» сложена чередованием пластов серых биокластических известняков с рассеянными в породе зернами глауконита и голубовато-серых алевролитоглинистых отложений. Важной особенностью отложений волховской секвенции является наличие в ней своеобразных органогенных построек типа иловых холмов [Дронов, Иванцов, 1994; Дронов, Федоров, 1994], которые представляют собой наиболее древние палеозойские рифы на Балтийском палеоконтиненте и, вероятно, единственные из известных до сих пор ордовикских рифов умеренного климата. Мелкие куполообразные структуры, описанные из биллингенских и хуннебергских отложений о. Эланд как седиментационные складки [Lindstrom, 1963], также представляют собой органогенные структуры этого типа.

Секвенция V (Кундаская)

Совпадает по стратиграфическому объему с одноименным горизонтом. Кундаские отложения, наряду с волховскими, пользуются наибольшим распространением во всей Балтоскандии и во многом сходны с ними литологически. Подошва секвенции лучше всего выражена в береговых обрывах мыса Пакерорт, где можно наблюдать неровную поверхность с карманами, заполненными ожелезненными стяжениями пирита. В приглинтовой полосе России и в Восточной Эстонии основание кундаской секвенции представлено импрегнированной гидроксидами железа поверхностью твердого дна, выше которой встречаются железистые ооалиты и ожелезненные и иссверленные гальки подстилающих известняков. В Швеции подошва секвенции является согласной поверхностью, проходящей внутри красноцветных известняков ланнаской свиты.

Тракт низкого стояния в приглинтовой полосе России и Эстонии охватывает интервал разреза от подошвы секвенции до кровли нижнего чечевичного слоя и состоит из парасеквенций с проградационным мотивом напластования [Дронов и др., 1998]. В Швеции и Южной Эстонии стратиграфическим аналогом нижнего чечевичного слоя

служит сероцветный интервал (Täljsten), разделяющий красноцветные известняки Ланна и Холен. Кровля Тальштейна является трансгрессивной поверхностью.

Трансгрессивный тракт примерно соответствует среднему подгоризнту кундаского горизонта. В наиболее мелководных фациях на северо-западе Эстонии этот интервал разреза представлен кварцевым «песчаником Пакри», а также характерными разностями пород, обогащенными органическим веществом настолько, что некоторые пласты приближаются по своим характеристикам к кукурситам. На большей части территории Эстонии и России отложения трансгрессивного тракта в обнажениях представлены серыми биокластическими известняками, более глинистыми по сравнению с подстилающими и перекрывающими отложениями.

Тракт высокого стояния в первом приближении соответствует верхнему подгоризнту кундаского горизонта. На востоке Санкт-Петербургского региона этот интервал разреза фигурирует в литературе как «верхний чечевичный слой». В отличие от «нижнего чечевичного слоя», он имеет довольно сложное строение и состоит из ряда прослоев и линз, либо обогащенных железистыми оолитами, либо таковых не содержащих. Прослои и линзы с железистыми оолитами в верхах кундаского горизонта отвечают постепенной регрессии и выдвиганию в сторону моря отложений тракта высокого стояния.

Секвенция VI (Таллиннская)

Охватывает азериский, ласнамягиский, ухакусский и кукурзеский горизонты. Подошва ее в СЗ Эстонии представлена четко выраженной эрозионной поверхностью. В России, в разрезах по р. Волхов, подошва секвенции коррелируется с согласной поверхностью, которая маркируется слабо развитой поверхностью плотного дна с пиритовой импрегнацией. В Средней Швеции на этом уровне отмечена ровная эрозионная поверхность твердого дна, фиксирующая существенный перерыв в осадконакоплении с выпадением всего азериского горизонта. Крупный стратиграфический перерыв отмечается в подошве таллиннской секвенции и на о-ве Борнхольм, где слои азериского горизонта также отсутствуют.

Тракт низкого стояния примерно соответствует азерискому горизонту, выделенному первоначально как формальный эквивалент верхнего чечевичного слоя в Эстонии. Он имеет наименьшую мощность и ограниченную площадь развития по сравнению с трансгрессивным, и, особенно, с трактом высокого стояния. Принимая

во внимание очевидные аналогии с нижним чечевичным слоем можно предполагать, что кровля тракта низкого стояния может проводиться по исчезновению железистых чечевиц в разрезе. Первичное выклинивание отложений тракта низкого стояния за счет подошвенного налегания наблюдается в Средней Швеции [Jaanusson, 1982].

Трансгрессивный тракт охватывает интервал разреза, соответствующий ласнамягискому и, возможно, части ухакусского горизонта. Лучше всего его отложения изучены в Северо-Западной Эстонии, где они представлены, в основном, светло-серыми, плотными, достаточно чистыми биокластическими известняками вясской свиты. Верхняя часть разреза известняковой толщи трансгрессивного тракта является более глинистой и выделяется в кыргекалласкую свиту. В Швеции, там где отложения тракта низкого стояния отсутствуют, трансгрессивная поверхность совпадает с границей секвенции. Трансгрессивный тракт начинается здесь со свиты Гюльхоген и кровля его, судя по всему, должна проходить где-то на уровне подошвы известняка Дальбю.

Тракт высокого стояния включает в себя верхнюю часть ухакусского и кукурзеский горизонт. Проградация началась в Северо-Восточной Эстонии значительно раньше появления первого промышленного пласта кукурзитов, по подошве которого традиционного проводится основание кукурзеского горизонта [Saadre, 1996]. Регрессия, отмечаемая здесь в верхнеухакусское и кукурзеское время, развивалась, видимо, за счет постепенного заполнения осадкоемкого пространства приносимым с мелководья материалом. Скорость поступления этого материала превышала скорость эвстатического подъема уровня моря, который все же происходил, что может быть проиллюстрировано залеганием отложений кукурзеского возраста в ряде мест с перерывом на более древних породах, вплоть до кристаллического фундамента [Мянниль, 1966].

Секвенция VII (Кезельская)

Включает идавереский, йыхвиский и кейлаский горизонты. Среди характерных ее черт следует указать на обилие пепловых прослоев в отложениях трансгрессивного тракта, что, возможно, свидетельствует об усилении вулканической активности в островных дугах норвежско-шотландских каледонид и об увеличении глубины бассейна. За нижнюю границу секвенции принимается поверхность несогласия в подошве идавереского горизонта, которая лучше всего развита в Северной Эстонии, где она полностью срезает верхи кукурзеского горизонта. В южном направлении эта поверхность быстро становится согласной, что гово-

рит об отсутствии существенного падения уровня моря и значительной эрозии на границе таллиннской и кегельской секвенций. На территории Швеции эта граница должна проходить где-то внутри известняка Дальбю [Dronov, Holmer, 1999].

Тракт низкого стояния соответствует, по-видимому, отложениям идавереского горизонта. В пользу такой интерпретации свидетельствуют геометрические соотношения пластов и характер смещения депоцентра во время отложения татрузеской свиты. Интервал этот, впрочем, слабо изучен и наличие тракта низкого стояния в составе кегельской секвенции не является окончательно доказанным.

В качестве *трансгрессивного тракта* рассматриваются отложения йыхвиского горизонта. По своим седиментологическим и палеонтологическим характеристикам они особенно не отличаются от нижележащих идавереских отложений. Как верхняя, так и нижняя границы горизонта проводятся достаточно условно по прослоям метабентонитов. В скважинах из Центральной Эстонии породы этого интервала представлены более чистыми известняками, что, возможно, связано с ослаблением привноса терригенного материала по мере развития трансгрессии.

К *тракту высокого стояния* относятся отложения кейлаского горизонта. Его подошва приурочена к хорошо распознаваемому пепловому прослою, который прослеживается от Санкт-Петербургского региона через всю Эстонию до Швеции и Норвегии, а также на другой стороне Атлантики [Huff et al., 1992]. В Санкт-Петербургском регионе тракт высокого стояния представлен фацией желтых доломитов, интерпретируемых как отложения себхи [Уилсон, 1980]. Отмечаются водорослевые маты и строматолитоподобные текстуры, а также четкие полигоны высыхания и фенестральные структуры, наличие которых указывает на супралиторальную обстановку осадконакопления. В отложениях тракта высокого стояния кегельской секвенции впервые получают широкое развитие рифогенные постройки (вазалемаские рифы в Юго-Западной Эстонии и известняки Куллсберг в районе озера Сильян). На этом же уровне, по-видимому, происходит замена типично холодноводных карбонатов тропическими. В Новгородской области, по данным бурения, в отложениях тракта высокого стояния отмечены промышленные залежи кукурситов.

Секвенция VIII (Нижневезенбергская)

Охватывает верхнюю часть кейлаского, оандуский и раквереский горизонты. Она демонстрирует четкий обмеляющийся кверху тренд как в мелководных, так и в мелководных обстановках седиментации. Черные сланцы нижней части при-

еюлаской пачки свиты Моссен в Ливонском трого перекрываются серыми глинистыми мергелями, а те, в свою очередь, – известковыми мергелями в верхней части моссенской свиты. В Южной Эстонии известковые глины базальных частей свиты Варику сменяются вверх по разрезу мергелями и известняками, а в Центральной и Северной Эстонии глины и мергели хирмузеской свиты перекрываются светло-серыми мелководными микритовыми известняками рягавереской свиты (оандуский и раквереский горизонты). Хирмузеская свита и нижняя (черносланцевая) часть моссенской свиты, а также нижняя (глинистая) часть варикуской свиты могут быть интерпретированы как отложения трансгрессивного тракта седиментационных систем, в то время как светлые мелководные микриты рягавереской свиты и соответствующие им верхние части варикуской и моссенской свит, по-видимому, представляют собой отложения тракта высокого стояния. Базальное несогласие в подошве секвенции VIII – одно из наиболее четко выраженных региональных несогласий в ордовике Балтоскандии. Оно характеризуется существенной эрозией подстилающих отложений. В восточной Литве и северо-восточной Белоруссии оандуские отложения залегают на породах, варьирующих по возрасту от среднего и нижнего ордовика до нижнего кембрия [Лашков, Пашкевичюс, 1989]. Эрозионные карманы на этой поверхности достигают глубины в 12 см и заполнены кварцевым песком и гравийными конгломератами. Эта эрозионная поверхность может быть прослежена даже в Молдавии и в Западной Украине [Дрыгант, 1979]. В Северо-Западной Эстонии верхняя часть кейлаского горизонта также эродирована. Эрозионный перерыв на этом уровне фиксируется также на острове Готланд в Балтийском море [Мянниль, 1966] и в ордовикских разрезах Швеции [Jaanusson, 1982]. Судя по широкому региональному распространению этого несогласия, глубокой эрозии подстилающих отложений и появлению силицикlastических осадков в краевых частях Ливонского трого [Ainsaar, Meidla, 2001], связанная с ним форсированная регрессия была крупномасштабной. Амплитуда падения уровня моря была большой. Последующая трансгрессия компенсировала это падение уровня моря и увеличила аккомодационное пространство, которое было в дальнейшем заполнено светлыми микритовыми известняками рягавереской свиты. Эта трансгрессия, возможно, внесла свой вклад в выработку эрозионной поверхности в подошве секвенции, которая несет на себе признаки трансгрессивной поверхности и привела к быстрому углублению бассейна. Возможно, что появление черных сланцев моссенской свиты связано именно с этим.

Секвенция IX (Верхневезенбергская)

Соответствует набаласкому горизонту. Так же как и подстилающая нижневезенбергская секвенция, она представлена обмеляющей кверху последовательностью. Нижняя ее часть сложена глинистыми известняками и мергелями паякнаской свиты и свиты мынту, которые интерпретируются как отложения трансгрессивного тракта седиментационных систем, а верхняя – светлыми микритовыми известняками сауньяской свиты, которые, по-видимому, соответствуют тракту высокого стояния. Подошва верхневезенбергской секвенции представляет собой скорее трансгрессивную поверхность, нежели эрозионное несогласие, ассоциирующее с форсированной регрессией и существенным падением уровня моря, которое было, по-видимому, небольшим по амплитуде. Последующее его повышение также было невелико, но достаточно для того, чтобы обеспечить приращение пространства аккомодации, необходимое для формирования сауньяских микритов на мелководье.

Секвенция X (Фьякаская)

Охватывает отложения вормсиского горизонта. Основное, легко диагностируемое стратиграфическое подразделение этой секвенции представлено черными сланцами Фьяка, которые, по всей видимости, представляют собой конденсированные отложения трансгрессивного тракта седиментационных систем и, возможно, в своей верхней, более известковой части – тракта высокого стояния. В более мелководных частях бассейна секвенция представлена тудулиннаской и кыргессаареской свитами. Нижняя граница секвенции характеризуется всеми признаками трансгрессивной поверхности. Сейсмические исследования в Балтийском море показали, вроде бы, наличие признаков эрозии в подошве фьякаской секвенции [Tuuling, Flodén, 2000]. С другой стороны, никаких признаков отложений тракта низкого стояния, смещения мелководных фаций в сторону бассейна в мелководную область или каких-либо других признаков, указывающих на форсированную регрессию и существенное падение уровня моря, на этом уровне пока не зафиксировано. Это позволяет предположить, что падение уровня моря в основании фьякаской секвенции было малоамплитудным. Но последующая трансгрессия и повышение уровня моря были, по-видимому, довольно значительными, так как привели к тому, что площадь распространения черных сланцев значительно расширилась и достигла Южной Эстонии.

Секвенция XI (Нижнеюнсторпская)

Отвечает нижней части пиргуского горизонта. В мелководной части бассейна секвенция пред-

ставлена красноцветными глинами и известняками юнсторпской свиты, по которой она и получила свое название. В более мелководной части бассейна ей соответствуют слоистые биокластические вакстоуны моэской свиты. Внутри моэской свиты могут быть идентифицированы два цикла седиментации, которые были описаны М. Харрисом с соавторами как осадочные секвенции 3 и 4 [Harris et al., 2004]. Однако эти циклы не распознаются в более мелководных отложениях юнсторпской свиты. Падение уровня моря на границе между фьякаскими черными сланцами и юнсторпскими красноцветами, похоже, было малой амплитуды. А вот последовавший за этим подъем уровня моря, судя по мощности органогенных иловых холмов, выделяемых в Швеции под именем известняков Бода [Jaanusson, 1982], был, по-видимому, значительным. Площадь распространения мелководных красноцветных отложений достигает в это время своего максимума. Красноцветы знаменуют собой возврат (хотя и кратковременный) к условиям седиментации, которые были характерны для волховского и кундаского горизонтов.

Секвенция XII (Верхнеюнсторпская)

Отвечает основной (верхней) части пиргуского горизонта и включает свиты адила, халлику, паровея и елгава. Она сопоставляется с секвенциями 5 и 6 из работы М. Харриса с соавторами [Harris et al., 2004] и соответствует большей части юнсторпской секвенции А.В. Дронова и Л. Холмера [Dronov, Holmer, 1999]. Нижняя граница секвенции приурочена к ярко выраженной эрозионной поверхности перерыва в подошве адилаской свиты [Мянниль, 1966]. Падение уровня моря в это время было, по-видимому, средним по амплитуде. Это падение привело к заметному смещению сероцветных осадков из мелководной области в область, где ранее накапливались относительно мелководные красноцветные отложения. Эти отложения относятся к елгавской и паровойской свитам. Последовавшая за этим трансгрессия привела к восстановлению существовавших ранее в центре бассейна мелководных условий и распространению морских красноцветных отложений куилиской свиты из центральных частей Ливонского трога в Южную Эстонию. Следует отметить, однако, что площадь распространения красноцветных фаций в верхнеюнсторпской секвенции была меньше по сравнению с подстилающей нижнеюнсторпской секвенцией. Из этого можно сделать вывод, что амплитуда позднепиргуской трансгрессии была меньше, чем раннепиргуской. Развитие органогенных построек («рифов») Бода в провинции Даларна на севере Швеции продолжалось в течение всего пиргуского времени и их

мощность достигает 140 м [Jaanusson, 1982]. Возможно, именно эта величина соответствует приращению пространства аккомодации в ходе двухступенчатой пиргусской трансгрессии.

Секвенция XIII (Нижнетоммарпская)

Охватывает нижнюю часть поркуниского горизонта. Знаменует собой специфическую стадию в эволюции ордовикского бассейна Балтоскандии. Характер распределения мощностей и фаций в этой секвенции сильно отличается от такового в непосредственно подстилающих секвенциях. Депоцентры осадконакопления смещаются в поркуниское время в центральную часть Ливонского трога. Периферические области бассейна подвергаются эрозии. Нижнетоммарпская секвенция включает эринаскую свиту в мелководной области Северной и Центральной Эстонии и кулдигаскую свиту в относительно глубоководной области Южной Эстонии и Латвии. Нижнетоммарпская секвенция сопоставляется с секвенцией 7 М. Харриса и соавторов [Harris et al., 2004]. Нижняя граница секвенции представлена хорошо выраженным базальным несогласием с глубоким врезом эрозионных долин в подстилающие отложения. В периферических частях бассейна отложения этой секвенции с несогласием залегают на ордовикских отложениях очень разного возраста (от пиргусского до йыхвиского горизонта). В западной Литве и Калининградской области зафиксированы врезанные долины до 15 м глубиной и до 8 км шириной, заполненные глинистыми карбонатами кулдигаской свиты и/или нижнесилурийскими отложениями [Лашков, Пашкевичюс, 1989]. В базальных слоях секвенции часто отмечаются слои конгломератов с окатанной галькой более древних ордовикских пород. Эти наблюдения указывают на наличие форсированной регрессии и падения уровня моря большой амплитуды, вызванных, вероятно, хирнантским оледенением Гондваны, как это предполагается во многих работах, опубликованных в течение последних 20 лет [Кальо и др., 1991; много последующих

работ]. Глубина эрозионного срезания в Северо-Западной Эстонии может достигать 48–50 м. Такая глубина эрозии на современных шельфах обусловлена с падением уровня моря амплитудой около 120 м. Последующее поднятие уровня моря практически компенсировало это падение, так как эринаская свита залегают трансгрессивно на отложениях мелководной карбонатной платформы. Это, по-видимому, свидетельствует, что подъем уровня моря во время раннепоркунической трансгрессии был также большой амплитуды, хотя, возможно, и чуть меньшей, чем амплитуда предшествующего падения уровня моря. Это в целом согласуется со сценарием двухступенчатого Хирнантского оледенения, как это описано у П. Бренчли с соавторами [Brenchly et al., 2003].

Секвенция XIV (Верхнетоммарпская)

Соответствует верхней части поркуниского горизонта (поздний хирнант). Она представлена салдуской свитой, которая распространена преимущественно в центральных частях Ливонского трога. В то же время, литологические особенности ее отложений, включая распространение оолитовых грейнстоунов, косослоистых кварцевых песчаников, полигонов растрескивания, свидетельствуют о мелководной обстановке седиментации [Брангулис и др., 1989]. Нижняя граница секвенции представлена эрозионной поверхностью несогласия, которая срезает подстилающие отложения различного возраста. Линзообразное распределение отложений салдуской свиты в Южной Эстонии объясняется тем, что они заполняют эрозионные врезанные долины, которые описаны в Центральной Эстонии [Perens, 1995]. Глубина эрозионных каналов, врезающихся в отложения эринаской свиты, достигает 22 м. Это означает, что форсированная регрессия в основании верхнетоммарпской секвенции была сопоставима по амплитуде с падением уровня моря в подошве предыдущей нижнетоммарпской секвенции. Основываясь на глубине эрозии мы можем предположить, однако, что эта амплитуда была все же меньше, чем в основании нижнетоммарпской секвенции.

Кривая колебаний уровня моря

Реконструкция кривой колебаний уровня моря для ордовикского бассейна Балтоскандии базируется на следующих допущениях.

1. Основные эрозионные региональные несогласия являются отражением крупных падений уровня моря и форсированных регрессий. Чем более широко по площади развито региональное несогласие и чем более глубокий эрозионный врез

отмечается в его подошве, тем большей предполагается амплитуда падения уровня моря. Эрозия подстилающих слоев может быть усилена в ходе последовавшей за падением уровня моря трансгрессией, но первоначальное падение уровня моря является необходимым условием для этого.

2. Основные трансгрессивные эпизоды распознаются по расширению площади распростра-

нения специфических, относительно глубоководных, фаций. Чем большую территорию они занимают, тем большим был подъем уровня моря. Абсолютную амплитуду падений и подъемов уровня моря очень трудно оценить в метрах, поскольку наиболее мелководные части бассейна, где можно было бы проследить подошвенное налегание осадочных секвенций, не сохранились. Однако можно попытаться оценить относительную величину соответствующих трансгрессий и регрессий, используя вышеприведенные критерии. В этом отношении может быть полезен подход, примененный Б. Хаком и С. Шаттером [Haq, Schutter, 2008], которые использовали полуколичественную оценку амплитуды соответствующих трансгрессий и регрессий уровня моря по шкале: малая (<30 м), средняя (30–75 м) и большая (>75 м).

Анализ региональных несогласий и ассоциирующих с ними стратиграфических перерывов демонстрирует, что наиболее существенные несогласия с глубокой эрозией подстилающих отложений в ордовикском бассейне Балтоскандии совпадают с подошвами нижнелаторпской (II), нижневезенбергской (VIII), нижнетоммарпской (XIII) и верхнетоммарпской (XIV) осадочных секвенций. Амплитуды Хирнантской эрозии сопоставимы с амплитудами эрозии, отмеченными на современных шельфах в результате падения уровня Мирового океана, вызванного четвертичным оледенением и, по-видимому, обусловлены падением уровня моря большой амплитуды (100–125 м). Эрозия в основании нижнетоммарпской (XIII) секвенции глубже, чем в подошве верхнетоммарпской (XIV). На этом основании можно предположить, что амплитуда падения уровня моря в подошве нижнетоммарпской секвенции была больше. В результате, амплитуды падения уровня моря в подошве ниже- и верхнетоммарпской секвенций предполагаются в 120 м и 110 м соответственно.

Сопоставимое по площади своего развития региональное несогласие, хотя и без столь глубокого вреза в подстилающие отложения, отмечается в подошве нижневезенбергской (VIII) секвенции. Для этого несогласия можно предположить амплитуду падения уровня моря, равную приблизительно 80 м. Глубокая эрозия подстилающих отложений ассоциируется также с подошвой латорпской (нижнелаторпской, II) секвенции, на которой к тому же отмечается наиболее крупномасштабное смещение фаций в сторону бассейна. Береговая линия сместилась на расстояние более чем 700 км, что предполагает падение уровня моря амплитудой, по меньшей мере, 120 м.

Менее выраженные несогласия отмечены в подошвах верхнелаторпской (III), кундаской (V),

таллиннской (VI), кегельской (VII) и верхнеюнсторпской (XII) осадочных секвенций. Все они соответствуют регрессиям средней амплитуды (30–75 м). Среди этих регрессий максимальную относительную амплитуду (70 м) имеет, по-видимому, та, что соответствует поверхности несогласия в подошве верхнелаторпской секвенции (III). Этот вывод основывается на почти полной эрозии отложений варангуского возраста в мелководных обстановках седиментации. Несколько меньшей (около 60 м) была амплитуда регрессии в подошве кундаской (V) секвенции, где также отмечены следы существенной эрозии. Эрозия в подошве таллиннской (VI) и верхнеюнсторпской (XII) осадочных секвенций была меньше, чем в подошве кундаской (V), и амплитуда соответствующих регрессий оценена в 50 м. Регрессия в подошве кегельской (VII) секвенции имеет наименьшую амплитуду среди тех, что попадают в среднюю категорию и может быть оценена примерно в 40 м.

Падения уровня моря минимальной амплитуды отмечены границами секвенций, на которых следы эрозии подстилающих отложений выражены слабо. Это относится к подошвам волховской (IV), нижневезенбергской (IX), фьякаской (X) и нижнеюнсторпской (XI) секвенций. Среди них максимальная амплитуда регрессии (30 м) предполагается в подошве волховской секвенции. Амплитуды в 20 м предполагаются для регрессий, соответствующих подошвам фьякаской и нижнеюнсторпской секвенций. Наименьшая амплитуда (10 м) предполагается для регрессии в подошве нижневезенбергской секвенции.

Анализ пространственного распределения наиболее глубоководных фаций бассейна седиментации позволяет разделить трансгрессивные события на три группы – большой, средней и малой амплитуды соответственно. К первой группе относятся трансгрессии, соответствующие трансгрессивным трактам седиментационных систем пакерортской (I), нижнелаторпской (II), верхнелаторпской (III), волховской (IV), нижневезенбергской (VIII), фьякаской (X) и верхнеюнсторпской (XII) секвенций. Ко второй группе, соответственно, трансгрессии секвенций V, VII, XI, XIII и XIV. Наконец, к группе трансгрессий малой амплитуды относятся те, что соответствуют трансгрессивным трактам секвенций VI и IX.

Максимальная амплитуда подъема уровня моря предполагается для секвенции III (110 м). В это время в ордовикском бассейне Балтоскандии впервые получают распространение относительно глубоководные красноцветные фации, которые занимают довольно большую площадь. С этой крупнейшей трансгрессией связана так-

же миграция новой фауны в бассейн и переход от приливно-отливного к штормовому режиму седиментации. Практически весь Балтийский континент (Русская платформа) был в это время покрыт морем (впервые в ордовикском периоде). Две другие крупные трансгрессии с амплитудой около 100 м произошли во время формирования трансгрессивных трактов секвенций I и II. О том, что это были трансгрессии большой амплитуды, свидетельствует распространение черных сланцев в мелководных областях бассейна («Диктионемовая трансгрессия» в секвенции I) и возвращение морских условий седиментации после крупноамплитудной регрессии в основании секвенции II.

Амплитуда волховской трансгрессии оценена в 90 м, что несколько меньше, чем амплитуда нижнеордовикских трансгрессий. Однако следует иметь в виду, что регрессия в подошве волховской секвенции была малой амплитуды, и поэтому последующее повышение уровня моря лишь усилило предшествовавшую трансгрессию и привело к увеличению глубины бассейна. Глубина бассейна и площадь развития красноцветных фаций достигли своего максимума в волховское время. Крупные трансгрессии произошли также в раннепоркуниское (секвенция XIII), оандуское (секвенция VIII) и вормиское (секвенция X) время. Две последние трансгрессии отмечены инвазией черных сланцев в осевую часть Ливонского трога в Южной Эстонии и Латвии (сланцы Моссен и Фьяка соответственно). Амплитуда этих трансгрессий оценена в 80 м. Амплитуда раннепоркуниской трансгрессии оценена в 90 м, т.к. она должна была, по меньшей мере, компенсировать крупное падение уровня моря в подошве нижнетоммарпской секвенции.

Трансгрессии средней амплитуды произошли в кундаское (секвенция V), йыхвиско-кейлаское (секвенция VII), пиргуское (секвенции XI и XII) и в позднепоркуниское (секвенция XIV) время. Амплитуда подъема уровня моря во время формирования секвенций V, VII и XII оценивается в 40 м. Для трансгрессии, соответствующей секвенции XIV, предполагается амплитуда в 50 м, а для трансгрессии, соответствующей секвенции XI, предполагается максимальная амплитуда в 60 м. Сходным образом с ситуацией, описанной для секвенций III и IV, следующие одна за другой трансгрессии средней амплитуды, которые не прерываются форсированной регрессией сравнимой амплитуды, накладываясь друг на друга, дают кумулятивный эффект. В результате уровень моря достигает своей максимальной позиции в раннепиргуское время (секвенция XI), несмотря на то, что амплитуда индивидуальных трансгрессий была средней.

Максимально высокое положение уровня моря маркируется появлением морских красноцветных отложений в осевой части Ливонского трога (юнсторпская свита). Трансгрессия, в ходе которой сформировалась юнсторпская секвенция (XII), наследует повышение уровня моря во время формирования подстилающей верхнефьякаской секвенции (XI) и глубина бассейна достигает своего максимума в это время. Следует отметить, что черные сланцы занимают наиболее дистальную позицию на обобщенном фациальном профиле ордовикского бассейна Балтоскандии. Обычно именно они первыми появляются в области развития относительно мелководных отложений, когда уровень моря начинает быстро подниматься после предшествующей регрессии. Но, если уровень моря продолжает повышаться и глубина бассейна увеличивается, вентиляция бассейна также увеличивается, и черные сланцы отступают и замещаются морскими красноцветными отложениями. Эта модель отличается от предыдущих интерпретаций [Nestor, Einasto, 1997].

Трансгрессии минимальной амплитуды ассоциируют с секвенциями (VI и IX). В отложениях, слагающих эти осадочные секвенции, ощущается недостаток осадкоемкого пространства в мелководных обстановках седиментации. Амплитуда трансгрессий оценивается в 20 м для секвенции VI и 30 м для секвенции IX. Обобщенная кривая колебаний уровня моря для ордовикского бассейна Балтоскандии, приведенная на рис. 5.7 базируется на изложенных выше допущениях и фациальных интерпретациях. Сводная кривая колебаний уровня моря для ордовикского периода, составленная на основе анализа материалов по ордовикскому бассейну Балтоскандии, существенным образом отличается от кривых эвстатических колебаний уровня моря, приведенных для ордовика Северной Америки [Ross, Ross, 1992; 1995]. На упомянутых кривых уровень Мирового океана в среднем ордовике на 80–100 м ниже, чем в раннем и позднем ордовике (рис. 5.8). На кривой для ордовика Балтоскандии, наоборот, максимально высокий уровень моря фиксируется именно в среднем ордовике, коррелирующимся с вайтрокской серией Северной Америки (см. рис. 5.7). Причины такого парадоксального несоответствия кривых следует, по-видимому, искать в проявлениях региональной тектонической активности на восточном побережье Северной Америки, приведших к существенной эрозии среднеордовикских отложений. Таким образом, при реконструкции кривой эвстатических колебаний уровня Мирового океана в ордовикском периоде было бы правильнее опираться скорее на данные по стабильному эпиконтинентальному бассейну Балтоскандии, чем по пассивной окраине Северной Америки.

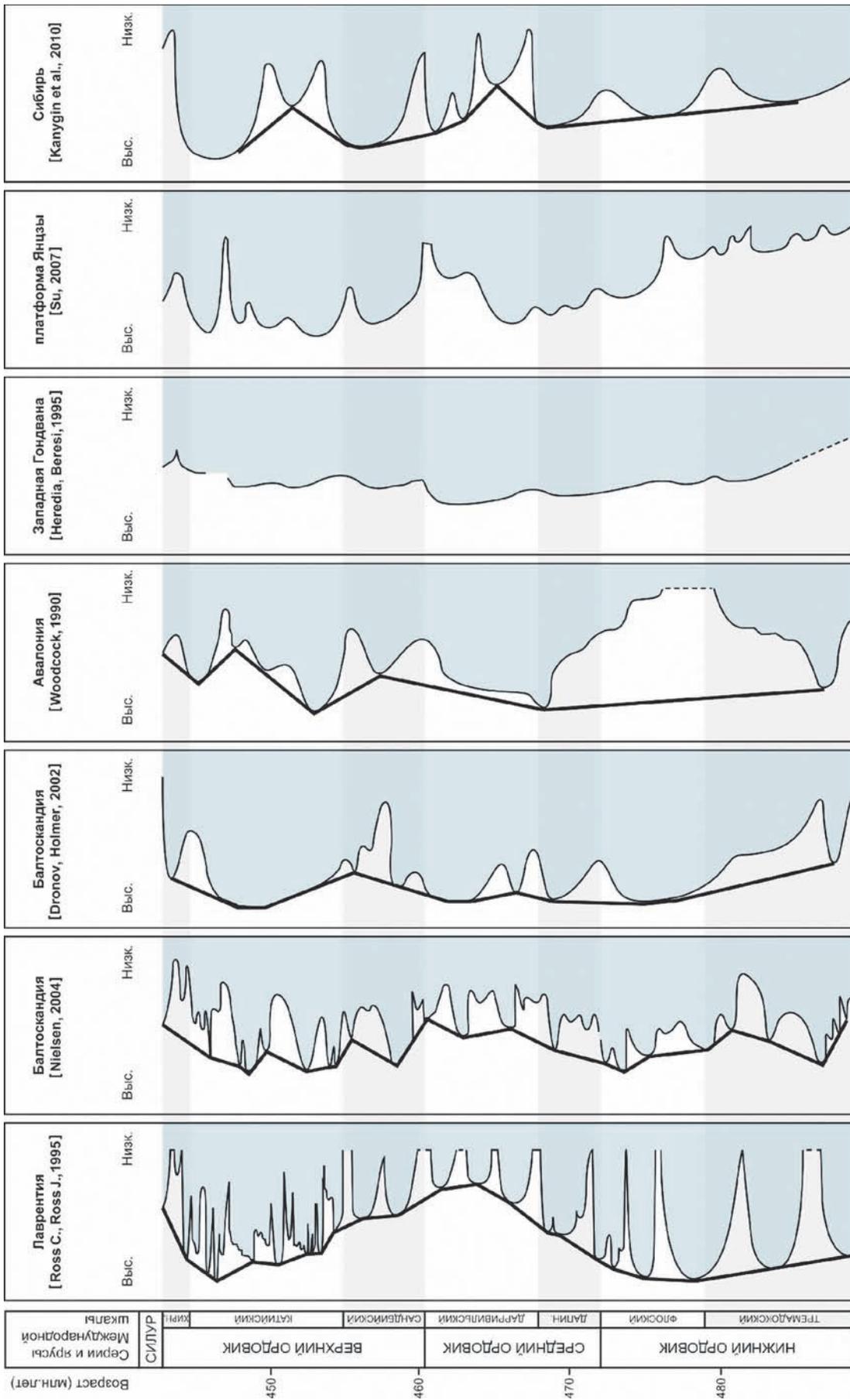


Рис. 5.8. Сопоставление кривых колебаний уровня моря, построенных для ордовикских осадочных бассейнов различных палеоконтинентов и микроконтинентов, по [Munneke et al., 2010] с изменениями

Если отвлечься от масштабов и сосредоточиться лишь на числе и времени проявления основных трансгрессий и регрессий, то совпадение между материалами различных авторов получается почти идеальное. Так, практически все специалисты отмечают крупные регрессии и биологические кризисы в

подошве тремадока, в подошве аренига, в подошве карадока и в кровле ашгилла [Forty, 1984; Global..., 1995]. Эти уровни отвечают границам секвенций в Балтоскандии и обусловлены, очевидно, глобальными эвстатическими падениями уровня Мирового океана существенной амплитуды.

Обсуждение результатов

Представленная в работе полуколичественная модель колебаний уровня моря в ордовикском бассейне Балтоскандии базируется на секвенс-стратиграфическом анализе и батиметрической интерпретации основных групп представленных в бассейне фаций. Анализируя распределение фаций внутри осадочных секвенций и сравнивая их площадное распределение в различных секвенциях, а также учитывая характер ограничивающих их поверхностей, можно оценить относительную величину соответствующих трансгрессий и регрессий. В то же время оценка абсолютной величины соответствующих колебаний уровня моря остается до сих пор проблематичной и требует дополнительных исследований. Приведенная полуколичественная оценка, однако, может быть полезной.

При сопоставлении кривых колебаний уровня моря для ордовикского бассейна Балтоскандии, опубликованных в течение последних 15 лет [Nestor, Einasto, 1997; Dronov, Holmer, 2002; Nielsen, 2003, 2004; Dronov et al., 2011], выявляются противоречия между кривыми, составленными для мелководной (Российско-Эстонской) и глубоководной (Датско-Норвежской) частей бассейна. Общий методологический подход к реконструкции колебаний уровня моря также различается. «Глубоководная модель» базируется на экостратиграфических и событийно-стратиграфических построениях, преимущественно по трилобитам, с учетом литологических изменений. Она описывается в соответствующих терминах, таких как «событие затопления» (drowning event), «трансгрессивное событие» (transgressive event), «интервал высокого стояния» (highstand interval), «интервал низкого стояния» (lowstand interval) и т.д. [Nielsen, 2003, 2004]. «Мелководная модель» базируется на сочетании био- и литофациального анализа [Мянниль, 1966; Nestor, Einasto, 1997] либо на концепции секвентной стратиграфии с соответствующей ей терминологией (осадочные секвенции, ключевые поверхности, тракты седиментационных систем и т.д.) [Dronov, Holmer, 1999; 2002; Harris et al., 2004].

Представленная в данной работе кривая колебаний уровня моря (см. рис. 5.7) следует тради-

ции, развиваемой в рамках «мелководной модели». В большинстве случаев выводы и интерпретации, сделанные в рамках «мелководной» и «глубоководной» моделей, совпадают друг с другом, и, соответственно, реконструированные кривые принципиально не отличаются. Однако для ряда стратиграфических интервалов зафиксированы существенные противоречия. Это, в частности, касается дапинско-раннеарривильского (средний ордовик) и позднекатийского (верхний ордовик) интервалов. Для них (волховский, кундаский и пиргуский горизонты) в соответствии с «мелководной моделью» предполагается максимально высокий уровень стояния моря, в то время как по «глубоководной модели» эти же стратиграфические интервалы рассматриваются как соответствующие максимально низкому стоянию моря. Естественно, что в рамках этой модели они получили названия «позднеаренигско-раннеарривильский интервал низкого стояния» и «ашгильский интервал низкого стояния» соответственно [Nielsen, 2004].

Противоречия вызваны различной интерпретацией известняковых тел, встречающихся среди преимущественно черносланцевого разреза Датско-Норвежской фациальной зоны (см. рис. 5.2, 5.3 и 5.6). Внедрение известняковых фаций в область преимущественного накопления черных сланцев (комстадский известняк, свита Хук, нижняя часть свиты гримсоя (Grimsøya) в Датско-Норвежском фациальном поясе интерпретируется как «событие обмеления» в рамках «глубоководной модели». Эта интерпретация базируется на кажущемся, на первый взгляд, весьма логичным допущении, что черные сланцы представляют собой более глубоководные фации, чем известняки [Nielsen, 2004]. С другой стороны, те же самые временные интервалы в более мелководной области бассейна характеризуются расширением области распространения относительно глубоководных морских красноцветных отложений и проникновением их в область, где до этого были распространены относительно мелководные фации. Тем самым, в рамках «мелководной модели» они интерпретируются как события углубления и поднятия уровня моря.

Это очевидное противоречие может быть объяснено, если учесть различие в характере реакции тер-

ригенных и карбонатных систем на изменения положения уровня моря. В обстановках терригенной седиментации понижение уровня моря приводит к тому, что мелководная часть системы подвергается осушению и эрозии. Продукты этой эрозии снова поступают в систему и выносятся в более глубоководную часть бассейна, формируя характерные пласты и пачки более грубообломочного, по сравнению с фоновыми осадками, состава. В случае карбонатной системы, падение уровня моря также приводит к осушению ее наиболее мелководной и наиболее продуктивной части. Однако выветривание карбонатных пород преимущественно не физическое, а химическое. Они просто растворяются и никакого существенного привноса обломочных компонентов в глубоководную часть бассейна при этом не происходит. Более того, карбонатные системы отличаются тем, что осадок в них не привносится в систему извне, а вырабатывается на месте за счет функционирования так называемой «карбонатной фабрики», которая наиболее эффективно работает на мелководье. Падение уровня моря приводит к осушению больших пространств мелководья, где селились вырабатывающие кальцит и/или арагонит организмы, часто к образованию карста и, соответственно, к прекращению функционирования карбонатной фабрики [Sarg, 1988; James, Kendall, 1992; Schlager, 1992]. Вынос материала в более глубоководные части бассейна в эти моменты сильно ослабевает либо вообще прекращается.

Поднятие уровня моря в терригенных обстановках седиментации приводит к тому, что береговая линия существенно сдвигается в сторону от глубоководной части бассейна. В результате все меньше и меньше осадков поступает в эту часть бассейна и там формируются маломощные конденсированные разрезы, часто черносланцевые. Наоборот, трансгрессия на карбонатные шельфы приводит к резкому увеличению площади мелководной карбонатной продукции и включает «карбонатную фабрику». Чем больше площадь мелководья в карбонатной системе, тем больше карбонатных осадков там производится и, соответственно, тем большее их количество выносится в более глубоководные части бассейна. Карбонатные системы производят и экспортируют в глубоководные части бассейна максимум осадков как раз в момент высокого стояния уровня моря, когда обширные территории покрыты мелким морем и «карбонатная фабрика» функционирует с максимальной продуктивностью. Этот процесс получил название «вынос высокого стояния» (*highstand shedding*) [Schlager, 1992]; он демонстрирует, что карбонатные и терригенные системы реагируют на колебания уровня моря зачастую прямо противоположным образом.

Внедрение известняковых фаций в относительно глубоководную область накопления черных сланцев может быть объяснено совершенно противоположным образом – через механизм «выноса высокого стояния». Карбонаты, безусловно, более мелководные фации по сравнению с черными сланцами и они, безусловно, выносятся в глубоководную область с мелководья. Однако максимум выноса карбонатов в более глубоководные части бассейна происходит тогда, когда максимально производство карбонатов на мелководье. А это происходит не в моменты низкого, а, наоборот, в моменты высокого стояния уровня моря. Таким образом, комстадский известняк, свита Хук и обогащенные карбонатами части свиты гримсоа, появляющиеся среди черных сланцев в глубоководном Датско-Норвежском фациальном поясе, отмечают не падение уровня моря и событие обмеления, как это предполагается в модели А. Нильсена [Nielsen, 2004], а наоборот – подъем уровня моря и событие максимального затопления. Кривая колебаний уровня моря, предложенная А. Нильсеном на основе экостратиграфических построений в наиболее глубоководной части бассейна, оказывается гораздо более детальной, чем кривая, основанная на секвенс-стратиграфическом анализе. На ней гораздо больше индивидуальных пиков трансгрессий и регрессий. Однако оценка амплитуды таких индивидуальных трансгрессивно-регрессивных событий в рамках экостратиграфического подхода практически невозможна, что снижает уверенность в правильности такого рода построений.

Кривая колебаний уровня моря для ордовика Балтоскандии, предложенная на основе «глубоководной модели», находится в хорошем согласии с кривой, предложенной для ордовика Северо-Американского кратона [Ross, Ross, 1992; 1995]. Это соответствие рассматривается не только как свидетельство в пользу истинности обеих кривых, но также как весомый аргумент в пользу эвстатической природы запечатленных в этих кривых колебаний уровня моря. Обе кривые демонстрируют низкое стояние уровня моря в течение почти всего среднего ордовика, особенно в начальной фазе этого временного интервала (дапинское и раннедарривильское время). Однако, как это уже было показано, для ордовикского бассейна Балтоскандии вывод о низком стоянии уровня моря в среднем ордовике основан на неверной интерпретации факта внедрения известняковых фаций в область черносланцевой седиментации. В действительности этот факт с большим основанием может быть истолкован прямо противоположным образом. В случае Северо-Американского кратона вывод о низком стоянии уровня моря в течение среднего ордовика базируется на отсутствии отложений соответствующего возраста и, соответственно, крупном

перерыве в ордовикской последовательности на восточном побережье США. Этот перерыв максимален в перикратонном бассейне штата Нью-Йорк и постепенно сокращается по направлению к центральной части кратона. В штатах Невада и Юта ордовикский разрез практически полный и не содержит

таких крупных перерывов. Это может рассматриваться в качестве доказательства тектонической, а не эвстатической природы данного перерыва. Поднятие восточной окраины Северо-Американского континента может быть связано с проявлением таконской орогении.

Заключение

Основываясь на характере распределения литофаций в разрезе и по площади, а также на распределении основных региональных несогласий, в ордовикском разрезе Балтоскандии были выделены и прослежены 14 осадочных секвенций 3-го порядка.

Реконструированная кривая колебаний уровня моря для ордовика Балтоскандии базируется на секвенс-стратиграфическом подходе и выполнена преимущественно на материале относительно мелководной части бассейна. Полученная кривая отличается от кривой А. Нильсена [Nielsen, 2004], основанной на экостратиграфических построениях в относительно глубоководной части бассейна. Для объяснения этих различий предложена альтернативная модель выноса карбонатного материала в глубоководную часть бассейна в периоды высокого стояния уровня моря.

Наиболее крупные регрессии, отмеченные региональными несогласиями и существенной эро-

зией подстилающих отложений, совпадает с подошвами осадочных секвенций II, III, VIII, XIII и XIV (ранний и средний тремадок, ранний катий, основание и середина хирнанта) и с подошвой силура.

Наиболее существенные трансгрессии, отмеченные расширением площади распространения относительно глубоководных морских красноцветных фаций, происходили в волховско-кундаское (дапинско-раннедарривильское) и пиргуское (позднекатийское) время.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, гранты № 07-05-01035 и № 10-05-00848.

Я благодарю за помощь и многолетнее плодотворное сотрудничество своих коллег из Эстонии: Димитрия Кальо, Тыниса Саадре, Рейна Эйнасто, Тыну Мейдла и Лехо Айнсаара, а также Юлию Шувалову из Палеонтологического института РАН, которая оказала помощь при подготовке иллюстраций.

Литература

- Брангулис А.П., Гайлите Л.К., Забеле А.Я. и др. Стратотипические и опорные разрезы венда, кембрия и ордовика Латвии. Рига: Зинатне, 1989. С. 79–155.
- Дронов А.В. Штормовая седиментация в нижнеордовикских карбонатно-терригенных отложениях окрестностей Санкт-Петербурга // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 1998. Т. 73. Вып. 2. С. 43–51.
- Дронов А.В. Секвенс-стратиграфия ордовикского палеобассейна Балтоскандии // Автореф. дисс. ... докт. геол.-минер. наук. СПб, 2000. 32 с.
- Дронов А.В. Отличительные особенности тропических карбонатов на примере ниже-среднеордовикских отложений Прибалтики // Литология и нефтегазоносность карбонатных отложений. Мат-лы Второго всероссийского литологического совещания и Восьмого всероссийского симпозиума по ископаемым кораллам и рифам. / Под ред. Ю.П. Юшкина. Сыктывкар: Геопринт, 2001. С. 18, 19.
- Дронов А.В., Иванцов А.Ю. Органогенные постройки в нижнеордовикских карбонатных отложениях окрестностей Санкт-Петербурга // Вестн. СПбГУ. Сер. 7. 1994. Вып. 1. № 7. С. 23–30.
- Дронов А.В., Корень Т.Н., Попов Л.Е., Толмачёва Т.Ю. Методика событийной стратиграфии в обосновании корреляции региональных стратонтов на примере нижнего ордовика Северо-Запада России. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 1998. 88 с.
- Дронов А.В., Савицкий Ю.В., Цыганова Е.А. Карбонатный ордовик окрестностей Санкт-Петербурга: стратиграфия дикарей // Вестн. СПбГУ. Сер. 7. 1993. Вып. 3. № 21. С. 36–42.
- Дронов А.В., Федоров П.В. Новые данные о строении и распространении геккерных горбов в нижнеордовикских карбонатных отложениях окрестностей Санкт-Петербурга // Вестн. СПбГУ. Сер. 7. 1994. Вып. 2. № 14. С. 89–93.
- Дрыгант Д.М. Корреляция и тектонические условия формирования ордовикских отложений юго-западной окраины Восточно-Европейской платформы // Геология и геохимия горючих ископаемых. 1979. Вып. 52. С. 51–57.
- Кальо Д.Л., Нестор Х.Е., Пылма Л.Я., Эйнасто Р.Э. Позднеордовикское оледенение и его отражение в осадконакоплении палеобалтийского бассейна // Важнейшие биотические события в истории Земли. Тр. XXXII сессии ВПО. / Под ред. Д.Л. Кальо, Т.Л. Модзалевской, Т.Н. Богдановой. Таллин, 1991. С. 68–78.
- Ламанский В.В. Древнейшие слои силурийских отложений России // Тр. Геол. Ком. Нов. сер. 1905. Вып. 20. Т. 1. С. 1–203.
- Лашков Е.М., Пащявичюс Ю. Стратиграфические проблемы и седиментационные перерывы в разрезе ор-

- довика западного края Восточно-Европейской платформы // Научн. тр. Высших учебных заведений Литовской ССР. Геология. 1989. № 10. С. 12–37.
- Менс К, Клеесмент А., Мяги С. и др. Разрез каледонского структурного комплекса запада Прибалтики (по линии Тахкуна – Голдуп) // Изв. Эстонской Академии наук. Геология. 1992. Т. 41. № 3. С. 124–138.
- Мянниль Р.М. История развития Балтийского бассейна в ордовике. Таллин: Валгус, 1966. 200 с.
- Страхов Н.М. О периодичности и необратимой эволюции осадкообразования в истории Земли // Изв. АН СССР. Сер. Геол. 1949. № 6. С. 70–111.
- Уилсон Дж.Л. Карбонатные фации в геологической истории. М.: Мир, 1980. 420 с.
- Ультс Р., Гайлите Л., Яковлева В. Ордовик Латвии. Рига: Зинатне, 1982. 294 с.
- Aigner T., Reineck H.E. Proximity trends in modern storm sands from the Helgoland Bight (North Sea) and their implications for basin analysis // *Senckenbergiana Marit.* 1982. Vol. 14. P. 183–215.
- Ainsaar L., Meidla T. Facies and stratigraphy of the middle Caradoc mixed siliciclastic-carbonate sediments in eastern Baltoscandia // *Proc. Estonian Academy of Sciences. Geology.* 2001. Vol. 50. P. 5–23.
- Allen J.R.L. Storm sequences in shallow water // *Developments in Sedimentology.* 1982. Vol. 30B. P. 471–505.
- Bergström S.M., Chen Xu, Gutiérrez-Marco J.C., Dronov A. The new chronostratigraphic classification of the Ordovician System and its relations to major series and stages and to $\delta^{13}\text{C}$ chemostratigraphy // *Lethaia.* 2009. Vol. 42. P. 97–107.
- Bourrouilh R. «Orthoceratitico-Rosso» at «Goniatico Rosso»: facies marqueurs de la naissance et de l'évolution de paleomarges au Paleozoïque // *Proc. Rosso Ammonitico Symposium.* Roma: Edizioni Tecnoscienza, 1981. P. 39–58.
- Brenchley P.J., Carden G.A., Hints L. et al. High-resolution stable isotope stratigraphy of Upper Ordovician sequences: Constraints on the timing of bioevents and environmental changes associated with mass extinction and glaciation // *Bull. Geological Survey of America.* 2003. Vol. 115 (1). P. 89–104.
- Burchette T.P., Wright V.P. Carbonate ramp depositional systems // *Sedimentary Geology.* 1992. Vol. 79. P. 3–57.
- Christiansen J.L., Stouge S. Oceanic circulation as an element in palaeogeographical reconstructions: the Arenig (early Ordovician) as an example // *Terra Nova.* 1999. Vol. 11. P. 73–78.
- Cyclic and event stratification / Eds.: Einsele G., Seilacher A. Springer, 1982. 536 pp.
- Cocks L.R.M., Torsvik T.H. Baltica from the late Precambrian to mid-Paleozoic times: the gain and loss of terrane's identity // *Earth-Science Rev.* 2005. Vol. 72. P. 39–66.
- Dronov A.V., Ainsaar L., Kaljo D. et al. Ordovician of Baltoscandia: facies, sequences and sea-level changes // *Ordovician of the World* / Eds.: J.C. Gutiérrez-Marco, I.Rábano, D.García-Bellido. Madrid, Instituto Geológico y Minero de España, 2011. P. 143–150. (Cuadernos del Museo Geominero. 14).
- Dronov A.V., Holmer L.E. Depositional sequences in the Ordovician of Baltoscandia // *Quo vadis Ordovician? Short papers of the 8th International Symposium on the Ordovician System.* / Eds.: P.Kraft, O.Fatka. Praha, 1999. P. 133–136. (Acta Universitatis Carolinae. Geologica. Vol. 43. № 1/2).
- Dronov A.V., Holmer L.E. Ordovician Sea-Level Curve: Baltoscandian View // *Fifth Baltic Stratigraphical Conference, Geological Survey of Lithuania, Vilnius, Lithuania.* 2002. P. 33–35.
- Dronov A.V., Kanygin A.V., Timokhin A.V. et al. Correlation of Eustatic and Biotic Events in the Ordovician Paleobasins of the Siberian and Russian Platforms // *Paleontol. J.* 2009. Vol. 43 (11). P. 1477–1497.
- Dronov A.V., Meidla T., Ainsaar L. et al. Competitive sedimentation and sea-level changes in the Ordovician of Baltoscandia // *IGCP 503 Annual Conference, Glasgow.* 2006. P. 22, 23.
- Dronov A.V., Rozhnov S. Climatic changes in the Baltoscandian basin during the Ordovician: sedimentological and palaeontological aspects // *Acta Palaeontologica Sinica.* 2007. Vol. 46 (Suppl.). P. 108–113.
- Einsele G. Sedimentary Basins. Evolution, Facies and Sedimentary budget // Berlin; Heidelberg; N.Y.: Springer, 1992. 628 pp.
- Ekdale A.A., Bromley R.G. Bioerosional innovation for living in carbonate hardgrounds in the Early Ordovician of Sweden // *Lethaia.* 2001. Vol. 34. P. 1–12.
- Fortey R.A. Global earlier Ordovician transgressions and regressions and their biological implications // *Aspects of the Ordovician System.* / Ed.: D.L. Bruton. Oslo: Universitetsforlaget, 1984. P. 37–50. (Palaeontol. Contributions from the University of Oslo. № 295).
- Fürsich F.T. Genesis, environments and ecology of Jurassic hardgrounds // *Neues Jb. Geol. Paläontol. Abh.* 1979. Bd 158. S. 1–63.
- Global Events and Event Stratigraphy in the Phanerozoic. / Ed.: Walliser O.H. Springer, 1995. 333 pp.
- Haq B.U., Hardenbol J., Vail P.R. Chronology of fluctuating sea level since the Triassic // *Science.* 1987. Vol. 235. P. 1156–1167.
- Haq B.U., Schutter S.R. A Chronology of Paleozoic Sea-Level Changes // *Science.* 2008. Vol. 322. P. 64–68.
- Harris M.T., Sheehan P.M., Ainsaar L. et al. Upper Ordovician sequences of western Estonia // *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.* 2004. Vol. 210. P. 135–148.
- Heredia S., Beresi M. Ordovician events and sea-level changes on the western margin of Gondwana: the Argentine Precordillera // *Ordovician Odyssey. Proc. of the 7th International Symposium on the Ordovician System, Pacific Section.* / Eds.: J.D. Cooper, M.L. Droser, S.C. Finney. SEPM. California, Fullerton, 1995. P. 315–318.
- Hints O., Delabroye A., Nõlvak J. et al. Biodiversity patterns of Ordovician marine mikrophytoplankton from Baltica: Comparison with other fossil groups and sea-level changes // *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.* 2010. Vol. 294. P. 161–173.
- Huff W., Bergström S.M., Kolata D.R. Gigantic Ordovician volcanic ash fall in North America and Europe: Biological, tectonomagmatic, and event-stratigraphic

- significance // *Geology*. 1992. Vol. 20. P. 875–878.
- Jaanusson V.* Faunal dynamics in the Middle Ordovician (Viruan) of Balto-Scandia // *The Ordovician System: Proc. Palaeontological Association Symposium (Birmingham, September 1974)*. / Ed.: M.G. Bassett. Cardiff: University of Wales Press and National Museum of Wales, 1976. P. 301–326.
- Jaanusson V.* Introduction to the ordovician of Sweden // *Field excursion guide. IV International Symposium on the Ordovician System*. / Eds.: D.L. Bruton, S.H. Williams. 1982. P. 1–10. (Paleont. Contr. Univ. Oslo. Vol. 279).
- James N.P.* The cool-water carbonate depositional realm // *Cool-water carbonates*. / Eds.: N.P. James, J.A.D. Clarke. Tulsa, 1997. P. 1–22. (SEPM Spec. Publ. № 56).
- James N.P., Kendall A.C.* Introduction to carbonate and evaporate facies models // *Facies Models*. / Eds.: R.G. Walker, N.P. James. St. John's Geological Association of Canada, 1992. P. 265–276.
- Jenkins H.C.* Origin of red nodular limestone (Ammonitico Rosso, Knollenkalk) in the Mediterranean Jurassic: a diagenetic model // *Spec. Publ. Int. Ass. Sediment.* 1974. № 1. P. 249–270.
- Kanygin A., Dronov A., Timokhin A., Gonta T.* Depositional sequences and palaeoceanographic change in the Ordovician of the Siberian craton // *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.* 2010. Vol. 296. P. 285–294.
- Lees A., Buller A.T.* Modern temperate water and warm water shelf carbonate sediments contrasted // *Marine Geology*. 1972. Vol. 13. P. 1767–1773.
- Lindström M.* Sedimentary folds and the development of limestone in the early Ordovician Sea // *Sedimentology*. 1963. Vol. 2. P. 243–292.
- Lindström M.* The Ordovician climate based on the study of carbonate rocks // *Aspects of the Ordovician System*. / Ed.: D. Bruton. Oslo; Bergen; Stavanger; Tromsø: Universitetsforlaget, 1984. P. 81–88. (Palaeontol. Contributions from the University of Oslo. № 295).
- Loutit T.S., Hardenbol J., Vail P.R., Baum G.R.* Condensed sections: the key to determination and correlation of continental margin sequences // *Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Spec. Publ.* 1988. № 42. P. 183–213.
- Männil R., Meidla T.* The Ordovician System of the East European Platform (Estonia, Latvia, Lithuania, Byelorussia, parts of Russia, the Ukraine and Moldova) // *The Ordovician System of the East European Platform and Tuva (Southeastern Russia): Correlation Charts and Explanatory Notes*. / Eds.: B.D.R. Webby, R.J. Ross, Y.Y. Zhen. 1994. P. 1–52. (IUGS Publication. 28A).
- McKerrow W.C.* Ordovician and Silurian changes in sea-level // *J. Geol. Soc. London*. 1979. Vol. 136. P. 137–145.
- Munnecke A., Calner M., Harper D.A.T., Servais T.* Ordovician and Silurian sea-water chemistry, sea-level and climate: A synopsis // *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.* 2010. Vol. 296. P. 389–413.
- Nelson C.S.* An introductory perspective on non-tropical shelf carbonates // *Sedimentary Geology*. 1988. Vol. 60. P. 3–12.
- Nestor H., Einasto R.* Ordovician and Silurian carbonate sedimentation basin // *Geology and Mineral Resources of Estonia*. / Eds.: A. Raukas, A. Teedumäe. Tallinn: Estonia Academy Publishers, 1997. P. 192–204.
- Nielsen A.T.* Ordovician sea-level changes: potential for global event stratigraphy. In: *Ordovician from the Andes*. / Eds.: G.I. Albanesi, M.S. Beresi, S.H. Peralta. 2003. P. 445–449. (INSUGEO. Serie Correlación Geológica. 17).
- Nielsen A.T.* Ordovician sea-level changes: a Baltoscandian perspective // *The Great Ordovician Biodiversification Event*. / Eds.: B.D. Webby, F. Paris, M.L. Droser, G. Persival. N.Y.: Columbia University Press, 2004. P. 84–93.
- Nõlvak J., Hints O., Männik P.* Ordovician timescale in Estonia: recent developments // *Proc. Estonian Academy of Sciences. Geology*. 2006. Vol. 55 (2). P. 95–108.
- Odin G.S., Matter A.* De glauconarum originae // *Sedimentology*. 1988. Vol. 28. P. 611–641.
- Pedley H.M., Carannante G.* Cool-Water Carbonates: Depositional Systems and Palaeoenvironmental Controls // *Geol. Society Spec. Publ.* 2006. № 255. P. 1–373.
- Perens H.* Ülemordoviitsiumist Põltsamaa – Jõgeva – Ruskavere joonel // *Liivimaa geoloogia*. / Eds.: T. Meidla, A. Jõelet, V. Kalm, J. Kirs. Tartu: Tartu Ülik. Kirj., 1995. 45–50.
- Ross C.A., Ross J.R.P.* North American depositional sequences and correlations // *Ordovician Odyssey. Proc. of the 7th International Symposium on the Ordovician System, Pacific Section*. / Eds.: J.D. Cooper, M.L. Droser, S.C. Finney. SEPM. California, Fullerton, 1995. P. 309–313.
- Ross J.R.P., Ross C.A.* Ordovician sea-level fluctuations // *Global Perspectives on Ordovician Geology*. / Eds.: B.D. Webby, J.R. Laurie. Rotterdam: Balkema, 1992. P. 327–335.
- Saadre T.* A meridional facies cross-section of Llanvirn-Lower Caradoc, eastern Estonia // *WOGOGOB-94 Symposium*. 1996. P. 109–115. (Danmarks og Grønlands geologiske undersøgelse rapport 1996/98).
- Sarg J.F.* Carbonate sequence stratigraphy // *Sea-level changes: An integrated approach*. / Eds.: C.K. Wilgus, B.S. Hastings, H. Posamentier et al. 1988. P. 155–182. (Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Spec. Publ. No 42).
- Schlager W.* Sedimentology and sequence stratigraphy of reefs and carbonate platforms // *Continuing education course notes series*. Am. Assoc. Petrol. Geol. 1992. Vol. 34. P. 1–72.
- Servais T., Owen A.W., Harper A.D.T. et al.* The Great Ordovician Biodiversification Event (GOBE): The palaeoecological dimension // *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.* 2010. Vol. 294. P. 99–119.
- Stille H.* Grundfragen der vergleichenden Tektonik. Berlin: Borntraeger, 1924. 443 s.
- Su W.* Ordovician sea-level changes: evidence from the Yangtze platform // *Acta Palaeontologica Sinica*. 2007. Vol. 46 (Suppl.). P. 471–476.
- Suess E.* Das Antlitz der Erde. Bd 1. Wien, Prague, Leipzig: F. Tepensky, G. Freytag. 1883. S. 311–788.
- Tuuling I., Flodén T.* The late Ordovician carbonate buildup environment and erosional features northeast of Gotland,

- northern Baltic Proper // *Geologiska Föreningens I Stockholm Förhandlingar*. 2000. 122. P. 237–252.
- Vail P.R., Mitchum R.M., Thompson S. Seismic stratigraphy and global changes of sea-level, part 4: Global cycles of relative changes in sea-level // *AAPG Memoir*. 1977. No 26. P. 83–96.
- Van Wagoner J.C., Posamentier H.W., Mitchum R.M. et al. An overview of the fundamentals of sequence stratigraphy and key definitions // *Sea-level changes: An integrated approach*. / Eds.: C.K. Wilgus, B.S. Hastings, H. Posamentier et al. 1988. P. 39–45. (Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publication. № 42).
- Videt B., Paris F., Rubino J.-L. Ordovician sea level changes: a North Gondwana example // *Contributions of International Symposium Palaeogeography and Global Correlation of Ordovician Events*. Novosibirsk: Geo, 2006. P. 71–73.
- Videt B., Paris F., Rubino J.-L. et al. Biostratigraphical calibration of third order Ordovician sequences on the northern Gondwana platform // *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 2010. Vol. 296. P. 359–375.
- Webby B.D. Steps toward a global standard for Ordovician stratigraphy // *Newsletter on Stratigraphy*. 1998. Vol. 36. P. 1–33.
- Wendt J. Condensed carbonate sedimentation in the late Devonian of the eastern Anti-Atlas // *Eclogae Geol. Helv.* 1988. Vol. 81. P. 155–173.
- Wignall P.B. *Black Scales*. Oxford: Clarendon Press, 1994. 124 pp.
- Woodcock N.H. Sequence stratigraphy of the Paleozoic Welsh Basin // *Journal of the Geological Society of London*. 1990. Vol. 147. P. 537–547.

6. Макрофлористические зоны в стратиграфии континентальных флороносных толщ

И.А. Игнатьев, Ю.В. Мосейчик

Рассматривается история зонального подхода в фитостратиграфии. Анализируются понятие макрофлористической зоны и принципы корреляции этих стратонов. Предлагается выделять макрофлористические зоны как биостратиграфические подразделения, отвечающие определенному этапу эволюции флоры определенной древней фитоохории. В свете этой концепции анализируется практика выделения фитогоризонтов и зон по миоспорам. Дана характеристика макрофлористических зон нижнего карбона.

I.A. Ignatiev, Yu.V. Mosseichik. Megafloal zones in the stratigraphy of continental flora-bearing deposits

The history of zonal approach in phytostratigraphy is briefly reviewed. The concept of “megafloal zone” and the principles of correlation of these stratoons are analyzed. It is suggested to identify megafloal zones as biostratigraphic units corresponding to a certain stage of flora evolution of an ancient phytochorion. In the framework of this concept the practice of establishing phytohorizons and miospore zones is analyzed. The Lower Carboniferous megafloal zones are characterized.

Введение

Зональный подход в стратиграфии коснулся, наверное, если не всех, то, по крайней мере, большинства таксономических групп ископаемых организмов и изучающих их разделов палеонтологии. Палеоботаника здесь не только не исключение, но была с самого начала в авангарде этого движения. И если достижения зональной фитостратиграфии не всегда получали заслуженную оценку, то причина тому во многом кроется, с одной стороны, в недостаточной палеоботанической подготовке геологов и палеонтологов-фаунистов, а с другой – в «фаунистическом шовинизме», широко распространенном особенно среди специалистов по морской фауне. Составляя абсолютное большинство в различных стратиграфических ячейках, комитетах и комиссиях, в том числе на международном уровне, они создали своего рода идеологию, утверждающую не только исключительную значимость морских разрезов и фаунистических методов, но и якобы имманентную дефектность континентальных разрезов и связанных с ними палеоботанических и палинологических подходов.

Между тем, в основе как фаунистических, так и палеоботанических сопоставлений, в общем случае лежит один и тот же природный феномен

– сходные последовательности ископаемых организмов и их комплексов, которые можно толковать как временные. Как остроумно заметил Б.С. Соколов (в беседе с С.В. Мейеном, который передал его мысль одному из авторов настоящей статьи), стратиграфия могла бы существовать и в том случае, если вместо остатков ископаемых организмов геологи изучали последовательности пуговиц разной формы, размеров, цвета и т.д. Эта изначальная «пуговичность» стратиграфии хорошо видна даже в отношении архистратиграфических групп фауны. Яркий пример тому – конодонты, природа которых, не говоря о возможных причинах и закономерностях их пространственно-временного распространения, остается малоизвестной.

Переход от «пуговичной» к каузальной и далее к биосферной (в понимании Ю.Б. Гладенкова [2010]) стратиграфии является идеалом, более или менее достижимой целью биостратиграфических исследований. Но, конечно, никак не научной монополией палеонтологов, специализирующихся на различных группах морской фауны.

В работах палеоботаников можно встретить те же типы зон, которые известны в зональной стратиграфии по основным группам фауны – биозоны,

зоны совместного распространения, филозоны, интервал-зоны, зоны расцвета, комплексные зоны и различные экозоны. В континентальных толщах выделение этих зон является если не исключительным, то, нередко, наиболее эффективным методом стратиграфического расчленения и корреляций различного масштаба.

В то же время, как не раз отмечалось [Гладенков, 2004, 2010], в фитостратиграфии, как и в зональной стратиграфии в целом, сохраняются существенные различия в понимании природы

зональных категорий, их типов, характера, пространственного масштаба и других особенностей, нуждающиеся в экспликации и уточнении.

Настоящая статья посвящена анализу понятия «зона» применительно к макроостаткам растений и, в частности, выяснению соотношения этих подразделений (макрофлористических зон различного пространственного масштаба) с единицами палеофитогеографического расчленения древнего растительного покрова и особенностями протекавших на их территории эволюционных процессов.

Краткий исторический обзор

Результаты первой попытки выделения зон по макроостаткам растений в континентальных флороносных толщах сделались достоянием научного сообщества на год раньше работы А. Оппеля [Orpel, 1856–1858], в которой, как принято считать, было введено само понятие «зона». Х.Б. Гейниц [Geinitz, 1855] выделил такие зоны в каменноугольных отложениях Саксонии и попытался, опираясь на их последовательность, сопоставить угленосные толщи некоторых бассейнов Европы. Эта попытка не принесла крупных результатов и привела даже к некоторой дискредитации фитостратиграфического метода. Причиной этому стала, в первую очередь, недостаточная изученность и нечеткая диагностика видов, использованных Х.Б. Гейницем. Тем не менее, первый шаг был сделан.

Более успешные в этом отношении работы Г.Р. Гепперта [Göppert, 1864–1865 и др.] в Силезии и Л. Лекере [Lesquereux, 1870, 1874 и др.] в Северной Америке не смогли изменить отношения к стратиграфическим возможностям ископаемых растений. До 1875 г. многие геологи открыто сомневались в перспективах их использования для определения относительного возраста горных пород.

Решающую брешь в этом скепсисе пробил основополагающий труд Ф.С. Гранд-Эри «Каменноугольная флора департамента Луара и центра Франции» [Grand'Eury, 1877]. Как отметил Ш.-Р. Зейлер¹, в этой работе Ф.С. Гранд-Эри впервые показал существование в каменноугольной формации последовательных интервалов (*étages successifs*), хорошо охарактеризованных и ясно различимых по флоре.

В ней же Ф.С. Гранд-Эри первым сформулировал и одну из главных методологических установок стратиграфической палеоботаники – тесную связь решения стратиграфических задач с разработкой систематики ископаемых растений: «Стратиграфическая ботаника, – писал он [Grand'Eury, 1877, р. 353], – целиком подчинена ботанике системати-

ческой. <...> Степень точности, которую можно достичь в стратиграфии с помощью ископаемых растений, зависит от уровня знания последних в палеоботанике. Использование отпечатков растений в геологии должно быть основано на точном различении групп (которые являются не фантазиями нашего ума, но реальностями) и на хорошем знании видов, которое одно может заставить увидеть в них аналогии, отличия и модификации».

Окончательное утверждение зонального подхода в фитостратиграфии связано с именем Ш.-Р. Зейлера – ученика и последователя Ф.С. Гранд-Эри [Corsin, 1970]. В частности, Ш.-Р. Зейлер выделил в каменноугольных отложениях угольного бассейна севера Франции 3 последовательных зоны по макроостаткам растений, которым дал буквенные обозначения А, В и С [Zeiller, 1888]. Эти зоны характеризовались составом и частотой встречаемости таксонов, которая оценивалась по качественной шкале: довольно часто, часто, очень часто, довольно редко, редко.

При этом ни в этой, ни в более поздних работах Ш.-Р. Зейлер не вкладывал в свои зоны какого-либо эволюционного смысла. Он был эволюционистом, но, как указывал один из его биографов [Andrews, 1980], «недарвиновского толка», Ш.-Р. Зейлер симпатизировал сальтационистским взглядам Ф.С. Гранд-Эри.

Не рассматривал Ш.-Р. Зейлер и соотношение выделяемых им зон с единицами палеофитогеографического расчленения, хотя именно он первым доказал существование ботанико-географических провинций, по крайней мере, с карбона [Zeiller, 1897].

Географическое разнообразие комплексов растительных макроостатков разных геологических эпох было осознано и отрефлектировано далеко не сразу.

В начале XIX столетия основатели научной палеоботаники – Э.Ф. фон Шлотгейм, Ад. Броньяр и К.М. фон Штернберг пришли к выводу о том, что в истории Земли сменилось несколько эпох, в течение которых в растительном покрове преобладали разные растения. Вопрос о возможности суще-

¹ Zeiller R. Discours prononcé à l'occasion du Cinquantenaire de l'Association des Ingénieurs sortis de l'École des Mines de Paris (juillet 1914).

ствования в эти эпохи ботанико-географической дифференциации не возникал как из-за отсутствия фактических данных, так и, в первую очередь, необходимых концептуальных предпосылок: география современных растений делала в то время лишь первые шаги. Лишь в 1820 г. О.П. Декандоль впервые выделил флористические области Земли, а в 1835 г. его сын – А. Декандоль опубликовал первый флористико-географический анализ ископаемых флор разных геологических эпох (подробнее см. [Игнатъев, 2005]).

В те же годы стало ясно, что растительные остатки можно использовать в качестве «руководящих ископаемых» для распознавания пластов соответствующих эпох: ученик А.Г. Вернера Э.Ф. фон Шлотгейм [Schlotheim, 1804] опередил в этом У. Смита, обычно считающегося «отцом» биостратиграфии.

Практика использования растительных остатков как «руководящих ископаемых» превалировала до конца XIX столетия, не в последнюю очередь из-за не осознававшейся учеными узкой локализации исследований. Палеоботаника развивалась преимущественно в Европе (Германии, Англии, Франции, Чехии и др.), региональные флоры которой в разные эпохи были близки, входя в состав одних и тех же палеофлористических царств и областей. На почве этого сходства возник научный миф о том, что каменноугольная, юрская, третичная и другие флоры были, в общем, достаточно однообразны по всей Земле.

Успехи ботанической географии и распространение эволюционизма начиная с 1860-х гг. не изменили этого положения: идеи эволюции и географического разнообразия флор долгое время оставались чуждыми стратиграфической палеоботанике.

Лишь отдельные мыслители, вроде философа Г. Спенсера [1866] и соратника Ч. Дарвина Т.Г. Гексли [Huxley, 1862], указывали на то, что сходство пространственно удаленных друг от друга стратиграфических последовательностей органических остатков (их гомотаксальность, однопорядковость) не означает их геологической одновременности, а скорее наоборот. Это сходство может быть обусловлено процессами расселения и миграции организмов. В этом заключался известный принцип гомотаксальности, связываемый с именем Т.Г. Гексли².

В 1930-х – начале 1950-х гг. масштабную попытку соединить фитостратиграфию с представлениями о географии и эволюции растений и флор предпринял выдающийся теоретик палеоботаники А.Н. Криштофович [1937, 1946а, 1946б, 1950, 1957 и др.].

² Иную трактовку этого принципа, отождествляющую гомотаксальность с геологической одновременностью, развивал С.В. Мейен [1989].

Эволюционные взгляды А.Н. Криштофовича близки к номогенезу Л.С. Берга [1922] и, особенно, к ортогенезу Т. Эймера [Eimer, 1888, 1897]. Подобно номогенетикам А.Н. Криштофович полагал, что единство химической организации порождает единообразные, закономерные приспособительные реакции растений. Спектр этих реакций, в том числе, связанных с образованием тканей и защитных структур репродуктивных органов, ограничен и проявляется в разных группах растений независимо и полифилетически.

Вслед за Т. Эймером А.Н. Криштофович считал, что главным двигателем эволюции растений являются изменения среды, связанные, по его мнению, прежде всего, с переменами в географическом положении и характеристиках климатических зон. Эти изменения дают первоначальный толчок пластичным формам, определяют направление их эволюции, а также биологические возможности распространения носителей новых черт. При этом новообразования закрепляются наследственно и, возможно, обусловлены строением генома весьма отдаленных предков.

Случайность в эволюции сводится к сумме рисков, которым подвергается таксон за время своего существования. Чем эта сумма больше, тем ближе род или вид растений к порогу исторического небытия. Поэтому первым, хотя и наименее энергичным, фактором эволюции является само время [Криштофович, 1946а, 1957].

А.Н. Криштофович [1946а] подчеркивал, что в эволюционных изменениях растительного покрова на первое место надо ставить не филогенез (виды и роды растений могут существовать без существенных изменений миллионы лет), а миграции и изменения состава растительных формаций под влиянием перемен внешних условий, различные экологические замещения, иными словами, филоценогенез и флорогенез.

Из этой эктогенетической концепции эволюции растений и флор вытекало представление о внешней обусловленности ее основных этапов («растительность следует за меняющейся веками средой») и их совпадении с основными вехами геисторической периодизации.

Что касается зонального подхода, А.Н. Криштофович [1945] считал целесообразным выделение зон на региональном и местном уровне, причем как монотаксонных, отражающих отдельные филогенетические события, так и «комплексных», связанных с изменениями состава растительных формаций. «Для слоев или частей свиты – писал он [там же; цит. по: Криштофович, 1959, с. 357], – или даже больших образований более крупного ранга может и должно применяться обозначение «зона», с присоединением фаунистической или

флористической характеристики, причем можно различить зону высшего порядка – «биозону», характеризуемую комплексом видов или фауной (флорой), и «эйдозону» – наименьшую палеонтологически взятую единицу, преимущественно характеризующуюся одним видом. Термины последнего ранга (биозоны и эйдозоны) могут составлять части и единицы общей шкалы, хотя они и не имеют вполне универсального значения».

Квинтэссенция стратиграфической концепции А.Н. Криштофовича заключена в уточненной формулировке упоминавшегося выше принципа Т.Г. Гексли, вводящей в него обязательный учет палеофитогеографических соотношений ископаемых флор.

«Основной принцип стратиграфии, – подчеркивал А.Н. Криштофович [1948; цит. по: Криштофович, 1959, с. 391], – что отложения одинакового возраста содержат одинаковую фауну или флору, в самом своем существовании ошибочны, если понимать это положение буквально. <...> Палеонтология сама по себе констатирует скорее гомотаксальность, чем синхронизм, и последний может быть установлен затем на основании дополнительных исследований ряда фактов и признаков, при полном учете географической обстановки».

По его мнению, развивая дальше идею Т.Г. Гексли, этот принцип можно сформулировать следующим образом: «совершенно различные флоры, тем более взаимно далеко удаленные как по долготе, так и, особенно, по широте, могут иметь один и тот же геологический возраст, т.е. представлять лишь иную растительную зону, пояс, провинцию, сообщество, формацию. Наоборот, одинаковые растительные комплексы, разделенные более или менее большими пространствами, особенно по широте (на разных широтах), могут иметь различный возраст, но в этих случаях, конечно, при достаточно большом числе форм, они не будут совершенно тождественны, отличаясь присутствием различных спутников (эволюция растительной формации) и испытывая те или иные морфологические отклонения (эволюция вида), может быть не всегда еще доступна учету» [Криштофович, 1948; цит. по: Криштофович, 1959, с. 391–392].

При этом получившая в дальнейшем наибольшее распространение флористическая палеофитогеография осталась за рамками построений А.Н. Криштофовича. Он считал, что понятия флористической и фаунистической области слишком формальны и абстрактны. Анализ фаун и флор показывает, что каждая из них является результатом многократного исторического смещения форм, а усиленное развитие отдельных элементов часто накладывает на них отпечаток, соответствующий одному генетическому моменту [Криштофович, 1948].

Среди последователей А.Н. Криштофовича только В.А. Вахрамеев сделал несколько шагов в направлении дальнейшего синтеза флористической с палеофитогеографией. Под влиянием работ Е.В. Вульфа [1933, 1944] он обратился к отвергнутой А.Н. Криштофовичем флористической географии растений, основанной на учете таксономического состава флор, хотя при этом исподволь опирался на отдельные «характерные» своим физиономическим обликом формы. Изучая палеофитогеографию и стратиграфию юры и раннего мела Евразии, В.А. Вахрамеев [1964 и др.] пришел к выводу о том, что комплексы ископаемых растений, характеризующие стратонемы ранга ярусов и частей отделов, могут выделяться и использоваться для корреляции только в пределах соответствующей палеофлористической области, а иногда и провинции.

Позднее этот вывод трансформировался в общую идею о связи флороносных толщ с теми или иными древними фитохориями. По мнению В.А. Вахрамеева [1964], для сопоставления таких толщ необходимо опираться на «пограничные разрезы», в которых могут быть встречены совместно формы, характерные для соседних фитохорий.

При этом в своих флористических построениях В.А. Вахрамеев не обращался к зональному подходу. В региональной стратиграфии он развивал идею горизонта, характеризующегося растительными или растительными и животными остатками в областях развития толщ, состоящих из переслаивания морских и континентальных образований. В частности, он отмечал, что наиболее устойчивые горизонты могут прослеживаться опять же в пределах флористической провинции или даже области [Вахрамеев, 1964].

Возврат к флорогенетическим идеям А.Н. Криштофовича на новом, более глубоком основании осуществил в середине 1980-х годов другой выдающийся отечественный палеоботаник, виднейший теоретик С.В. Мейен.

Приняв вслед за В.А. Вахрамеевым флористико-географический подход к изучению ископаемых флор, С.В. Мейен значительно углубил его теоретические основы и преобразовал в динамическую сторону.

Он обосновал необходимость перехода от статичных схем палеофлористического районирования к частным динамическим реконструкциям эволюции отдельных фитохорий (сценариям), а затем – к глобальным моделям эволюции растительного покрова.

Развивая идеи А.Н. Криштофовича, С.В. Мейен подчеркивал, что для корреляции разрезов, находящихся на территории разных палеофитохорий, особенно приуроченных к разным климатическим

поясам, необходимо привлекать данные о флорогенетических изменениях, связанных с переменами физико-географической обстановки и климата.

Высказывавшаяся В.А. Вахрамеевым мысль о стратиграфической значимости разрезов, расположенных на границах соседних фитохорий, приобрела у С.В. Мейена более определенный фитогеографический смысл: важны не просто пограничные разрезы, а те из них, которые расположены в «экотонах» или «зонах перехода» между фитохо-

риями, где, собственно, чаще всего и встречаются «смешанные» флористические комплексы.

При этом следует иметь в виду, что в построениях С.В. Мейена и В.А. Вахрамеева палеофитохории представляли собой нанесенные на современную топографическую основу оконтуренные области распространения разновозрастных комплексов растительных остатков определенного типа. Эксплицитного палеогеографического и флорогенетического содержания в этих схемах было мало.

Палеофитогеография – основа выделения зон по макроостаткам растений

Предлагаемый в настоящей статье подход представляет собой синтез идей зональной стратиграфии, палеофитогеографии и теории эволюции растений. Фактически, речь идет о развитии некоторых идей С.В. Мейена, научной школе и ученой генерации которого принадлежат авторы.

Начиная, по меньшей мере, со второй половины силура и донныне растительный покров суши характеризуется выраженной провинциальностью, обусловленной, прежде всего, существованием термических поясов Земли, взаимным распреде-

лением крупнейших океанических и сухопутных масс, а также способностью растений расселяться, преодолевая различные барьеры. Отчетливость и глубина географической дифференциации растительного покрова в каждую эпоху зависит от достигнутого уровня эволюционного развития растений, продолжительности этого развития в пределах крупнейших материковых и субматериковых изолятов, а также от долговременного действия абиотических факторов – от глобальных до региональных и локальных (табл. 6.1).

Таблица 6.1

Уровни организации растительного покрова Земли и их ведущие факторы, по [Мазинг, 1988]

Фактор	Масштаб, км ²			
	планетарный (10 ⁶ -10 ⁸)	региональный (10 ³ -10 ⁵)	ландшафтный (1-10 ²)	ценоотический (1)
Сональная радиация, суммы температур				
Сезонные факторы (времена года)				
Форма рельефа				
Факторы высотной поясности				
Океаничность, континентальность климата				
Антропогенное влияние				
Поемность, эрозия				
Свойства почвы (механический состав, плодородие)				
Свет				
Межвидовые взаимоотношения				

Растительный покров Земли имеет исторически сложившуюся иерархическую структуру. Члены иерархии – флористические общности разного масштаба – носят общее название «фитохория», от которого для обозначения древних общностей произведено название «палеофитохория». Принципы выделения палеофитохорий рассмотрены в работах [Вахрамеев и др., 1970; Игнатъев, 2005; Мейен, 1968, 1976, 1987а, 2005; Мосейчик, 2004, 2005а, 2009, 2010; Vakhrameev et al., 1978 и др.].

Палеофитохории рассматриваются в настоящей работе не только как формальные единицы ботанико-географического районирования, но, прежде всего, как исторически сложившиеся естественные ландшафтно-географические выделы, которые характеризуются таксономическим своеобразием и эндемизмом флоры, а также совокупностью доминирующих типов растительных сообществ.

В таком понимании фитохории и палеофитохории обладают структурно-функциональным единством, наличием внешних границ, определенной целостно-

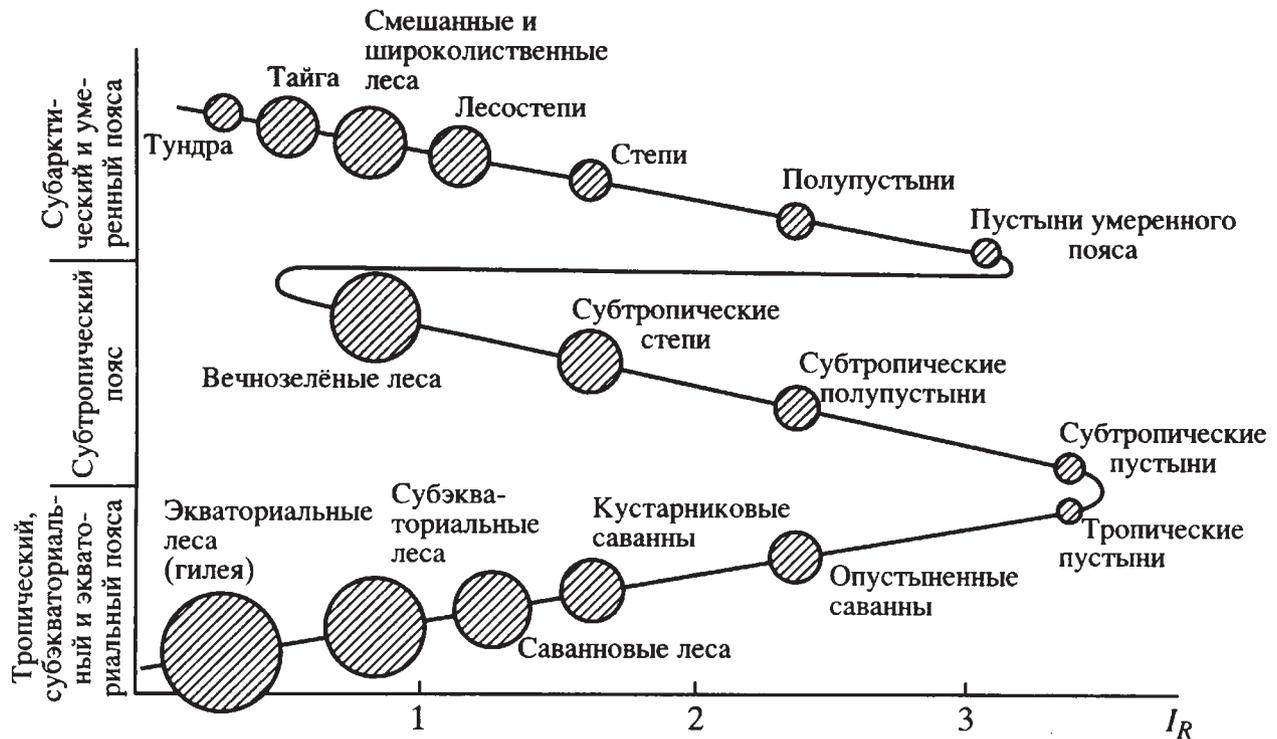


Рис. 6.1. Периодический закон географической зональности, по [Географический..., 1988].

I_R – радиационный индекс сухости, соответствующий отношению радиационного баланса к количеству тепла, необходимого для испарения годовой суммы осадков; относительный размер кружков отвечает биологической продуктивности соответствующих ландшафтов и господствующих растительных формаций

стью и интегрированностью и, как таковые, являются субъектами эволюционного процесса. Как подчеркивал С.В. Мейен [2003а, с. 135], «в конечном счете, эволюируют не отдельные органы, таксоны и экосистемы, а целостные биогеографические единства, вся биосфера, и требуется объяснить именно их эволюцию, а не только выборочных элементов живого».

Ландшафтно-географическое и климатическое своеобразие фитохорий существенно влияет на темпы и формы эволюции, полноту реализации гомологических рядов изменчивости, спектр жизненных форм растений и их сообществ. При этом чем более однородны ландшафтно-климатические условия фитохории, тем более сходно и синхронно протекают на ее территории эволюционные изменения.

Сходство ландшафтно-географических и климатических условий даже сильно удаленных и длительное время изолированных друг от друга фитохорий способствует формированию множественных параллелизмов у растений соответствующих флор (примеры см. [Мейен, 1967, 1969; Мейен, 1969а,б, 1971а,б; Мосейчик, 2005б и др.]).

Несмотря на отсутствие резко выраженных экваториально-полярных градиентов разнообразия, есть основания полагать, что у высших растений экваториальных фитохорий, особенно влаж-

ных тропических лесов и их ископаемых аналогов, интенсивность эволюционных (в том числе макроэволюционных) изменений особенно велика [Мейен, 1986, 1987б].

При этом из периодического закона природной зональности А.А. Григорьева и М.И. Будыко [1966] (рис. 6.1) вытекает существование в каждом полушарии, по крайней мере, еще двух «полюсов» (а значит и соответствующих фитохорий), к которым приурочены экосистемы с максимальной продуктивностью и, вероятно, повышенной интенсивностью эволюционных процессов [Мосейчик, 2005б, 2010].

Единство фитохории как субъекта эволюционного процесса подразумевает одинаковую направленность и синхронизм эволюционных изменений на ее территории, т.е. во всех подчиненных фитохориях.

Имеются в виду как эволюционные тенденции (общее сходство эволюционных изменений), так и случаи повторения в разных местах одинаковых эволюционных актов (политопное происхождение видов; см. [Толмачев, 1958]).

В свете сказанного, любые фитоэволюционные подразделения, в том числе зоны по макроостаткам растений, относятся к каким-

либо палеофитохориям и связанным с ними осадочным толщам и обстановкам осадконакопления. В принципе это положение можно отнести, с теми или иными уточнениями, к любым био-

стратиграфическим подразделениям. Географическое разнообразие, провинциализм – столь же фундаментальное свойство биосферы, как и другие основные атрибуты жизни на Земле.

Фитохории и время

Сформулированное положение можно подкрепить и эксплицировать, обратившись к теории времени. Как показал С.В. Мейен [1984], время – не абстрактное вместилище вещей и событий, процесс или отношение, а собственная (внутренняя, имманентная) изменчивость любых природных образований или классов объектов. С этой точки зрения времен столько, сколько существует природных объектов и их классов. Разнообразие времен определяется структурой разнообразия мира, его типологией, откуда и название концепции С.В. Мейена – типологическая.

Как подчеркивал С.В. Мейен, такое представление о времени не обязательно связано с часами, что особенно важно для биологии и геологии, где временные свойства нередко изучаются в рамках отношений раньше–позже, в отсутствие метрики, задаваемой стандартными единицами. При этом метрика легко вводится в это представление о времени с помощью «часов», под которыми понимаются любые природные объекты, изменчивость которых циклична, а циклы регистрируются счетчиками. В качестве часов могут выступать и тради-

ционные астрономические процессы, и объекты, лежащие в основе абсолютной геохронологии.

С точки зрения этой концепции, каждая фитохория обладает своим индивидуальным временем, которое можно отождествить с ее собственными, внутренними изменениями, в пределе – с эволюцией этой фитохории.

Думается, однако, при этом необходимо уточнить, что время фитохории составляют не любые, а лишь закономерные направленные изменения, эволюционные тенденции ее растительного покрова. Для стратиграфии здесь важно то, что эти эволюционные изменения синхронны по определению. Соответственно, синхронны и любые конкретные гомотаксальные последовательности растительных остатков, относящиеся к одной фитохории и отражающие ее собственное время.

Из сказанного следует еще один важный стратиграфический вывод. У соподчиненных палеофитохорий собственное время (эволюционные изменения) единиц более высокого ранга позволяет синхронизировать собственные времена ее подразделений, т.е. коррелировать выделяемые для них фитостратоны.

Понятие макрофлористической зоны

В качестве основной операциональной единицы мы предлагаем использовать макрофлористическую зону (megafloreal zone) в ее идущем от Ш.-Р. Зейлера традиционном западноевропейском понимании – как интервал распространения определенного комплекса макроостатков растений, которому может придаваться тот или иной эволюционный смысл.

Постранственный масштаб таких зон может быть различным: от локального до межрегионального. Тем самым обеспечивается базовое единство терминов и подхода, применяемых в фитостратиграфии палеозоя большей части палеоботанически изученных территорий земного шара.

В то же время эту трактовку следует уточнить, сопоставляя макрофлористическую зону с этапом эволюции флоры определенной палеофитохории. В таком понимании пространственный масштаб макрофлористических зон определяется размерами соответствующей фитохории, а детальность

зонального расчленения – характером, амплитудой и интенсивностью протекавших в ней эволюционных процессов.

В терминах действующего «Стратиграфического кодекса России» [2006] макрофлористическая зона определяется нами как биостратиграфическое подразделение, представляющее собой совокупность слоев, характеризующуюся определенным комплексом макроостатков высших растений, который отличается от таких комплексов в подстилающих и перекрывающих слоях и отвечает определенному этапу эволюции флоры определенной древней фитохории.

В этом определении термин «флора» трактуется не только историко-географически – как сформировавшаяся на определенной территории совокупность видов растений, но и геоботанически – с учетом слагающих флору растительных сообществ и группировок. В этом мы следуем работам [Мейен, 1987а; Вахрамеев и др., 1970; Vakhrameev et al., 1978].

В русле идей А.И. Толмачева [1974 и др.] и его школы [Теоретические..., 1987], эволюция флоры понимается нами как триединый процесс:

1) эволюции видов и таксонов более высокого ранга (*филогенез*);

2) эволюции растительных сообществ и группировок (*филоценогенез*; прежде всего, различные экодинамические смены, экологические замещения и изменения соотношений доминирования в фитоценозах);

3) формирования надценотических общностей – флор из местных и/или миграционных элементов, их прогрессивного развития, стабилизации и распада (*флорогенез*).

Эти процессы имеют различный временной масштаб: от тысяч и даже сотен лет до десятков миллионов лет.

Палеоботанические данные свидетельствуют о том, что филогенетические события, в том числе связанные с образованием видов, происходят достаточно редко. Известны примеры длительного – в течение миллионов лет – существования видов и родов ископаемых растений [Криштофович, 1957; Мейен, 2009]. Как показал еще Й.П. Лотси, процесс эволюции может идти при постоянстве видов. При этом новые виды возникают скачкообразно (*сальтационно*). Свидетельствующие об этом факты обобщены в ряде недарвиновских концепций эволюции, в частности, в теории *гибридогенеза* [Попов, 1963; Назаров, 2005]. То же можно сказать о надродовых таксонах и ведущих к их образованию макромутациях.

В то же время ареал, обилие и роль видов в фитоценозах могут испытывать быстрые (за сотни или немногие тысячи лет), значительные изменения, вызванные климатическими и другими абиотическими факторами.

Как показывает современная геоботаника, виды в сообщества на всех уровнях организации растительного покрова объединяют не столько взаимовлияние самих растений, сколько факторы внешней среды (см. табл. 6.1). При этом степень интегрированности растительных сообществ значительно ниже таковой растительных организмов и во многом определяется характером и стабильностью условий местообитания. В своем распространении растения тяготеют к определенным «экологическим нишам», которые

представляют собой своего рода экологическую «специализацию» видов, предпочтение ими определенных условий местообитания, биотопов (подробнее см. [Миркин, Наумова, 1998]). Существенное изменение, сокращение или уничтожение этих биотопов под воздействием внешних факторов ведет к угнетению и выпадению из сообществ видов и их групп. Расширение других биотопов и появление новых типов местообитаний может, напротив, стимулировать расцвет видов и их группировок, способствовать «более плотной упаковке» соответствующих экологических ниш (т.е. развитию видов со сходной экологической «специализацией»).

Таким образом, как отмечал еще А.Н. Криштофович, наиболее заметную роль в эволюции растительного покрова часто играют не филогенетические события, а процессы флоро- и филоценогенеза. При этом климатические, палеогеографические и другие абиотические события выполняют функцию «спусковых механизмов», которые вызывают и отчасти направляют закономерные процессы эволюции растений.

Под «этапом эволюции» фитоценоза в приведенном выше определении следует понимать временной интервал, на протяжении которого получают распространение флористические изменения, определяющие своеобразие зонального комплекса и его отличия от таких комплексов в подстилающих и перекрывающих слоях.

При описании макрофлористических зон в предложенном выше понимании рекомендуется указывать палеофитоценоз, для которой они выделяются.

Макрофлористические зоны в некоторых существенных чертах сходны с комплексными биостратиграфическими зонами в трактовке действующего «Стратиграфического кодекса России» [2006], характеризуясь комплексом древних организмов (в данном случае, высших растений). Как и комплексные зоны, макрофлористические зоны могут быть местными и провинциальными [там же, с. 39]. Некоторые макрофлористические зоны являются экозонами в смысле Кодекса [там же], отражая прижизненные эколого-ценотические связи вымерших растений и особенности ландшафтно-седиментологических обстановок, в которых они произрастали.

Особенности макрофлористических зон

Зональный комплекс макрофлористической зоны представлен совокупностью связанных между собой историко-географически коэволюирующих видов ископаемых растений. Эти виды могут принадлежать разным палеофитоценозам.

Смена этих комплексов обычно не происходит скачкообразно и целиком. Вместо этого наблюдается появление и/или исчезновение отдельных видов или изменение их количественных соотношений (соотношений доминирования). Геоботаническое объяснение этому приведено выше: угасание

и расцвет видов имеет избирательный характер и касается отдельных биотопов.

Видимая резкость и полнота смены комплексов обычно указывает на крупный перерыв в осадконакоплении, резкую смену палеогеографической обстановки или иные абиотические изменения, нарушающие полноту палеоботанической летописи.

Подобно таксонам организмов, у зональных комплексов можно различать «ядро» и «периферию». В состав «ядра» входят виды, которые в своем распространении не выходят за пределы зоны или приурочены преимущественно к ней, либо, наконец, представлены в ней с наибольшим распространением и обилием.

«Периферию» зонального комплекса составляют виды, которые хотя бы одним из «концов» интервала своего распространения выходят за пределы соответствующей зоны, встречаясь там, однако, с меньшей частотой и обилием.

«Периферии» соседних зональных комплексов обычно перекрываются, указывая на «смыкаемость» соответствующих макрофлористических зон.

Зональный комплекс, особенно его «ядро», по-видимому, формируется при достаточно стабильных условиях внешней среды и осадконакопления.

Названия макрофлористических зон традиционно даются по родам или видам-индексам. При этом желательно, чтобы индексы являлись характерными эндемиками соответствующей палеофитохории в охватываемый зоной период ее исторического развития.

При этом наличие вида-индекса (или видов-индексов) не является необходимым и достаточным условием для распознавания зоны. В конкретных разрезах, в силу историко-географических, тафономических и иных причин, отдельные или даже все индексы могут отсутствовать. Тогда мы, с одной стороны, опираемся на всю последовательность зональных комплексов, а с другой, следуя выдвинутому С.В. Мейеном [1989] принципу *хронологической взаимозаменяемости признаков*, используем для распознавания зоны другие таксоны зонального комплекса, а также иные признаки, связанные с тем же этапом развития соответствующей древней фитоохории.

Границы макрофлористических зон представляют собой условные уровни, отделяющие друг от друга «ядра» соседних зональных комплексов. Их проведение всегда условно и является предметом конвенции между стратиграфами.

В то же время распространено другое представление о границах зон – как реальных уровнях, на которых происходит смена зональных комплексов. Думается, однако, таких уровней в природе нет, идет ли речь о континентальных или морских толщах.

Фиксация подобных смен в конкретных разрезах теоретически возможна лишь в обстановках осадконакопления и последующего диагенеза, которые обеспечивали бы формирование т.н. *непрерывной* стратиграфической последовательности органических остатков без малейших перерывов, фациальных замещений, различных нарушений и т.д. Очевидно, подобные обстановки, если вообще существуют, представляют редкое исключение, а не ситуацию, с которой обычно имеет дело палеонтолог-стратиграф. Непрерывная последовательность является, в лучшем случае, *стратиграфической идеализацией* вроде идеального газа в физике. То же можно сказать о границах, на которых якобы происходит смена зональных комплексов.

При этом трудно представить себе последовательность, которая бы менее соответствовала такой идеализации, чем последовательность растительных макроостатков, даже в насыщенных ими континентальных разрезах. Флористическая последовательность характеризуется резко выраженной *дискретностью*. Остатки растений обычно встречаются в небольших по площади и мощности захоронениях, разделенных более или менее крупными перерывами и/или интервалами, которые не содержат растительного материала.

Это обусловлено не только условиями захоронения (см. обзор [Terrestrial..., 1992]), но и биологическими особенностями растительного покрова; прежде всего, его ярко выраженной географической неоднородностью и разобщенностью различными барьерами. При этом, как указывал С.В. Мейен [2003б], по мере движения в глубь геологической летописи дискретность растительного покрова (разделение его на четко отграниченные друг от друга сообщества с выраженными доминантами и т.д.), по-видимому, возрастает.

Таким образом, даже местные флористические последовательности, не говоря о региональных и более общих, реконструируются из частных последовательностей разобщенных захоронений. Лишь изучив доступные разрезы, выявив состав и последовательность комплексов, характеризующих территорию соответствующей палеофитохории, можно условно наметить уровни смены этих комплексов, привязав их для удобства распознавания и прослеживания к каким-то литологическим реперам. В свете сказанного в фитостратиграфии оказывается непригодной формалистическая концепция «золотых гвоздей», требующая несуществующих в природе сплошной охарактеризованности разрезов растительными остатками и резкого (сальтационного) характера смены видов и зональных комплексов.

Типификация макрофлористических зон и их границ. Западноевропейские и американские

исследователи не выделяют стратотипов макрофлористических зон и их границ. Аргументация этого подхода дана О. Шиндевольфом [Schindewolf, 1970].

Думается, однако, выделение стратотипов макрофлористических и иных зон оправдано, по крайней мере, в двух аспектах.

С одной стороны, по аналогии с голотипом в международных кодексах зоологической и ботанической номенклатуры, стратотип – это *номинифер* (носитель названия) стратона, который должен оставаться в его составе при любых пересмотрах его объема и границ. Это позволяет обеспечить стабильность стратиграфической номенклатуры, в том числе право приоритета и установление синонимии и гомонимии названий стратонов. Иначе всегда можно апеллировать к различиям в понимании стратона разными авторами.

С другой стороны, жестко связанный с названием стратона стратотип обеспечивает аутентичность стратона при любой переработке стратиграфических схем.

При этом стратотип не обязательно должен быть эталоном для сравнения, как закреплено в действующем «Стратиграфическом кодексе России» [2006]. Стратиграфические сравнения, лежащие в основе корреляции, обычно осуществляются сложным путем, через промежуточные разрезы и взаимозаменяемость признаков, а не прямым сравнением со стратотипом. Думается, подобно голотипу в биологической систематике, стратотип не обязательно должен быть самым лучшим или характерным разрезом стратона.

В то же время едва ли есть смысл выделять отдельные стратотипы границ макрофлористических зон, как, впрочем, и других стратиграфических подразделений. Стратоны определяются не границами снаружи, а базовым интервалом распространения своих характерных признаков внутри. Основой для корреляций служит гомотаксальность, а не формальная процедура сравнения с лимитотипом.

Смыкаемость макрофлористических зон. Согласно действующему «Стратиграфическому кодексу России» [2006, с. 38] смежные зоны должны обладать *смыкаемостью*. Иными словами, зональная последовательность должна быть не-

прерывной в смысле отсутствия интервалов, не охарактеризованных зональными комплексами или таксонами, а также заметных перерывов в осадконакоплении.

Макрофлористические зоны вполне отвечают этому требованию, если речь идет о реконструированной зональной последовательности (стратиграфическом обобщении), а не об отдельных ее фрагментах в конкретных разрезах, которые обычно содержат многочисленные перерывы и интервалы, не охарактеризованные растительными остатками.

Корреляция макрофлористических зон с зональными шкалами по другим, в том числе морским организмам осуществляется традиционно – путем изучения разрезов с чередованием морских и континентальных отложений. Еще один подход связан с изучением спорово-пыльцевых спектров, содержащихся в одновозрастных морских и континентальных осадках. Все это позволяет достаточно надежно привязывать макрофлористические зоны к стратотипам подразделений международной шкалы (см. например [Wagner, 1984 и др.]).

Общая логика сопоставления самих макрофлористических зон основывается на представлении о том, что в пределах крупнейших палеофитохорий эволюционные изменения флоры единиц более высокого ранга являются общими для входящих в них более мелких единиц: изменения во флоре царства отражаются во флорах областей, областей – во флорах провинций, последних – во флорах округов. Эта общность изменений и позволяет сопоставлять макрофлористические зоны разного пространственного масштаба, которые могут выделяться для соподчиненных палеофитохорий.

В терминах изложенной выше типологической концепции времени это означает, что индивидуальные времена соподчиненных палеофитохорий отражают единое собственное время самой крупной из них, что и позволяет синхронизировать все это временное разнообразие.

Сопоставление последовательностей макрофлористических зон, характеризующих крупнейшие палеофитохории (царства), опирается на глобальные тенденции в эволюции растительного покрова Земли, т.е. на его индивидуальное время как единого целого.

Макрофлористические зоны и фитогоризонты

В отличие от Западной Европы и Северной Америки, в отечественной стратиграфической палеоботанике зональное направление до сих пор широко не привилось. Наиболее употребительным «палеоботаническим» стратоном стал *фитогоризонт*, синонимом которого является

коррелятивный флористический комплекс, часто называемый *флористическим комплексом*. Эти понятия до сих пор не включены в «Стратиграфический кодекс России» [2006], где присутствуют только *слои с флорой*, да и то в качестве вспомогательного подразделения.

Наименование фитогоризонтов не опирается на какие-либо правила. Некоторые исследователи дают им и коррелятивным флористическим комплексам географические названия, совпадающие с названиями характеризуемых ими региональных и местных стратиграфических подразделений.

Стратотипы фитогоризонтов обычно не выделяют. В результате разные авторы нередко трактуют их весьма различно. Встречаются и разные фитогоризонты с одинаковыми названиями.

Примером выделения последовательности коррелятивных флористических комплексов для большой территории, длительное время находившейся в изоляции от других крупнейших флористических общностей, может служить работа [Мейен, 1990; Meyen, 1982]. С.В. Мейен установил систему указанных комплексов для карбона и перми северного внетропического палеоконтинента Ангарида (табл. 6.2), выделив одноименные региональные фитогоризонты.

Таблица 6.2

Система коррелятивных флористических комплексов для карбона и перми Ангарида, из [Мейен, 1990]

Возраст	Коррелятивные флористические комплексы (фитогоризонты)	Кузнецкий бассейн (горизонты)	Тунгусский бассейн (горизонты)	Северная часть Зап. Верхоянья (свиты)	Северо-Восток СССР Дальний Восток (свиты)
PT	Пост-кордаитовый		Корвунчанская серия (нижняя часть)	Эквиваленты корвунчанской серии Тунгусского бассейна	
	Сульцивный (S)	Тайлуганский Грамотеинский	Гагарьеостровский		
P ₂	Руфлориево-сульцивный (RS)	Ленинский	Устьдегалинский		
	4-ый руфлориево-кордаитовый (RC-4)	Ускатский Казанково-Маркинский	Пеляткинский	Дулгалахская	
	3-ий руфлориево-кордаитовый (RC-3)	Кузнецкий	Эквиваленты Кузнецкого горизонта Кузбасса		
P ₁	2-ой руфлориево-кордаитовый (RC-2)	Ускатский Кемеровский	Бургуклинский	Верхний Сюренская Нижний Халджинская	
	1-ый руфлориево-кордаитовый (RC-1)	Ишановский			
	3-ий руфлориевый (R-3)	Промежуточный	Эквиваленты Промежуточного горизонта Кузбасса	Эчийская Мегенская Халданская	
C ₃	2-ой руфлориевый (R-2)	Алыкаевский	Катский	Верхний	
	1-ый руфлориевый (R-1)	Мазуровский			
C ₂	Птеридоспермовый (Pter.)	Каезовский	Янготойский	Суорганская Юпенчинская Сетачанская	
C _{1s}	4-ый лепидофитовый (L-4)	Острогский	Тушамский	Былыккатская	
C _{1v}		Верхотомский			

Примечание. C_{1v} – визейский ярус, C_{1s} – серпуховский ярус, C₂ – средний карбон, C₃ – верхний карбон, P₁ – нижняя пермь, P₂ – верхняя пермь, PT – пермо-триас

Названия комплексам С.В. Мейен дал по преобладающей в каждом из них группе растений: 1-ый лепидофитовый, птеридоспермовый и т.д. В смену комплексов он вкладывал эволюционный смысл. Ввиду отсутствия реконструированных филогенетических линий речь шла, в основном, об экзогенетических сменах в составе доминирующих групп растений и об изменениях количественных соотношений отдельных таксонов. Например, смену 4-ого лепидофитового комплекса птеридоспермовым С.В. Мейен связывал с выми-

ранием лепидофитов, вызванным резким похолоданием климата (т.н. «острогским эпизодом»).

Думается, понятие «фитогоризонт» вполне сопоставимо по содержанию с «макрофлористической зоной». Однако последний термин предпочтительнее. Данное в действующем «Стратиграфическом кодексе России» [2006] определение биостратиграфической зоны позволяет выделять эти стратотипы как на палеозоологическом, так и на палеоботаническом материале, применяя в обоих случаях единые критерии.

Термин «горизонт» ассоциируется с региональным подразделением, тогда как масштаб биостратиграфических зон может быть любой – от местного до межрегионального.

Термин же «флористический комплекс» содержит двусмысленность. Так может называться и сам стратон, и его палеоботаническая характеристика, что едва ли отвечает критериям научной строгости.

Макрофлористические зоны и зоны по миоспорам

В настоящее время почти везде, где есть возможность выделить миоспоры, построены соответствующие зональные шкалы. Как правило, выделяются комплексные зоны, реже – акмезоны в понимании действующего «Стратиграфического кодекса России» [2006]. По дробности расчленения разрезов миоспоровые зоны не уступают зонам по микрофауне.

Зафиксированная в последовательности миоспоровых зон смена палинокомплексов отражает те же изменения материнских флор, которые зафиксированы в соответствующей последовательности комплексов макроостатков растений. Поэтому заметные изменения палинокомплексов

могут быть приурочены к границам макрофлористических зон.

Так, Г.Салливан [Sullivan, 1965] и Дж. Клейтон [1985] установили в палинологической последовательности динанта Великобритании группы палинозон («микрофлоры»), которые наиболее сходны между собой по таксономическому составу и резко отличаются от выше и ниже лежащих зональных групп (табл. 6.3). Аналогичные последовательности микрофлор были выделены ими и в других регионах земного шара. Каждая микрофлора помимо интервала стратиграфического распространения имеет и географические границы.

Таблица 6.3

Корреляция раннекаменноугольных палинозон и микрофлор Великобритании с макрофлористическими зонами Западной Европы

Ярус	Великобритания			Макрофлористическая зона Западной Европы (по [Wagner, 1984, Мосейчик, 2010] с изменениями)
	Региоярус	Палинозона [Clayton et al., 1977; Клейтон, 1985]	Микрофлора [Sullivan, 1965, 1967; Клейтон, 1985]	
Серп.	Арсбергский	<i>Stenozonotriletes triangulus</i> – <i>Rotaspora knoxi</i>	?	<i>Lyginopteris stangeri</i>
	Пендлский			
Визейский	Бригантский	<i>Bellisporites nitidus</i> – <i>Reticulatisporites carnosus</i>	<i>Grandispora</i>	<i>Lyginopteris bermudensisformis</i> – <i>Neuropteris antecedens</i>
		<i>Tripartites vetustus</i> – <i>Rotaspora fracta</i>		
		<i>Raistrickia nigra</i> – <i>Triquitrites marginatus</i>		
	Асбийский	<i>Perotriletes tessellatus</i> – <i>Schulzospora campyloptera</i>		
	Холкерский	<i>Knoxisporites triradiatus</i> – <i>Knoxisporites stephanephorus</i>	<i>Vallatisporites</i>	<i>Adiantites</i> – <i>Triphyllopteris</i>
	Арундский			
Чэдский	<i>Lycospora pusilla</i>			
Турнейский	Курсейский	<i>Schopfites claviger</i> – <i>Auroraspora macra</i>	?	<i>Rhacophyton</i> (часть)
		<i>Spelaeotriletes pretiosus</i> – <i>Raistrickia clavata</i>		
		<i>Spelaeotriletes balteatus</i> – <i>Rugospora polyptycha</i>		
		<i>Knoxisporites hibernicus</i> – <i>Umbonatisporites distinctus</i>		
		<i>Vallatisporites verrucosus</i> – <i>Retysotriletes incohatus</i>		

Примечание. Серп. – Серпуховский ярус.

Впервые вводимая в настоящей работе зона *Lyginopteris stangeri* соответствует зонам *Lyginopteris bermudensisformis* – *Lyginopteris stangeri* и *Lyginopteris larischii* схемы Р. Вагнера [Wagner, 1984]

Проведенное одним из авторов настоящей статьи (Ю. Мосейчик) предварительное сравнение микрофлор Дж. Клейтона с одновозрастными европейскими макрофлористическими зонами [Wagner, 1984; Мосейчик, 2010] показало совпадение интервалов их стратиграфического распространения (см. табл. 6.3). При этом, в согласии со

схемами палеофлористического районирования для раннего карбона Европы [Мосейчик, 2010], соответствующие микрофлоры Дж. Клейтона распадаются на географически северные и южные, приблизительно соответствующие, с одной стороны, Северо-Европейской, а с другой, – Средне-Европейской, Южно-Европейской и Донецкой па-

леофлористическим провинциям (рис. 6.2а).

Сказанное свидетельствует о продуктивности комплексирования данных палеоботаники и палинологии для стратиграфических целей. В частности, эволюционно-палеофитогеографический

смысл может быть придан и палинозомам, что позволило бы оценить их пространственный масштаб и те изменения материнской растительности, которые нашли отражение в смене зональных палинокомплексов.

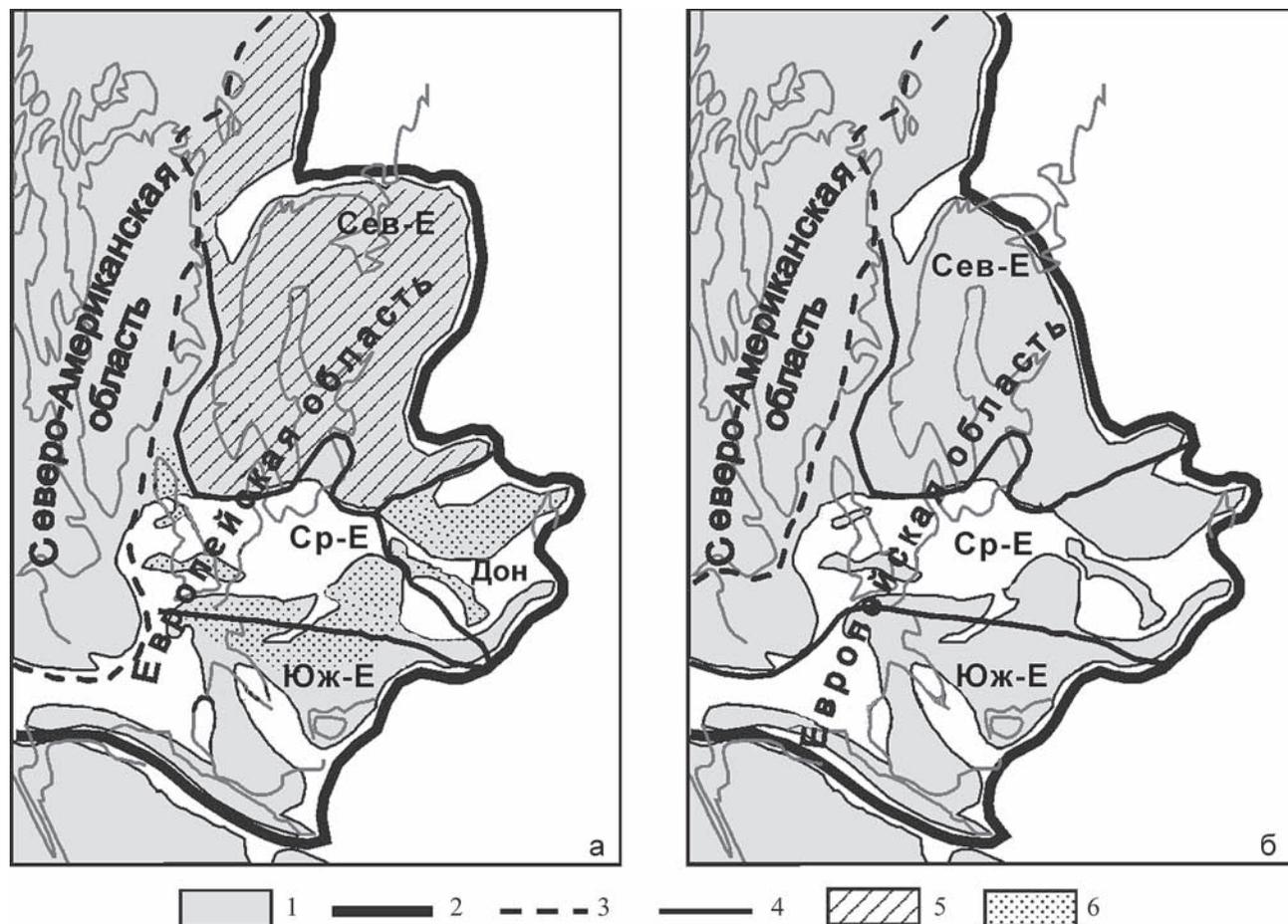


Рис. 6.2. Фитогеография Европы.

а – в позднем визе–раннем серпухове (время «Lyginopteris I»), б – в позднем серпухове (время «Lyginopteris II»).

1 – суша; 2 – граница царства; 3 – граница областей; 4 – границы провинций; 5 – площадь распространения микрофлоры *Monilospora*; 6 – площадь распространения микрофлоры *Grandispora*.

Границы фитохорий по [Мосейчик, 2010]; микрофлоры по [Клейтон, 1985]; палеогеографическая основа по [Атлас..., 1961, 1969; Палеогеографический атлас..., 2000].

Провинции: Сев-Е – Северо-Европейская, Ср-Е – Средне-Европейская, Юж-Е – Южно-Европейская, Дон – Донецкая

Макрофлористические зоны нижнего карбона

Рассмотренная модификация зонального подхода была применена одним из авторов настоящей статьи (Ю.Мосейчик) к последовательности раннекаменноугольных флор северного полушария. В историческом развитии последних можно выделить четыре крупных этапа. Каждый из них характеризуется определенным уровнем морфологической организации растений, что позволяет выделять на их основе глобальные макрофлористические зоны. Впервые шкала подобных зон была построена для

верхнего силура и девона Х.П. Бэнксом [Banks, 1980]. Она была достроена в нижний карбон Ю.В. Мосейчик [2010] и выглядит следующим образом (табл. 6.4).

Зона *Rhacophyton* охватывает интервал от среднего фамена до раннего турне. Для нее характерны, в частности, семена древнейших голосеменных (*Archaeosperma*, *Spermolithus*), возникновение сложных стробилов у членистостебельных (*Eviostachia*, *Pseudobornia*), а также появление и

Таблица 6.4

Сопоставление раннекаменноугольных флористических шкал Северной Евразии и Северной Америки

Ярус		Субглобальная макрофлористическая зона		Северная Америка		Западная Европа		Восточная Европа		Казахстан		Восточная Сибирь		Китай	
Ярус	Флористическая зона	Ретивюрс	Макрофлористическая зона Аппалачского бассейна (по [Blake et al., 2002])	Регион	Макрофлористические зоны (по [Wagner, 1984; Мосейчик, 2010] с изменениями)	Донецкий бассейн (горизонт)	Макрофлористическая зона (по [Новик, 1974; Решевице..., 1990])	Макрофлористический комплекс (по [Радченко, 1985])	Минусинский бассейн (свинта)	Макрофлористический комплекс (по [Мейен, 1990])	Подолелг	Северо-Западный Китай	Южный Китай	Макрофлористический комплекс (по [Cai, Li, 1995; Feng et al., 1982; Li, Yao, 1985; Wang, 2010; Yang et al., 1983])	
				Ретивюрс	Макрофлористическая зона Аппалачского бассейна (по [Blake et al., 2002])	Регион	Макрофлористические зоны (по [Wagner, 1984; Мосейчик, 2010] с изменениями)	Донецкий бассейн (горизонт)	Макрофлористическая зона (по [Новик, 1974; Решевице..., 1990])	Макрофлористический комплекс (по [Радченко, 1985])	Минусинский бассейн (свинта)	Макрофлористический комплекс (по [Мейен, 1990])	Подолелг		Северо-Западный Китай
Ярус	Флористическая зона	Морпу-сний (часть)	<i>Neuropteris rosabonitas-Mariopteris erenopteroides</i> (часть)	Алпортский	<i>Neuropteris larischii-Senftenbergia aspera</i> (часть)	Вознесенский	<i>Mesocalamites Cordaites</i> (зона III, часть)	Нижнебайкирский (часть)	Сарская (часть)	Птеридоспермовый (часть)	Вэйнин-сний (часть)	<i>Paripteris</i> spp.– <i>Linopteris</i> spp.– <i>Conchopterium richiofenii</i> (часть)		Вэйнин-сний (часть)	Южный Китай
				Шюккерский											
Ярус	Флористическая зона	Честерский	3А	Арнобергский	<i>Luginopteris stangeri</i>	Западнообнинский	<i>Archaeocalamites radatus-Neuropteris schlehanii</i> (зона II)	Нижнебайкирский (часть)	Сарская (часть)	Птеридоспермовый (часть)	Вэйнин-сний (часть)	<i>Paripteris</i> spp.– <i>Linopteris</i> spp.– <i>Conchopterium richiofenii</i> (часть)		Вэйнин-сний (часть)	Южный Китай
				Пенделский											
Ярус	Флористическая зона	Мерамек-сний	<i>Froyopsis</i> spp.– <i>Sphenopteridium</i> spp.	Бриггантский	<i>Luginopteris bermudensis-formis-Neuropteris amecedens</i>	Новолобовский	<i>Archaeocalamites radatus-Neuropteris schlehanii</i> (зона II)	Визейско-серлуховский	Соленозерская	IV Лепидофитовый	Латвиский	<i>Eleniherophyllum mirabile-Neuropteris</i> spp.– <i>Lepidodendron aolungyuakense</i>		Латвиский	Южный Китай
				Асбийский											
Ярус	Флористическая зона	Осейлж-сний	<i>Triphlopteris</i> spp.	Холкерский	<i>Adiantes-Triphlopteris</i>	Самарский	<i>Froyopsis polytrorpha-Diploptema patentsimum</i> (зона IB)	Визейско-серлуховский	Подсинская	IV Лепидофитовый	Латвиский	<i>Eleniherophyllum mirabile-Neuropteris</i> spp.– <i>Lepidodendron aolungyuakense</i>		Латвиский	Южный Китай
				Арундский											
Ярус	Флористическая зона	Курсейский	<i>Adiantes</i> spp.	Асбийский	<i>Adiantes-Triphlopteris</i>	Межевской	<i>Presigillaria jongmansii-Luginopteris fragilis</i> (зона IA)	Визейско-серлуховский	Байновская	III Лепидофитовый	Латвиский	<i>Cardiopteridium spreibergense-Triphlopteris colombiana</i>		Латвиский	Южный Китай
				Чэдский											
Ярус	Флористическая зона	Курсейский	<i>Rhacophyton</i> (часть)	Арундский	<i>Adiantes-Triphlopteris</i>	Межевской	<i>Presigillaria jongmansii-Luginopteris fragilis</i> (зона IA)	Визейско-серлуховский	Соломенская	III Лепидофитовый	Латвиский	<i>Cardiopteridium spreibergense-Triphlopteris colombiana</i>		Латвиский	Южный Китай
				Чэдский											
Ярус	Флористическая зона	Курсейский	<i>Rhacophyton</i> (часть)	Арундский	<i>Adiantes-Triphlopteris</i>	Межевской	<i>Presigillaria jongmansii-Luginopteris fragilis</i> (зона IA)	Визейско-серлуховский	Кривинская	III Лепидофитовый	Латвиский	<i>Cardiopteridium spreibergense-Triphlopteris colombiana</i>		Латвиский	Южный Китай
				Чэдский											
Ярус	Флористическая зона	Курсейский	<i>Rhacophyton</i> (часть)	Арундский	<i>Adiantes-Triphlopteris</i>	Межевской	<i>Presigillaria jongmansii-Luginopteris fragilis</i> (зона IA)	Визейско-серлуховский	Самохвальская	II Лепидофитовый	Латвиский	<i>Cardiopteridium spreibergense-Triphlopteris colombiana</i>		Латвиский	Южный Китай
				Чэдский											
Ярус	Флористическая зона	Курсейский	<i>Rhacophyton</i> (часть)	Арундский	<i>Adiantes-Triphlopteris</i>	Межевской	<i>Presigillaria jongmansii-Luginopteris fragilis</i> (зона IA)	Визейско-серлуховский	Камыштинская	II Лепидофитовый	Латвиский	<i>Cardiopteridium spreibergense-Triphlopteris colombiana</i>		Латвиский	Южный Китай
				Чэдский											
Ярус	Флористическая зона	Курсейский	<i>Rhacophyton</i> (часть)	Арундский	<i>Adiantes-Triphlopteris</i>	Межевской	<i>Presigillaria jongmansii-Luginopteris fragilis</i> (зона IA)	Визейско-серлуховский	Алтайская	I Лепидофитовый	Латвиский	<i>Cardiopteridium spreibergense-Triphlopteris colombiana</i>		Латвиский	Южный Китай
				Чэдский											
Ярус	Флористическая зона	Курсейский	<i>Rhacophyton</i> (часть)	Арундский	<i>Adiantes-Triphlopteris</i>	Межевской	<i>Presigillaria jongmansii-Luginopteris fragilis</i> (зона IA)	Визейско-серлуховский	Быстринская	I Лепидофитовый	Латвиский	<i>Cardiopteridium spreibergense-Triphlopteris colombiana</i>		Латвиский	Южный Китай
				Чэдский											

широкое распространение зигоптериевых папоротников (*Rhacophyton*).

Зона *Lepidodendropsis* выделяется для большей части турне – раннего визе. Для нее характерно преобладание мелкоподушечных тонкоствольных плауновидных (*Lepidodendropsis*, *Sublepidodendron*, *Eskdalia*), растений с папоротниковидной листвой типа *Triphylopteris*, *Fryopsis*, *Sphenopteris*, *Adiantites*, *Rhacopteris*, членистостебельных с нечередующимися проводящими пучками в узлах (*Archaeocalamites*).

Зона *Lyginopteris* охватывает поздний визе и практически весь серпуховский ярус. Она характеризуется развитием крупноподушечных древовидных плауновидных (*Lepidodendron*, *Sigillaria*), членистостебельных, которые могли нести как чередующиеся, так и нечередующиеся проводящие пучки в узлах осей (*Mesocalamites*), растений с папоротниковидной листвой типа *Lyginopteris*, *Neuropteris*, *Pecopteris*, *Angaropteridium*, а также увеличением относительного числа голосеменных в комплексах.

Следующая зона, пока еще окончательно не установленная, начинается на рубеже нижнего и среднего карбона и характеризуется повсеместным распространением остатков кордаитовых и кордаитоподобных растений.

Ю.В. Мосейчик [2010] реконструировала структуру и динамику системы фитоохорий, существовавших в раннем карбоне на территории Северной Евразии. Для каждой из них была характерна своя последовательность фитостратонов, отражавшая особенности эволюции флор на ее территории (см. табл. 6.4). Особенности, характерные для Ангарского царства отражены в последовательности коррелятивных флористических комплексов С.В. Мейена [Мейен, 1990; Meyen, 1982], Казахстанского – в комплексах, выделенных М.И. Радченко [1985], Еврамерийского – в зонах Р. Вагнера [Wagner, 1984], Катазиатского – в макрофлористических комплексах, представленных в работах китайских исследователей [Cai, Li, 1995; Feng et al., 1982; Li, Yao, 1985; Wang, 2010; Yang et al., 1983]. Поскольку эти шкалы строились независимо разными исследователями, в них использованы разные, на первый взгляд, подходы и терминология. Однако по сути все они являются биостратиграфическими зонами в понимании «Стратиграфического кодекса России» [2006].

Попытки корреляции этих фитостратиграфических шкал традиционными методами (т.е. методом руководящих ископаемых) не принесли результата. Только опираясь на описанные выше глобальные морфологические тенденции в эволюции растений, удалось выделить аналоги глобальных макрофлористических зон в столь различных фитогеографических общностях (см. табл. 6.4). Каждой глобальной

зоне соответствуют одна или несколько зон для фитоохорий ранга царства.

Установив эволюционные тенденции, характерные для всего царства, можно коррелировать зональные последовательности, установленные для входящих в него фитогеографических областей. Например, в Еврамерийском царстве помимо перестроек глобального характера внутри зоны *Lyginopteris* может быть выделена еще одна перестройка, отразившая перемены, происходившие только в пределах этого царства. В середине серпуховского века нивелируются каледонские горные сооружения на границе Северо-Американской и Восточно-Европейской платформ. Одновременно, в связи с развитием герцинского орогенеза, сокращается территория Североморского бассейна, формируются новые площади суши, открывая миграционные пути для новых эволюционно продвинутых групп растений, прежде всего, птеридоспермов. Это приводит к изменению фитогеографической ситуации: резко расширяется площадь Средне-Европейской провинции, исчезает Донецкая провинция, смещается граница Северо-Американской и Европейской областей (см. рис. 6.2б), а тем самым – к смене составов флористических комплексов соответствующих регионов.

Таким образом, глобальной зоне *Lyginopteris* в Еврамерийском царстве соответствуют две последовательные зоны, пока условно называемые «*Lyginopteris I*» и «*Lyginopteris II*» (табл. 6.5).

Таблица 6.5

Макрофлористические зоны различного ранга на примере поздневизейско-серпуховской последовательности Донецкого бассейна

	Ярус	Зона				
		Глобальная	Еврамерийского царства	Европейской области	Донецкой (в позднем серпухове – Средне-Европейской провинции)	
Визейский (верхняя часть)	Серпуховский	<i>Lyginopteris</i>	« <i>Lyginopteris II</i> »	<i>Lyginopteris stangeri</i>	II	<i>Archaeocalamites radiatus</i> – <i>Neuraethopteris schlehanii</i> (зона II)
			« <i>Lyginopteris I</i> »	<i>Lyginopteris bermudensisiformis</i> – <i>Neuropteris antecedens</i>	I	<i>Fryopsis polymorpha</i> – <i>Diplotmema patentissimum</i> (зона IB) <i>Presigillaria jongmansii</i> – <i>Lyginopteris fragilis</i> (зона IA)

Эти зоны позволяют сопоставлять между собой флористические последовательности Северо-Американской и Европейской областей указанного царства. Каких-либо флористических перестроек, характерных только для одной из этих областей в раннем карбоне, не обнаружено, поэтому при корреляциях внутри них, т.е. между провинциями, мы опираемся на зоны глобального масштаба и масштаба царства, которые имеют свои региональные аналоги. Например, аналогами зон «*Lyginopteris I*» и «*Lyginopteris II*» в Европейской области являют-

ся зоны *Lyginopteris bermudensisiformis* – *Neuropteris antedecens* и *Lyginopteris stangeri* соответственно; внутри Донецкой (в позднем серпухове – Средне-Европейской) провинции – провинциальные зоны I и II, по терминологии Е.О. Новик [1974].

Непосредственно в Донбассе зоне I соответствуют две зоны местного ранга – зоны IA и IB. На их границе происходит вспышка разнообразия членистостебельных, имеющая чисто местное значение. Поэтому поиски аналогов этих зон за пределами Донбасса едва ли имеют смысл.

Заключение

В заключение суммируем основные моменты предлагаемого подхода к стратиграфии флороносных толщ.

Макрофлористические зоны и их последовательности выделяются для определенных фитохорий и отражают основные тенденции, рубежи и этапы в эволюции их флор. Таким образом, зоны изначально приобретают пространственную и фитогеографическую определенность.

В случае преобладания в эволюции флор экзогенетических смен над процессами автохтонной эволюции видов макрофлористические зоны могут в значительной мере отражать общую геосторическую этапность развития территории соответствующей фитохории.

У соподчиненных фитохорий (областей одного царства, провинций одной области, округов одной провинции) основой для корреляции являются общие эволюционные тенденции развития флоры, отраженные в комплексах макрофлористических зон, выделяемых для фитохорий разного ранга.

Для корреляции макрофлористических зон, выделенных для разных палеофлористических царств, в том числе приуроченных к разным климатическим поясам, могут служить планетарные (глобальные) тенденции в эволюции флоры, на основе которых могут быть составлены шкалы глобальных макрофлористических зон. Изучение

раннекаменноугольных флористических последовательностей Северной Евразии и Северной Америки показывает, что глобальные макрофлористические зоны охватывают один–полтора яруса международной стратиграфической шкалы. Каждой глобальной зоне в отдельных фитохориях соответствуют одна–три последовательные провинциальные или местные зоны. При этом границы макрофлористических зон могут не совпадать с границами стратонов, выделенных по другим критериям.

Помимо комплексных зон предлагаемый подход включает как частные случаи другие типы зон. Так, если при выделении макрофлористических зон большее значение имеет автохтонная эволюция видов, эти зоны приобретают черты филозон. Если большее значение имеют, напротив, изменения соотношений обилия (доминирования) видов, макрофлористические зоны приобретают черты акмезон.

Предлагаемый подход открывает широкие возможности для стратиграфического прогноза, т.е. предсказаний на основе схем палеофлористического районирования того, какие комплексы и зональные стратоны можно встретить на определенных территориях, а также какие флористические смены будут иметь здесь стратиграфическое значение.

Литература

- Атлас литолого-палеогеографических карт Русской платформы и ее геосинклинального обрамления. Масштаб 1:5000000. Ч. 1. Поздний докембрий и палеозой. / Гл. ред. А.П. Виноградов. М.; Л., 1961.
- Атлас литолого-палеогеографических карт СССР. Масштаб 1:7500000. Т. 2. Девонский, каменноугольный и пермский периоды. / Гл. ред. А.П. Виноградов. Л.: Госгеолтехиздат, 1969.
- Берг Л.С. Номогенез, или эволюция на основе закономерностей. Петроград: Госиздат, 1922. 321 с.
- Вахрамеев В.А. Юрские и раннемеловые флоры Евразии и палеофлористические провинции этого времени. М.: Наука, 1964. 263 с.
- Вахрамеев В.А., Добрускина И.А., Заклинская Е.Д., Мейен С.В. Палеозойские и мезозойские флоры Евразии и фитогеография этого времени // Тр. ГИН АН СССР. Вып. 208. М.: Наука, 1970. 426 с.
- Вульф Е.В. Введение в историческую географию растений. 2 изд., испр. и дополн. М.; Л.: Сельхозгиз, 1933. 415 с.

- Вульф Е.В. Историческая география растений: История флор Земного шара. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1944. 546 с.
- Географический энциклопедический словарь: Понятия и термины. М.: Советская энциклопедия, 1988. 432 с.
- Гладенков Ю.Б. Биосферная стратиграфия (проблемы стратиграфии начала XXI века) // Тр. ГИН РАН; Вып. 551. М.: ГЕОС, 2004. 120 с.
- Гладенков Ю.Б. Зональная биостратиграфия в решении фундаментальных и прикладных задач геологии // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2010. Т. 18. № 6. С. 1–14.
- Григорьев А.А., Будыко М.И. О периодическом законе географической зональности. В кн.: Закономерности строения и развития географической среды: Избранные теоретические работы. / Под ред. А.А. Григорьева. М.: Мысль, 1966. С. 276–282.
- Игнатъев И.А. Очерк истории идей и методов палеофлористического районирования суши в палеозое // Растительный мир в пространстве и времени: Сб. научн. работ, посвященный 100-летию со дня рождения акад. В.В. Меннера (1905–1989). / Под ред. М.В. Дуранте, И.А. Игнатъева. М.: ГЕОС, 2005. С. 29–51.
- Клейтон Д. Миоспоры динанта и глобальная корреляция // Экостратиграфия, палеобиогеография и стратиграфические границы. / Под ред. К.В. Симакова. Магадан, 1985. С. 138–173.
- Криштофович А.Н. Ботанико-географическая зональность и этапы развития флоры верхнего палеозоя // Изв. АН СССР. 1937. № 3. С. 383–401.
- Криштофович А.Н. Унификация геологической терминологии и новая система региональной стратиграфии // Мат-лы ВСЕГЕИ. Палеонтология и стратиграфия. Сб. 4. М., Л., 1945. С. 46–76.
- Криштофович А.Н. Эволюция растительного покрова в геологическом прошлом и ее основные факторы // Мат-лы по истории флоры и растительности СССР. Вып. II. Л.: Изд-во АН СССР, 1946а. С. 21–86.
- Криштофович А.Н. Происхождение мезозойской флоры // Тр. Юбилейной сессии Ленингр. гос. ун-та. Секц. геол.-почв. наук. Л.: Изд-во Ленингр. ун-та, 1946б. С. 95–115.
- Криштофович А.Н. Задачи и методы изучения ископаемой флоры для целей стратиграфии // Мат-лы ВСЕГЕИ. Палеонтология и стратиграфия. Сб. 5. М., Л., 1948. С. 155–175.
- Криштофович А.Н. Эволюция растений по данным палеоботаники // Проблемы палеоботаники. Вып. 1. Л.: Изд-во АН СССР, 1950. С. 5–27
- Криштофович А.Н. Палеоботаника. 4-е изд. Л.: Гостоптехиздат, 1957. 650 с.
- Криштофович А.Н. Избранные труды. Т. 1. Теоретические работы. М., Л.: Изд-во АН СССР, 1959. 510 с.
- Мазинг В.В. Структурные уровни растительного покрова // Учен. зап. Тарт. ун-та. 1988. Вып. 812. С. 122–141.
- Мейен С.В. Общие элементы в ангарской и гондванской флорах: параллелизм или миграция? // Тез. докл. 13-й сессии ВПО. Л., 1967. С. 32–34.
- Мейен С.В. Об общих принципах палеофлористического районирования // Тез. докл. 14-й сессии ВПО. Л., 1968. С. 28–30.
- Мейен С.В. Явления параллелизма и их значение для систематики ископаемых растений (Автореф. докл. 23.5.1969 г.) // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 1969. Т. 44. № 6. С. 152.
- Мейен С.В. Принципы палеобиогеографического районирования // II Международный геол. конгр. XXV сессия. Докл. советск. геологов. Палеонтология. Мор. геология. М.: Наука, 1976. С. 18–24
- Мейен С.В. Принципы исторических реконструкций в биологии // Системность и эволюция. М.: Наука, 1984. С. 7–32.
- Мейен С.В. Флорогенез и эволюция растений // Природа. 1986. № 11. С. 47–57.
- Мейен С.В. Палеоботаника: Справочное пособие. М.: Недра, 1987а. 404 с.
- Мейен С.В. География макроэволюции у высших растений // Журнал общей биологии. 1987б. Т. 48. № 3. С. 287–310.
- Мейен С.В. Введение в теорию стратиграфии. М.: Наука, 1989. С. 21–120 .
- Мейен С.В. Каменноугольные и пермские флоры Ангариды (обзор). В кн.: Теоретические проблемы палеоботаники. М.: Наука, 1990. С. 131–223.
- Мейен С.В. К вопросу о создании эволюционной биогеографии // Эволюция флор в палеозое: Сб. научн. тр. / Под ред. М.В. Дуранте, И.А. Игнатъева. М.: ГЕОС, 2003а. С. 135.
- Мейен С.В. Письмо Б.М. Миркину от 2 мая 1986 г. // Эволюция флор в палеозое: Сб. научн. тр. / Под ред. М.В. Дуранте, И.А. Игнатъева. М.: ГЕОС, 2003б. С. 125–126.
- Мейен С.В. Принципы палеофлористического районирования. Палеоклиматические реконструкции по палеоботаническим данным // Растительный мир в пространстве и времени. Сб. научн. работ, посвященный 100-летию со дня рождения акад. В.В. Меннера (1905–1989). / Под ред. М.В. Дуранте, И.А. Игнатъева. М.: ГЕОС, 2005. С. 22–25.
- Мейен С.В. Теоретические основы палеоботанических исследований (неизданные главы к «Основам палеоботаники» [М.: Недра, 1987]). М.: ГЕОС, 2009. 108 с.
- Миркин Б.М., Наумова Л.Г. Наука о растительности (история и современное состояние основных концепций). Уфа: Гилем, 1998. 413 с.
- Мосейчик Ю.В. Особенности палеофлористического районирования суши в раннем карбоне (на примере флор Ангариды) // Растительный мир в пространстве и времени: Сб. научн. работ, посвященных 100-летию со дня рождения акад. В.В. Меннера. / Под ред. М.В. Дуранте, И.А. Игнатъева. М.: ГЕОС, 2004. С. 51–84.
- Мосейчик Ю.В. Визейская флора Подмосковского бассейна в картине фитогеографии этого века // Биосфера – экосистема – биота в прошлом Земли (палеобиогеографические аспекты). / Под ред. Ю.Б. Гладенкова. М.: Наука, 2005а. С. 133–154.
- Мосейчик Ю.В. Номогенетический характер эволю-

- ции растений (на примере флор раннего карбона) // Любичевские чтения, 2005 (сб. докл.). Т. 2. Современные проблемы эволюции. Ульяновск, 2005б. С. 98–103.
- Мосейчик Ю.В. Раннекаменноугольная флора Подмосковного бассейна. Т. I. Состав, экология, эволюция, фитогеографические связи и стратиграфическое значение. М.: ГЕОС, 2009. 186 с.
- Мосейчик Ю.В. Раннекаменноугольные фитохории Северной Евразии: структура, система, эволюция // *Lethaea rossica*. Российский палеоботанический журнал. 2010. Т. 2. С. 1–27.
- Назаров В.И. Эволюция не по Дарвину: смена эволюционной модели. М.: КомКнига, 2005. 520 с.
- Новик Е.О. Закономерности развития каменноугольной флоры юга Европейской части СССР. Киев: Наукова думка, 1974. 140 с.
- Палеогеографический атлас Северной Евразии / Под ред. В.Г. Казьмина, Л.М. Натапова. М.: Ин-т тектоники литосферных плит, 2000. 26 л.
- Попов М.Г. Основы флорогенетики. М.: Изд-во АН СССР, 1963. 135 с.
- Радченко М.И. Атлас (определитель) каменноугольной флоры Казахстана. Алма-Ата: Наука, 1985. 128 с.
- Решение Межведомственного регионального стратиграфического совещания по среднему и верхнему палеозою Русской платформы с региональными стратиграфическими схемами. Ленинград, 1988 г. Каменноугольная система. Л., 1990. 40 с. + схемы.
- Спенсер Г. Нелогическая геология. Собр. соч. Т. 3. СПб., 1866. С. 277–335.
- Стратиграфический кодекс России. Издание третье. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2006. 96 с.
- Теоретические и методические проблемы сравнительной флористики: Мат-лы 2-го рабочего совещания по сравнительной флористике. Неринга, 1983. Л.: Наука, 1987. 283 с.
- Толмачев А.И. Ареал вида и его развитие // Проблема вида в ботанике. / Под ред. П.А. Баранова, В.П. Савича, Б.К. Шишкина, М.Э. Кирпичникова. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1958. Т. I. С. 293–316.
- Толмачев А.И. Введение в географию растений. Л.: Изд-во ЛГУ, 1974. 244 с.
- Andrews H.N. The Fossil Hunters. In Search of Ancient Plants. Ithaca; London, 1980. 421 pp.
- Banks H.P. Floral assemblages in the Siluro-Devonian // *Biostratigraphy of fossil plants*. / Eds.: D.L. Dilcher, T.N. Taylor. Stroudsboung: Dowden, Hutchinson and Ross, 1980. P. 1–24.
- Blake B.M.Jr., Cross A.T., Eble C.F. et al. Selected plant megafossils from the Carboniferous of the Appalachian region, Eastern United States: geographic and stratigraphic distribution // *Carboniferous and Permian of the World*. / Eds.: L.V. Hills, C.M. Henderson, E.W. Bamber. 2002. P. 259–335. (Canadian Society of Petroleum Geologists. Memoir 19).
- Cai C., Li X. A review of Silurian and Devonian macrofloras in China // *Palaeontologia Cathayana*. 1995. Vol. 6. P. 167–214.
- Clayton G., Coquel R., Doubinger J., et al. Carboniferous miospores of Western Europe: illustration and zonation // *Mededelingen Rijks Geologische Dienst*. 1977. Vol. 29. P. 1–71.
- Corsin P. Un siècle et demi de Paléobotanique dans le Nord de la France // *Ann. Soc. Géol. Nord*. 1970. Т. XC. № 4. P. 223–252.
- Eimer Th. Die Entstehung der Arten auf Grund der Vererben erworbener Eigenschaften nach den Gesetzen organischer Wachstums. I Theil. Jena: Gustav Fischer, 1888. XII+461 S.
- Eimer Th. Orthogenesis der Schmetterlinge. Ein Beweis bestimmt gerichteter Entwicklung und Ohnmacht der natürlichen Zuchtwahl bei der Artbildung. Zugleich eine Erwiderung an August Weisman. Leipzig: Wilhelm Engelmann, 1897. X+XVI+513 S.
- Feng S., Hu Y., Zhu J. Fossil plants and their assemblages from the Early Carboniferous in Guangdong // *Acta Bot. Sinica*. 1982. Vol. 24. № 4. P. 374–382.
- Geinitz H.B. Die Versteinerungen der Steinkohlenformation in Sachsen. Leipzig, 1855. 61 S.
- Göppert H.R. Die fossile Flora der permischen Formation // *Palaeontographica*. 1864–1865. Bd 12. S. 1–316.
- Grand'Eury M.F.C. Mémoire sur la flore Carbonifère du département de la Loire et du centre de la France // *Mém. Acad. Sci. Inst. Natur. France*. 1877. Т. 24. № 1. P. 1–624.
- Huxley T.H. The anniversary address. (Geological contemporaneity and persistent types of life) // *Quart. J. Geol. Soc. London*. 1862. Vol. 18. P. XL–LIV.
- Lesquereux L. Reports on the fossil plants of Illinois // *Ill. Geol. Survey*. 1870. Vol. 4. *Geology and Paleontology*. Pt. 2. P. 377–508.
- Lesquereux L. Contributions to the fossil flora of the Western Territories. Pt. 1. The Cretaceous flora // *U.S. Geol. and Geogr. Survey Terr. Rept*. 1874. Vol. 6. P. 1–136.
- Li X., Yao Z. Carboniferous and Permian floral provinces in East Asia // *C.R. IX^{em} Congr. Intern. Strat. Géol. Carb., Washington and Champaign-Urbana*. May 17–26, 1979. Vol. 5. Carbondale and Edwardsville: Southern Illinois University Press, 1985. P. 95–101.
- Meyen S.V. The Angara members of Gondwana genus *Barakaria* and its systematical position // *Argumenta palaeobotanica*. 1969a. H. 3. S. 1–14.
- Meyen S.V. New data on relationship between Angara and Gondwana Late Palaeozoic floras // *Gondwana stratigraphy. IUGS Symp., Buenos-Aires, 1–15 October 1967*. Paris, UNESCO, 1969b. P. 141–157.
- Meyen S.V. Parallelism and its significance for the systematics of fossil plants // *Geophytology*. 1971a. Vol. 1. № 1. P. 34–47.
- Meyen S.V. *Phyllothea*-like plants from the Upper Palaeozoic flora of Angaraland // *Palaeontographica*. Abt. B. 1971b. Bd. 133. Lief. 1/3. S. 1–33.
- Meyen S.V. The Carboniferous and Permian floras of Angaraland (a synthesis) // *Biol. Mem*. 1982. Vol. 7, № 1. P. 1–109.
- Oppel A. Die Information Englands, Frankreichs und des subwestlichen Deutschlands nach ihren einzelnen Gliedern eingetheilt und verglichen. Stuttgart: Jahreshefte des vereins für vaterländische Naturkunde in Württemberg, 1856–1858. H. 12–14.
- Schindewolf O.H. Stratigraphie und Stratotypus // *Abh.*

- math.-naturwiss. Kl. Akad. Wiss. und Lit. 1970. № 2. S. 1–236.
- Schlotheim E.F.* Beschreibung merkwürdiger Krauter-Abdruecke und Pflanzen Versteinerungen, ein Beitrag zur flora der Vorwelt. Gotha, 1804. 68 s.
- Sullivan H.J.* Palinological evidence concerning the regional differentiation of Upper Mississippian floras // *Pollen et Spores*. 1965. Vol. 7, № 3. P. 539–563.
- Sullivan H.J.* Regional differences in Mississippian spores assemblages // *Rev. Palaeobot. Palynol.* 1967. Vol. 1. P. 185–192.
- Terrestrial Ecosystems through Time: Evolutionary Paleocology of Terrestrial Plants and Animals* / Eds.: A.K. Behrensmeyer, J.D. Damuth, W.A. DiMichele et al. Chicago: The University of Chicago Press, 1992. 568 pp.
- Vakhrameev V.A., Dobruskina I.A., Zaklinskaya E.D., Meyen S.V.* Palaeozoische und mesozoische Floren Eurasiens und die Phytogeographie dieser Zeit. Jena: Gustav Fischer Verlag, 1978. 300 s.
- Wagner R.H.* Megafloral Zones of the Carboniferous // C.R. IXem Congr. Intern. Strat. Géol. Carb., Washington and Champaign-Urbana. May 17–26. 1979. Vol. 2. Carbon-dale and Edwardsville: Southern Illinois University Press, 1984. P. 109–134.
- Wang J.* Late Paleozoic macrofloral assemblages from Weibei Coalfield, with reference to vegetational change through the Late Paleozoic Ice-age in the North China Block // *Intern. J. Coal Geol.* 2010. Vol. 83. P. 292–317.
- Yang S., Lin Y., Yang G., Wang Z., Wu S.* The Lower Carboniferous (Fenginian) of China // *The Carboniferous of the World. I. China, Korea, Japan & S.E. Asia.* / Eds.: C.D. Diaz, R.H. Wagner, C.F. Winkler Prins, L.F. Granados. Madrid: I.G.M.E.–E.N.A.D.I.M.S., 1983. P. 16–56.
- Zeiller R.* Bassin houiller de Valancienne, description de la flore fossile // *Études de gîtes minéraux de France.* 1888. 731 pp.

7. Ископаемые микрометеориты, микротектиты и микрокриститы: методика исследований, классификация и импакт-стратиграфическая шкала

О.А. Корчагин

В работе проведен анализ морфологии, химического состава и стратиграфического распространения ископаемых малоразмерных микрометеоритных космических тел, фиксируемых в разрезах осадочных отложений различного возраста и генезиса. Случаи поступления на Землю в большом количестве малоразмерных космических частиц (микрометеоритных событий) предлагается рассматривать столь же важным процессом влияния на Землю со стороны Космоса, что и падение крупных метеоритов (импактных событий). В работе приводится обновленная схема импакт-стратиграфии фанерозоя и стратиграфические уровни находок микрометеоритов различных типов, микротектитов, тектитов и микрокриститов.

O.A. Korchagin. Fossils micrometeorites, microtektites and mikrokristsites: method of investigations, classification and Impact-Stratigraphy Scale

The work is focused on the analysis of the morphology, chemical composition and stratigraphic distribution of fossil micrometeorites - of small cosmic bodies recorded in the sedimentary sections of different age and origin. The penetration to the Earth a large of the number of small cosmic particles (Micrometeorites Events) is proposed to consider as an important process of the influence of the Earth from the Space, that similar with the fall of large meteorites (Impact Events). At this paper provides the update scheme of Impact Stratigraphy of Phanerozoic and the marked of the stratigraphic levels the different types of micrometeorites, tektites, mikrotektites and mikrokristsites, which were found in sedimentary deposits.

Введение

Биосфера, климат и геологические структуры Земли находились и находятся в большой зависимости от процессов в Космосе. Один из таких процессов связан с поступлением на Землю космического вещества либо в виде падения метеоритов, либо в виде выпадения мелких пылевых частиц различной конфигурации.

Интерес к изучению следов и последствий падения на Землю крупных космических тел возрос после работы Л. Альвареса, выявившего слой с иридием на границе мела и палеогена в разрезе Губбио (Италия), связав его с падением на Землю огромного метеорита в кратере Чикскулуб (Мексика) и крупнейшим в истории развития органического мира вымиранием биоты [Alvarez et al., 1980]. Впоследствии, падение метеоритных тел на Землю стали рассматриваться в качестве «импактных событий», а слои, обогащенные иридием, получили название «иридиевых аномалий» или стали обозначаться как «астрогеологические события» [Xu et al., 1989].

В результате 30-летних исследований следы импактных событий и иридиевые аномалии, кро-

ме границы мела-палеогена в Губбио, были обнаружены в других регионах мира и на многих рубежах геологической истории развития Земли. К настоящему моменту на поверхности Земли выявлено около 53000 обломков метеоритов и 180 ископаемых и современных метеоритных кратеров.

По мере накопления данных о падениях метеоритов – иридиевых аномалиях и ископаемых метеоритных кратерах – следы импактных событий начали использоваться в виде геологических и стратиграфических маркеров (impact signature, impact tracer), обособившись в отдельное направление исследований под названием «импакт-стратиграфия» [Montanari, Koeberl, 2002].

Главной целью этого направления стало выявление импактных событий на разных рубежах геологической истории и выработка критериев их диагностики. Кроме иридиевых аномалий другими трэйсерами импактных событий стали рассматриваться находки в разрезе осадочного чехла вблизи и на удалении от метеоритных кратеров зерен ударного кварца, Ni-шпинели, ударных алмазов, импактного стекла, ударного циркона, сфе-

рул и микросфер различного состава, прослоев штормовых осадков (темпеститов), вызванных цунами от падения метеорита в океан, и сажи, образовавшейся при пожарах от падения метеоритов на сушу [Montanari, Koeberl, 2002]. В качестве потенциального стратиграфического маркера и индикатора импактных событий в последние годы рассматриваются и находки ископаемых молекул углерода C^{60} (фуллерен) [Sankaran, 2002].

Широкомасштабные исследования ископаемых следов падения на Землю крупных космических тел и большой интерес к ним со стороны общества послужили основой для создания «импактной гипотезы» как определяющего механизма формирования переломных рубежей в развитии литосферы и биосферы Земли. «Импактная гипотеза» получила широкое развитие в исследовании различных процессов изменения атмосферы, гидросферы и климата, сопровождавших падения метеоритов и воздействовавших на органический мир [Racki, 1999; Montanari, Koeberl, 2002].

Однако по мере накопления данных и детализации исследований стали накапливаться факты, заставляющие с большей осторожностью относиться к «импактной гипотезе» как основе, объясняющей резкие перестройки и катастрофы в развитии Земли. Оказалось, что используемые для диагностики импактных событий трэйсеры (в том числе и иридий) могут иметь иную, не связанную с падением метеоритов, природу. Например, было показано, что повышенные концентрации иридия во льдах Антарктиды связаны с вулканизмом [Koeberl, 1989]; Ni-шпинель, ударный кварц, муассонит могут быть связаны с вулканизмом и метаморфизмом пород [Grachev et al., 2005]. Обнаружилось, что имеются иридиевые аномалии, которые не сопровождаются существенными перестройками биологических систем и вымираниями органического мира. Например, крупная иридиевая аномалия и сопутствующие ей несколько горизонтов стеклянных сферул импактного происхождения в позднем эоцене Северной Америки не сопровождаются крупными вымираниями биоты [Keller et al., 1987]. Или другая крупная иридиевая аномалия – метеоритный кратер и горизонт с микросферами на рубеже юры и мела в Арктике – не сопровождаются катастрофическими изменениями в развитии биоты ни в этом регионе, ни за его пределами [Захаров и др., 1993; Dyrpvik et al., 2006].

Также выяснилось, что наряду с иридием на рубежах массовых вымираний биоты имеются крупные аномалии токсичных элементов, таких как мышьяк, происхождение которого не удается связать с метеоритами и космическим веществом [Grachev et al., 2005]. Оказалось также, что эпи-

зоды вымирания биот часто не были внезапными, а носили постепенный характер [Кауффман, 1986; Левен, Корчагин, 2001].

Таким образом, стало очевидно, что процессы, происходившие в прошлом на Земле и влиявшие на органический мир, были существенно сложнее и не могут быть объяснены только с точки зрения импактных событий [Keller, 2009]. Так, в последнее время стало широко обсуждаться влияние на климат и биоту Земли плюмового вулканизма, связанного с глубинными мантийными процессами и сопровождавшегося формированием крупных магматических провинций [Грачев, 2000а,б; Patterson et al., 2004; Grachev, 2009].

В этой связи в последние годы усилилось противопоставление роли и влияния на Землю случаев падений метеоритов и проявлений эндогенного вулканизма (Impact vs Vulcano) [Glikson, 2005; White, Saunders, 2005]. В результате кропотливых исследований по обоим направлениям обнаружилось совпадение или близость по времени проявления на отдельных рубежах геологической истории крупных импактных событий, вулканической активизации и вымираний биоты. Так, например, на рубеже мела и палеогена падение метеорита в Чикскулубе совпало по времени с обширным вулканизмом в конце мелового периода на полуострове Индостан и хребте 90 градусов в Индийском океане. На рубеже перми и триаса массовое извержение сибирских траппов совпало по времени с падением крупного метеорита Бедоут на северо-западном шельфе Австралии и метеоритов в Антарктиде. Исследования Марса также показали, что крупные вулканические провинции и метеоритные кратеры на этой планете располагаются на противоположных сторонах.

Эти наблюдения стали основой новой «антиподальной» гипотезы катастрофического взаимодействия космических событий и земных магматических процессов [Jones et al., 2001, 2002; Hagstrum, 2005]. Согласно «антиподальной» гипотезе падения крупных метеоритов на Землю вызывали возмущения глубинных оболочек Земли и приводили к активизации магматизма с противоположной от места падения метеорита стороны планеты [Jones et al., 2001, 2002; Hagstrum, 2005].

Однако существуют расчеты, согласно которым падение на Землю даже такого крупного метеорита, как упавший в Чикскулубе (Мексика) на рубеже мела-палеогена, не может вызвать возмущения в мантии и земной коре и привести к активизации плюмового магматизма [Molodensky, 2005]. К этому нужно добавить, что крупные ископаемые метеоритные кратеры на Земле часто не имеют временных аналогов магматических провинций и очагов обширного вулканизма. Тем не менее,

«антиподальная» гипотеза остается в настоящее время весьма популярной среди специалистов.

По мере детализации исследований импактных событий и совершенствования инструментальных аналитических средств их диагностики стали выявляться тонкие прослойки и горизонты осадочных пород, обогащенных космическим веществом. В одних случаях подобные горизонты приурочены к стратиграфическим интервалам известных крупных импактных событий и иридиевых аномалий, в других такой связи не обнаруживалось. Позднее стало выясняться, что не все анализируемые стратиграфические последовательности содержат горизонты, обогащенные космическим веществом, или даже единичные зерна таких частиц, из которых наибольшее внимание привлекали металлические и силикатные шарики. Следует отметить, что находки космических частиц – микросфер железного (магнетитового) и силикатного составов – в осадочных породах различного возраста были известны давно. Еще «Гломар Челленджер» в 1872–1876 гг. поднял океанические осадки, содержащие подобные микросферы. Долгое время подобные микросферы рассматривались как индикаторы падения крупных космических тел (метеоритов). Также долгое время считалось, что процесс поступления на Землю малоразмерных частиц носит постоянный фоновый характер, существенно не влияющий на климат и биосферу, ввиду чего микросферы космического происхождения, обнаруживаемые в осадочных породах различного возраста, часто игнорировались.

Вместе с тем оказалось, что из ежегодно поступающего на Землю космического материала, по разным оценкам от 4000 до 10000 т [Соботович, 1976; Karner et al., 2003; Yada et al., 2004], около 95% объема связано с малоразмерными частицами диаметром 50–400 мкм [Kurat et al., 1994].

Появились также расчеты, показывающие, что небольшой глобально распространенный слой микросфер (сферул) образуется в результате падения астероида более 10 км в диаметре [Johnson, Melosh, 2012]. Также существуют предварительные расчеты, согласно которым находки даже 9 микросфер в 1 кг породы следует рассматривать как свидетельство чрезвычайно высокой интенсивности поступления на Землю космических микрочастиц на порядки (в 40 раз) выше современного уровня [Dredge et al., 2010].

В этой связи горизонты с космическими микрочастицами (в том числе с микросферами) стали рассматриваться в качестве «космических микрометеорных пылевых событий» (CDE) [Корчагин, 2010] или космических «аномальных событий» [Dredge et al., 2010]. Также оказалось, что ранее

проведенные наблюдения за Марсом и Венерой выявили значительные изменения их атмосфер за счет существенного возрастания количества поступающих в них микротектитов и оплавленных частиц в результате многочисленных малых импактных событий, названных «внешнеатмосферными рассеянно-пронизывающими импактами» [Lorenz, 2000].

Таким образом, представляется необходимым рассмотрение отдельно таких явлений, как «импактные события», связанные с падением на Землю крупных метеоритов, зафиксированные метеоритными кратерами, и «космические микрометеоритные (пылевые) события», связанные с проникновением на Землю большого количества малоразмерных космических частиц. Последние образуют «космические пылевые бури» в атмосфере, зафиксированные маломощными горизонтами осадочных пород, и обусловленные ими процессы в атмосфере и гидросфере, влиявшие на Землю и биоту.

Ввиду имеющихся в настоящее время трудностей в диагностике обозначенных явлений некоторые из событий, идентифицируемые как «космические микрометеоритные события», могут впоследствии рассматриваться как «импактные» (и наоборот).

Возросший интерес к исследованию космических частиц небольшого размера после работ К.П. Флоренского с соавторами [1968а,б] стал сопровождаться выявлением большого их разнообразия по морфологии, текстуре, химическому составу и происхождению [Taylor, Brownlee, 1991; Glass et al., 1991, 2004; Bi et al., 1993; Hughes, 1997; Koeberl et al., 1997; Gende, Grady, 1999; Taylor et al., 2000, 2007; Raukas, 2000; Taylor, Lever, 2001; Szoor et al., 2001; Glass, 2002; Sankaran, 2002; Grachev et al., 2005; Stankowski et al., 2006; Miura, 2006; Корчагин и др., 2007, 2010; Грачев и др., 2008; Грачев, 2010; Genge et al., 2008; Guaita, Martegani, 2008; Коротчанцев и др., 2009; Корчагин, 2010; Dredge et al., 2010; Haynes et al., 2010; Корчагин, Цельмович, 2011; Бадуков и др., 2011; Печерский и др., 2012; Цельмович, 2012; Корчагин, Бордунов, 2013]. Однако пока не удалось выработать единую общепринятую морфологическую, генетическую классификацию и терминологию ископаемых микрочастиц космического происхождения, так же как пока нет надежных критериев определения генезиса космических микрочастиц. Так, ранее сферулы силикатного состава с диаметром более 1 мм было предложено называть *тектитами*, а с диаметром менее 1 мм – *микротектитами* [Montanari, Koeberl, 2002]. Среди космических микрочастиц различают *микрометеориты* (MMs) и *метеоритные абляционные сферы* (MAS) [Genge, Grady, 1999].

Метеоритные абляционные сферы часто рассматриваются как переплавленные частицы – обломки поверхности метеоритов, возникшие в результате их плавления при вхождении в атмосферу или образующиеся за счет испарения метеоритов. Считается, что метеоритные абляционные сферы формируются на низкой околоземной орбите, где и образуют повышенные концентрации. Микрометеоритами часто считаются полностью или частично переплавленные частицы небольшого размера, которые образовались в космическом пространстве в результате столкновения и распада астероидов; либо же к микрометеоритам предлагалось относить все космические частицы, имеющие размеры от 10–25 до 100 мкм [Taylor et al., 2000], или только оплавленные магнетитовые сферы с кристаллической структурой прорастания (дендровидной структурой) [Dredge et al., 2010]. Часто полностью переплавленные микрометеориты называются «космическими сферами» (cosmic spherules).

Считается, что микрометеориты отличаются от метеоритных абляционных сфер химическим составом [Genge, Grady, 1999]. Так, абляционные метеоритные сферы, происходящие из низких орбит, содержат повышенные концентрации никеля, тогда как микрометеориты (космические микросферы), напротив, содержат низкие его концентрации [Genge, Grady, 1999]. Также было показано, что при высоких температурах абляционные метеоритные сферы испытывают ликвацию и разделение составов на ядро, обогащенное никелем, и Fe-оболочку, которая может отделяться от Ni-ядра при прохождении микросфер через атмосферу [Vi et al., 1993]. В этом случае формируются скорлуповатые полые внутри микросферы – оболочки,

обогащенные железом, и ядра, обогащенные никелем. Кроме того, поверхность микрометеоритов может быть обеднена никелем в результате их окисления при вхождении в атмосферу [Szoor et al., 2001]. Таким образом, оказалось, что никель, даже если и присутствует в микросфере, может и не фиксироваться при анализе химического состава поверхности микрометеоритов и микросфер.

Микрометеориты также было предложено различать по химическому составу и выделять кремнисто-каменные микрометеориты S-типа и железистые микрометеориты I-типа [Genge et al., 2008]. Считается, что микрометеориты S-типа встречаются в ископаемом виде реже, чем микрометеориты I-типа ввиду их большей подверженности эрозии и разрушению при захоронении и диагенезе. Предполагается также, что космические сферы I-типа образовывались за счет плавления хондритов, а микрочастицы (микрометеориты), обогащенные хромитом (как, например, в Швеции), которые происходят из L-хондритов. Магнетитовые микросферы были отнесены к микросферам I-го типа [Taylor, Lever, 2001].

Таким образом, несмотря на заметный прогресс в исследованиях малоразмерных ископаемых частиц космического происхождения пока еще не существует надежных критериев построения их генетической классификации. В этой связи по-прежнему остается в силе сделанное в конце 60-х годов прошлого века замечание о том, что «<...> простое присутствие (или отсутствие) в магнитных шариках одного какого-либо элемента (Ni, Co, Cu, Mn, Ti, Cr) не позволяет рассматривать его как прямой признак, отличающий шарики космогенного и петрогенного происхождения» [Флоренский и др., 1968а, с. 1169].

Материал

В основу настоящей работы положены исследованные автором и опубликованные материалы с описаниями частиц космического происхождения из различных стратиграфических интервалов и регионов мира – верхнего кембрия Казахстана [Корчагин и др., 2007], границы перми и триаса Мейшаня (Китай) [Корчагин и др., 2010], границы альба и сеномана Крыма [Корчагин, 2010], границы мела и палеогена в Гамсе (Австрия) [Grachev et al., 2005, 2007; Грачев и др., 2007, 2008; Korchagin, Kollmann, 2009] и Стевенс Клинте (Дания) [Корчагин, Цельмович, 2011], среднего миоцена Восточной Камчатки [Корчагин, Бордунов, 2013]. Некоторые данные приводятся впервые. К ним относится описание и химические составы сферуловых слоев из пограничных отложений мела

палеогена из кратера Чикскулуб (разрезы Эль-Пиньон, Эль-Мулато), описания микротектитов из пограничных отложений коньяка и сантона Крыма (Белогорск), анализ популяций Ni-шпинели из пограничных отложений мела и палеогена Гамса и различных регионов мира.

Кроме того, в работе использованы неопубликованные данные, находящиеся в распоряжении автора, полученные в результате совместных исследований с коллегами из других институтов, – по границе перми и триаса Мейшаня (цериевые микросферы и редкоземельные частицы) (материалы О.А. Корчагина, В.А. Цельмовича), высокоуглеродистые микросферы из пограничных отложений перми и триаса разреза Недуброво-2 (Центральная Россия) (материалы В.Р. Лозовско-

го), микрометеориты из пограничных отложений альба-сеномана разреза Губден (Дагестан, Россия) (материалы О.А. Корчагина, С.В. Соловьева).

Кроме собственного материала в работе проведен и анализ имеющихся по рассматриваемой проблеме литературных данных.

Методические рекомендации

Наиболее эффективной методикой исследования горизонтов осадочных пород, обогащенных космическим веществом, в настоящее время следует считать методику «mm-peg-mm» [Grachev et al., 2005, 2007; Корчагин, Цельмович, 2011; Корчагин, 2010; Корчагин и др., 2013]. По этой методике происходит выделение ориентированных монолитов или блоков горных пород из естественных обнажений или фрагментов керна, которые в лабораторных условиях делятся на равные интервалы в 1–2 см, а в последующем – на 2–5 мм (рис. 7.1, 7.2). В дальнейшем изучается порода для каждого интервала отдельно – определяется возраст отложений, выделяется микрофауна (если таковая имеется), которая детально изучается существующими для каждой группы ископаемых приемами, определяются содержания главных, малых и редких элементов в породе, изотопия кислорода и углерода, проводится термомагнитный экспресс-анализ и из породы выделяется магнитная фракция, которая изучается под электронным микроскопом. Важным является использование керамических инструментов при разделении интервалов монолита и выделении породы для анализа. Отбор магнитной фракции должен осуществляться непосредственно на предметный столик сканирующего микроскопа. В лучшем случае выделение магнитной фракции следует осуществлять в «чистой комнате». Из выделенной породы также следует отделить с помощью традиционных методик с использованием тяжелых жидкостей минеральные зерна, которые впоследствии изучаются и диагностируются методами оптической и электронной микроскопии. При отсутствии «чистой комнаты» микросферы и минеральные образования в образцах пород целесообразно изучать на естественных

сколах, которые готовятся непосредственно перед просмотром образца под электронным микроскопом. Это снижает вероятность засорения образцов из атмосферы, а также позволяет исследовать пыльные микрочастицы или же внутреннюю текстуру микрочастиц. Исследование внутренней структуры микросфер и микрочастиц также может осуществляться их разрезанием методом травления фокусированным ионным пучком. Однако этот метод пока недоступен для широкого круга исследователей.

Оставшаяся часть монолита должна храниться в геологическом учреждении для возможных последующих исследований, доизучения и внешнего контроля. В дальнейшем, в зависимости от результата, из сохранившихся образцов породы намеченных интервалов можно отбирать пробы на дополнительные исследования – изучение изотопии никеля, хрома, минерального состава и т.д. При получении положительного результата интервал отбора пробы из монолита можно уменьшить. Во всех случаях при использовании описанной методики сохраняется воспроизводимость анализов, преемственность данных и возможность осуществления внешнего контроля результатов.

При обнаружении большого количества космического вещества его следует выделить и изготовить из него шлифовки для изучения химического состава, зональности и текстуры внутренних частей. Современные и доступные для исследования электронные микроскопы позволяют определять химический состав поверхности исследуемых образцов, тогда как есть указания на то, что в процессе абляции никель выплавляется с поверхности частиц, образованных металлическими сплавами железа и никеля.

Классификация ископаемых малоразмерных частиц космического происхождения

В зависимости от размеров обломков космическое вещество в ископаемом виде встречается в виде крупных обломков метеоритов, малоразмерных частиц и дисперсном (рассеянном) виде, где фиксируется лишь химическими анализами проб. Ниже приводится классификация лишь малоразмерных частиц, выделенных из разных стратиграфических интервалов фанерозоя (рис. 7.3). Крупные метеоритные обломки в работе не

рассматриваются. С учетом сложившихся взглядов [Genge, Grady, 1999; Taylor et al., 2000, 2007; Taylor, Lever, 2001; Szoor et al., 2001; Montanari, Koeberl, 2001; Grachev et al., 2007; Genge et al., 2008; Dredge et al., 2010] среди малоразмерных частиц удается различить (см. рис. 7.3): *микрориститы* (рис. 7.4) – микрористаллы и зерна минералов, образующиеся при ударе метеорита о Землю либо находившиеся в теле импактора – упавшего ме-

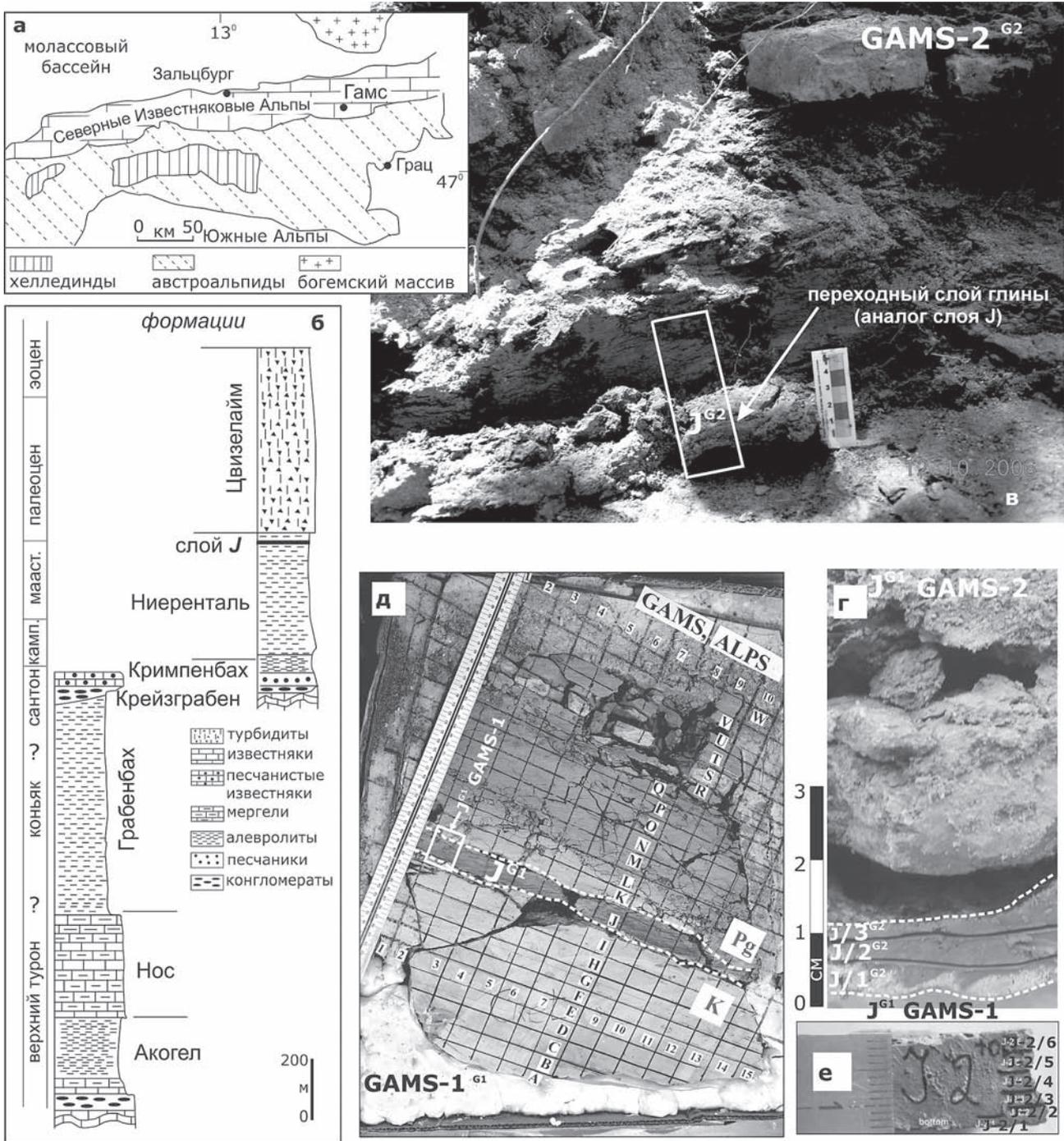


Рис. 7.1. Строение пограничных отложений между мелом и палеогеном, местоположение разрезов ГАМС-1 и ГАМС-2 (Восточные Альпы. Австрия).

а – местоположение разрезов Гамс-1, Гамс-2 [Grachev et al., 2005]; б – схема стратиграфического расчленения верхнемеловых и палеогеновых отложений в долине р. Гамс [Kollmann, 2009]; в, г – фото обнажения пограничных отложений и переходного слоя J между мелом и палеогеном в разрезе Гамс-2 (в – общий вид обнажения, г – фрагмент слоя J на рис. в); д, е – фото подразделенного на сетку квадратов монолита пограничных отложений между мелом и палеогеном и слоя J из разреза Гамс-1 [Grachev et al., 2005] (д – общий вид, е – фрагмент слоя J на рис. д) [Grachev et al., 2005; Grachev, 2009]

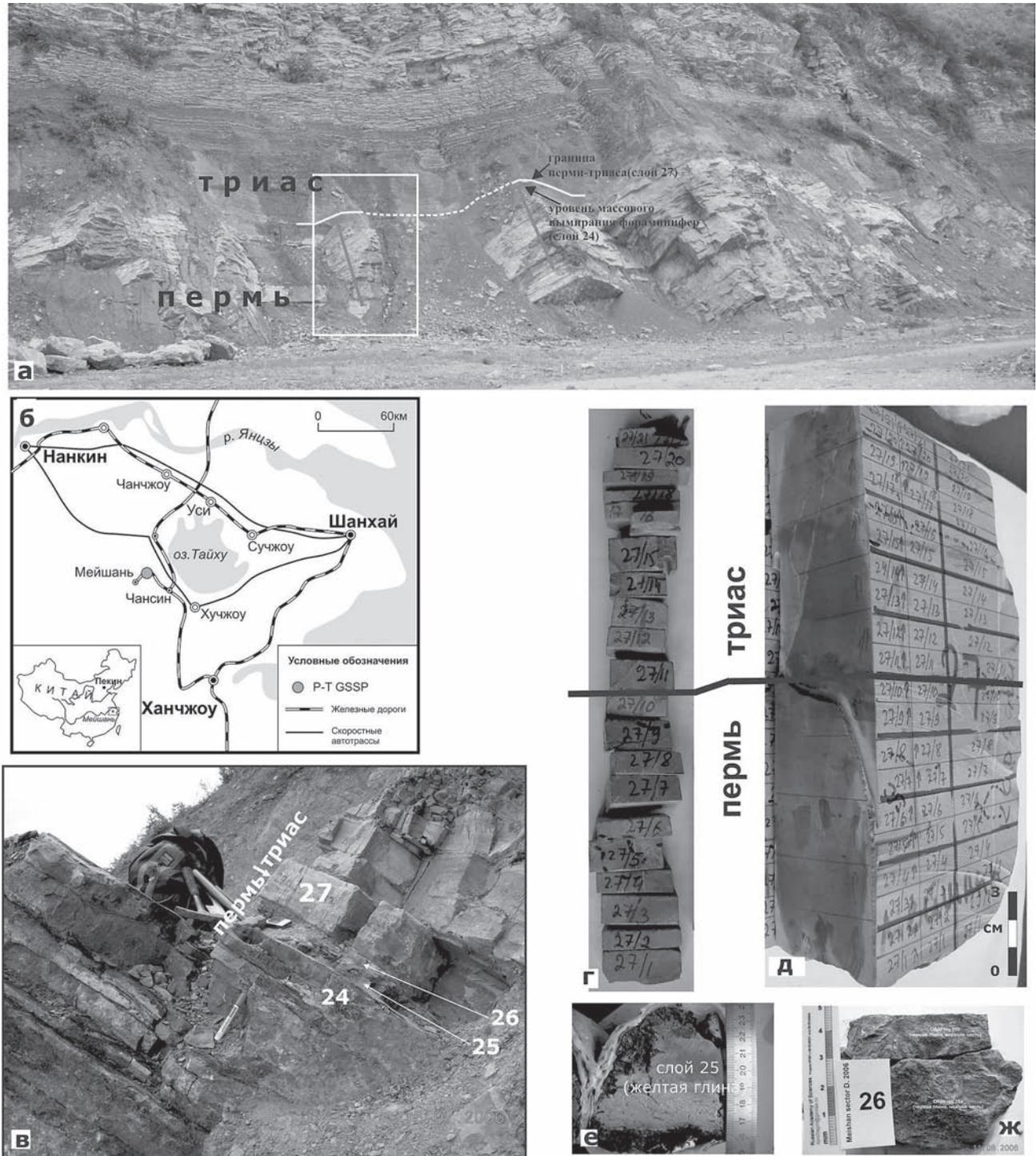


Рис. 7.2. Стратиграфическое расчленение пограничных отложений между пермью и триасом в Точке Глобального Стратотипа Границы Пермь-Триас (GSSP) в разрезе Мейшань (Китай).

а – общий вид обнажения отложений в секторе Д разреза Мейшань (Китай); б – местоположение разреза Мейшань (Китай); в – фото фрагмента обнажения, выделенного на рис. а (цифры – номера изученных образцов), г – фото и номера исследованных образцов слоя 27, д – общий вид слоя 27, е – фото слоя 25 (желтая глина), ж – фото слоя 26 (черная глина) [Корчагин и др., 2010; Корчагин, 2011]

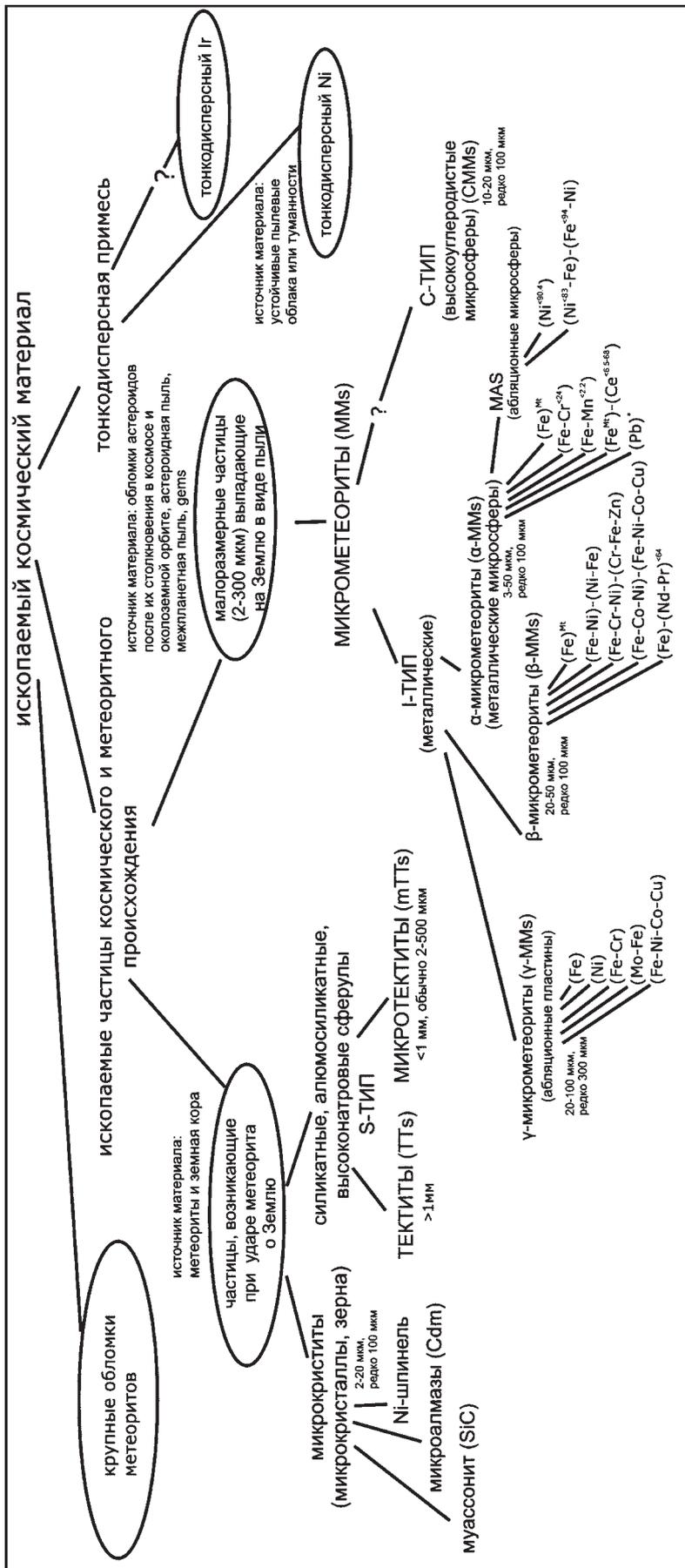


Рис. 7.3. Классификация исследованных частиц космического происхождения из различных стратиграфических интервалов фанерозоя (от верхнего кембрия до среднего миоцена), предполагаемые источники поступления космического вещества и формы нахождения космических частиц в осадочных породах.

Pb-микросферы, по данным [Standard, Angell, 2003]

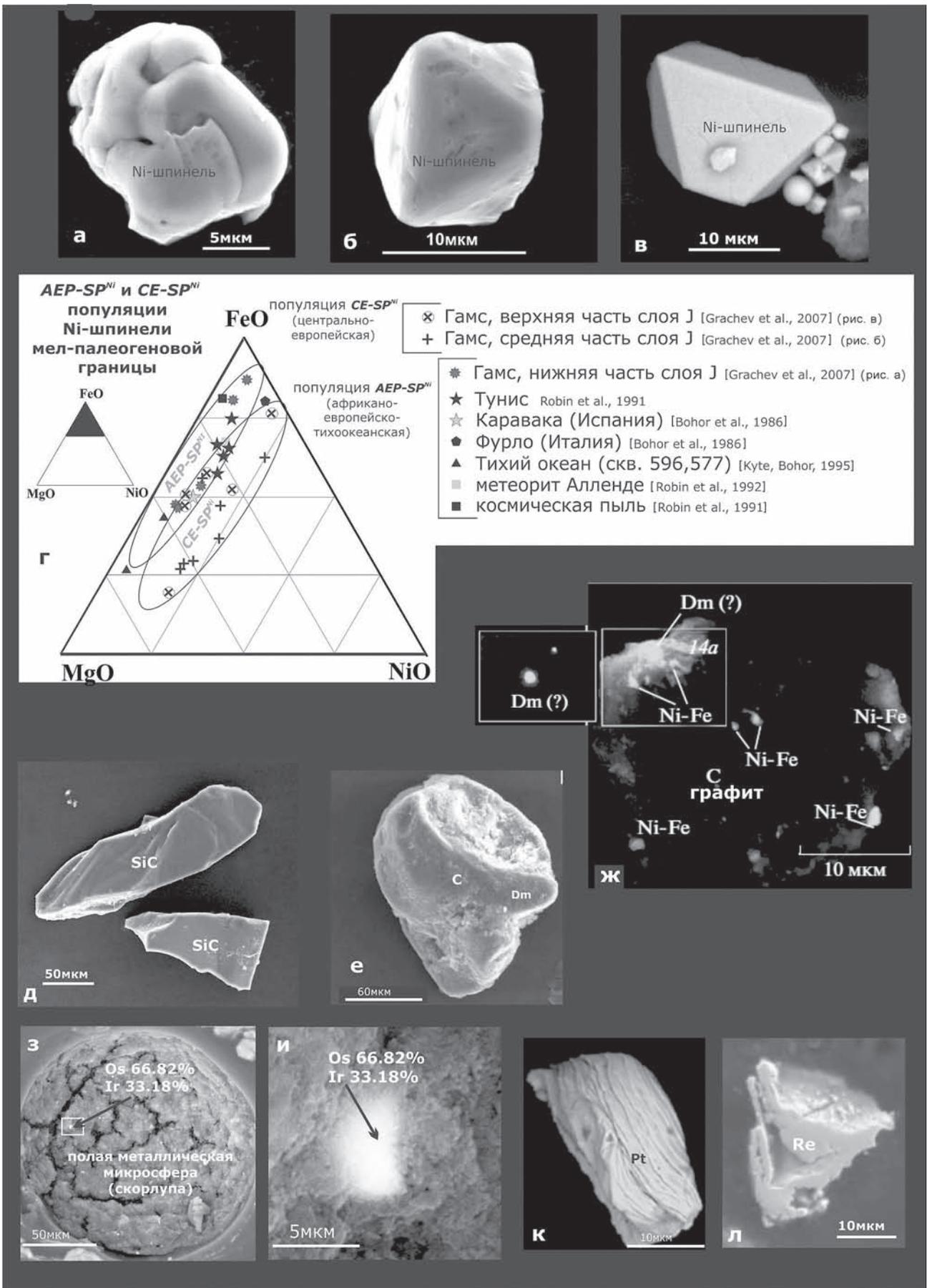


Рис. 7.4. Ископаемые микрокристаллы, зерна и экзотические частицы из осадочных отложений различного возраста – следы падения метеоритов (импактных событий).

а–в – микрокристаллы Ni-шпинели из пограничного слоя J между мелом и палеогеном в разрезе Гамс-2 (Восточные Альпы, Австрия) (СЭМ) [Grachev et al., 2007]: а – сильно оплавленный микрокристалл из нижней части слоя J, б – слабо оплавленный микрокристалл из средней части слоя J, в – хорошо ограненный микрокристалл из верхней части слоя J; г – диаграмма соотношения MgO-FeO-NiO в Ni-шпинели из пограничных отложений между мелом и палеогеном в различных регионах мира; д – зерна муассонита из верхней части слоя J разреза Гамс-1 [Grachev, 2009]; е – зерно алмаза с оплавленными гранями из верхней части слоя J разреза Гамс-2 [Grachev, 2009]; ж – частица графита с вкрапленными зернами сплава Ni-Fe и зерном наноалмаза (dm) из пограничного слоя между мелом и палеогеном разреза Стевенс Клинт (Дания) [Корчагин, Цельмович, 2011]; з – полая металлическая микросфера (скорлупа) из верхней части переходного слоя J разреза Гамс, выполненная глинистым материалом с вкраплениями зерен металлического железа и сплава Fe-Ni; и – зерно осмистого иридия в той же сфере [Grachev, 2009]; к – частица самородной платины из переходного слоя J на границе мела и палеогена разреза Гамс-1 [Грачев, Борисовский, 2010а]; л – частица самородного рения из переходного слоя J на границе мела-палеогена разреза Гамс-1 [Грачев, Борисовский, 2010б]

теорита (микроалмазы, Ni-шпинель, муассонит, ударный кварц); *тектиты* (ТТs) (диаметр более 1 мм) (рис. 7.5) и *микротектиты* (mТТs) (диаметр менее 1 мм) (рис. 7.6) – сферулы силикатного (кремнисто-каменного состава), относимые к S-типу и образующиеся при ударе метеорита о Землю из пород земной коры; *микрометеориты* (ММs) (рис. 7.7–7.10) – металлические частицы I-типа космического происхождения диаметром 2–300 мкм, образующиеся при столкновении астероидов на околоземной орбите или в межпланетном пространстве. Среди микрометеоритов различаются: *α-микрометеориты I-типа* (см. рис. 7.7) – металлические микросферы различного состава; *β-микрометеориты I-типа* (см. рис. 7.8) – оплавленные металлические частицы изометричной формы и различного состава, *γ-микрометеориты I-типа* (см. рис. 7.9) – металлические пластины различного состава; *СММs* – высокоуглеродистые микросферы (см. рис. 7.10); *дисперсные* (рассеянные) частицы иридия и никеля.

Микрокриститы

К микрокриститам относятся зерна и кристаллы минералов, образовавшихся от удара метеорита о Землю или же содержащиеся в теле метеорита (импактора) – Ni-шпинель, ударные микроалмазы, кварц, циркон.

Ni-шпинель. Находки Ni-шпинели в разрезах осадочных отложений различного возраста рассматриваются как прямой индикатор падения на Землю метеорита [Montanary, Koeberl, 2002]. На границе мела и палеогена Ni-шпинель известна из разреза Эль-Киф (Тунис), Каравака (Испания), скважин глубоководного бурения (скв. 596, 577), Фурло (Италия), Гамс (Восточные Альпы, Австрия). Находки Ni-шпинели также обнаружены

в космической пыли и в теле метеорита Алленде. Глобальное распространение Ni-шпинель и ее находки в пограничных отложениях мела-палеогена в Индийском (скв. 761), Тихом (скв. 886, 576, 577, 803, 596, GPC3) и юге Атлантического (скв. 524) океанов приводятся в работе [Kyte, Bostwick, 1995]. Считается, что Ni-шпинель в удаленных разрезах – в Тунисе, Испании и Индийском океане (скв. 761) – отражает одно импактное событие и накапливалась в 1–2 мм слое не более 100 лет, являясь тем самым отличным стратиграфическим маркером этого события [Robin et al., 1991]. Среди исследованных зерен по соотношению $[Mg/Mg+Ni+Fe+Ca]/[Al/Al+Fe+Cr+Ti]$ были выделены три популяции Ni-шпинели – тихоокеанская, нетихоокеанская и Ni-шпинель из космической пыли [Kyte, Bostwick, 1995]. Сообщается о находках Ni-шпинели из пограничных отложений мела и палеогена Испании (Каравака) и Италии (Фурло) [Bohor et al., 1986/1987]. Оказалось, что по соотношению MgO-Al₂O₃, Ni-шпинели из Испании (Каравака), Италии (Фурло) и южной части Атлантического океана (скв. 524) образуют единую популяцию и существенно отличаются от Ni-шпинели из Тихого океана (скв. 577A и GPC3) [Bohor et al., 1986/1987]. Анализ соотношения MgO-NiO-FeO в Ni-шпинели из переходного слоя J разреза Гамс (см. рис. 7.1в,г), основывающийся на данных из работы [Grachev et al., 2007], показал существование двух разных и разновозрастных популяций (см. рис. 7.4г), являющихся прямым доказательством существования двух импактных событий на рассматриваемом в данной работе рубеже. Находки Ni-шпинели, вместе с S-микротектитам, микрокриститами и иридиевой аномалией отмечаются и в верхнеплиоценовых отложениях и рассматриваются как следствие импактного события в южной части Тихого океана [Margolis et al., 1991].

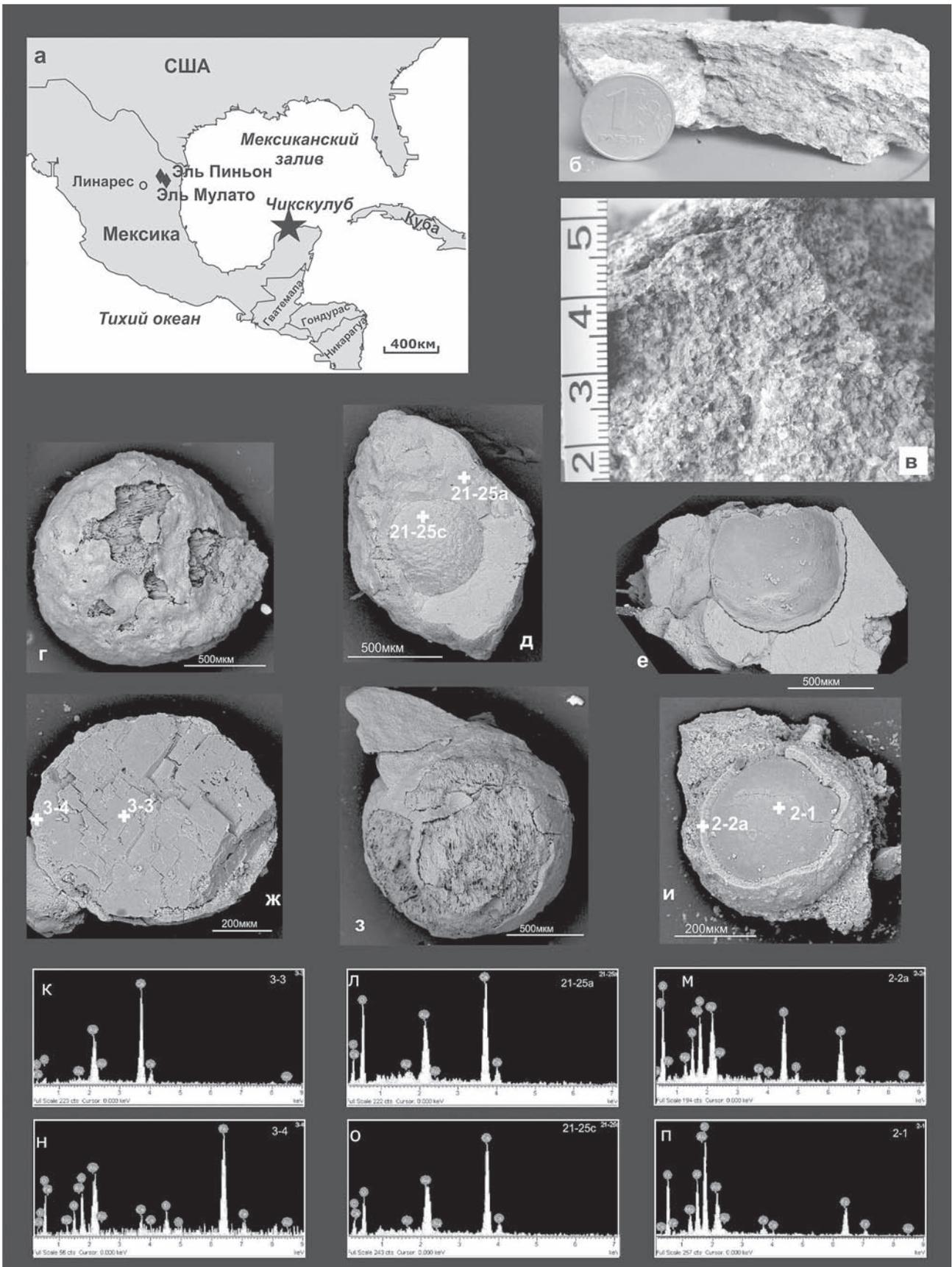


Рис. 7.5. Тектиты S-типа из первичного сферулового слоя кратера Чиксулуб (Мексика) на границе мела и палеогена.

а – местонахождение кратера Чиксулуб и географическое положение разрезов Эль-Пиньон и Эль-Мулато; б – фото образца из «перетолженного» сферулового слоя из разреза Эль-Пиньон; в – фото образца из первичного сферулового слоя разреза Эль-Мулато; г–и – тектиты S-типа различного химического состава и степени вторичных изменений из первичного сферулового слоя разреза Эль-Мулато с указанием мест опробования; к–п – спектры химического состава внутренних и внешних оболочек изученных тектитов, изображенных на рис. г–и

Ударные микроалмазы. Находки ударных микроалмазов в метеоритных кратерах являются известным фактом и также должны рассматриваться в качестве прямого индикатора падения метеорита [Montanary, Koeberl, 2002]. Так, широко известны микроалмазы в кратере Попигай и Карской астроблеме на севере России [Мащак, Райхлин, 1998; Мальков, Андреичев, 2010]. Импактные алмазы отличаются от обычных алмазов малыми размерами и гексагональной сингонией (разновидность лонсдалеит). На границе мела-палеогена были обнаружены импактные микроалмазы в Мексиканском заливе [Hough et al., 2001], в разрезе Гамс (Восточные Альпы, Австрия) [Grachev et al., 2005], в разрезе Стевенс Клинт (Дания) [Корчагин, Цельмович, 2011]. На рис. 7.4е,ж показано зерно ударного алмаза из разреза Гамс около 200 мкм в диаметре с оплавленными краями [Grachev, 2009], и зерно микроалмаза (1 мкм в диаметре) из Стевенс Клинта [Корчагин, Цельмович, 2011]. Кроме того, мелкие зерна алмазов ударного происхождения также были отмечены в горизонте высокоуглеродистых микросфер в Северной Америке, датированных 12000–13000 лет [Kennet et al., 2009].

Муассонит (карбид кремния). Находки зерен муассонита, так же как и Ni-шпинели, известны из тел метеоритов и межпланетной космической пыли [Stadermann et al., 2006], однако наряду с ударными микроалмазами и Ni-шпинелью считаются индикатором падения метеорита на Землю [Montanary, Koeberl, 2002]. Первые находки этого минерала были установлены в железном метеорите, найденном в Аризоне в метеоритном кратере Риис вместе с ударными алмазами [Hough et al., 2001]. Позднее этот минерал был выявлен в кимберлитовых трубках взрыва в Якутии и Китае, в вулканической брекчии и гидротермах острова Итуруп. Тем не менее, вместе с ассоциацией Ni-шпинели и ударными микроалмазами муассонит рассматривается в качестве одного из прямых индикаторов падения на Землю метеоритов. Несколько зерен этого минерала были обнаружены в переходном слое J на границе мела-палеогена в разрезе Гамс (Восточные Альпы, Австрия) (см. рис. 7.4д) [Grachev, 2009].

Тектиты и микротектиты S-типа

К тектитам и микротектитам относятся сферы (сферулы) силикатного и алюмосиликатного состава (S-типа) (см. рис. 7.5, 7.6). Сферы с диаметром более 1 мм относятся к тектитам, меньше 1 мм – к микротектитам. Тектиты и микротектиты S-типа возникают в результате плавления земной коры при мощном ударе метеорита, а затем разлетаются из кратера на дальние расстояния. Однако имеются указания на то, что источником материала тектитов может быть и материал импактора, как, например, санидиновые тектиты на границе мела – палеогена в Испании [Smit, Klaver, 1981]. Тектиты и микротектиты плохо сохраняются в ископаемом состоянии и часто присутствуют в породе в измененном виде. До настоящего времени, по данным [Keller, 2008], известно девять стратиграфических уровней с тектитами, из которых самый древний связан с верхним девоном (рис. 7.11). Особенно многочисленны и разнообразны тектиты кайнозойского возраста. Среди них различают тектиты североамериканской популяции, включая клинопироксеновые тектиты и микротектиты, тектиты Барбадоса, бедиазитесы и джорджианитесы [Glass, 2002; Glass et al., 2004], тектиты Берега Слоновой Кости (Западная Африка) [Glass et al., 1991; Koeberl et al., 1997], тектиты австралоазиатской популяции [Glass et al., 2004], включая их антарктические разновидности [Folco et al., 2009], тектиты и импактное стекло кратера Попигай [Whitehead et al., 2000]. Из них тектиты североамериканской популяции имеют широкое географическое распространение, весьма многочисленны и образуют три горизонта в толще верхнеэоценовых пород [Keller et al., 1983, 1987; Glass, 2002]. На границе мела-палеогена высококальциевые тектиты S-типа (K-полевошпатовые сферулы) [Martinez-Ruiz et al., 2006] и санидиновые тектиты [Smit, Klaver, 1981] описаны в Испании, а Mg-сметитовые и Fe-Mg-хлоритовые диагенетически измененные тектиты (сферулы) – в Техасе [Schulte et al., 2006]. Следует также отметить случай обогащения редкими землями S-тектитов на границе

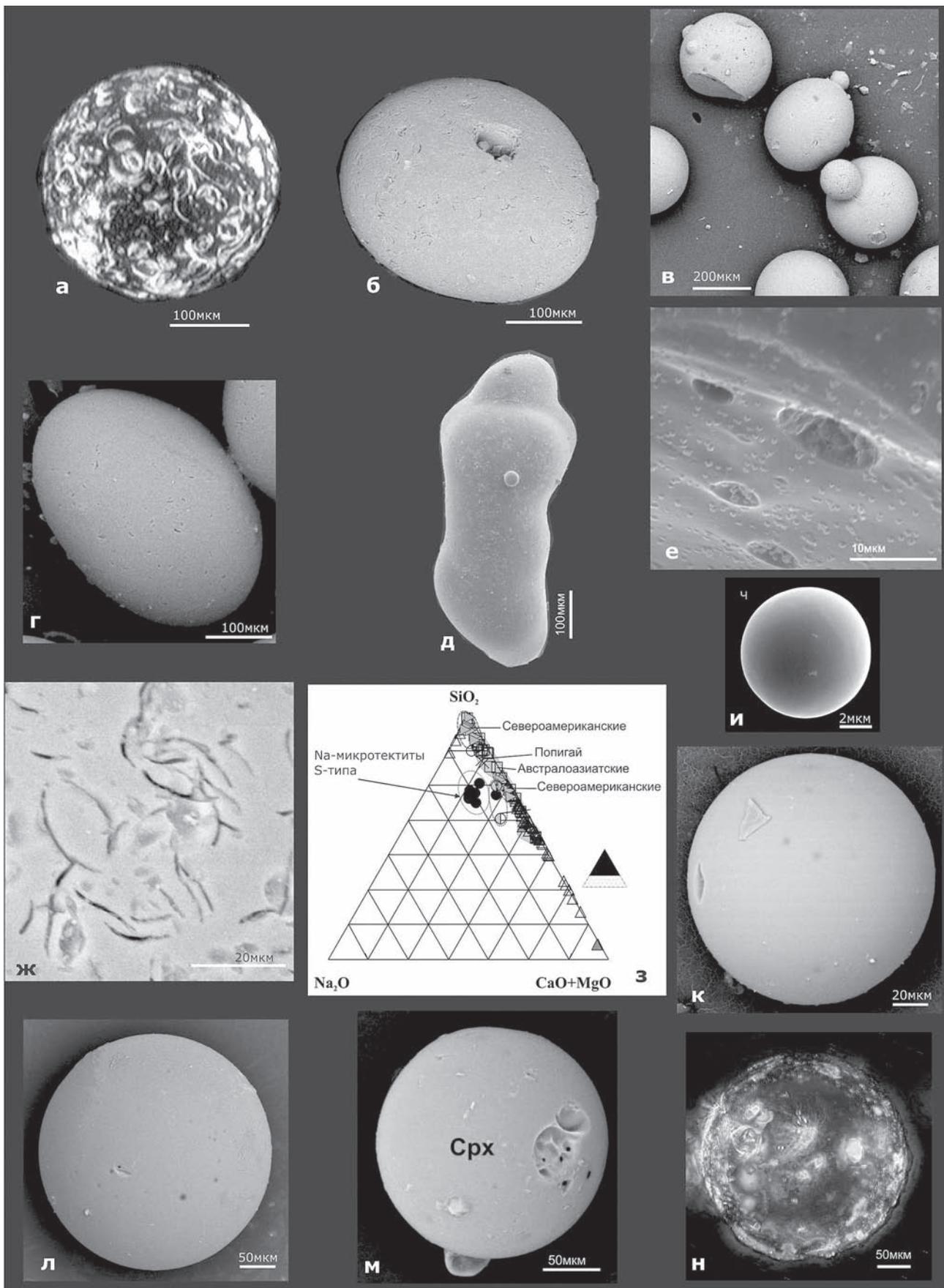


Рис. 7.6. Na-микротектиты из осадочных отложений с микроимпактными и импактными событиями различного возраста.

а–ж – Na-микротектиты из отложений среднего миоцена Восточной Камчатки (стереоскопическое оптическое изображение) [Корчагин, Бордунов, 2013, в печати]: а – сферической формы, б – уплощенно-сферической формы, в – сферической и колбовидной формы, г – овальной формы, д – удлиненно-овальной формы, е – увеличенный фрагмент «кратеровидной поверхности», ж – увеличенный фрагмент раковинной поверхности; з – треугольная диаграмма $\text{Na}_2\text{O}-\text{SiO}_2-(\text{CaO}+\text{MgO})$ кайнозойских тектитов и микротектитов различных популяций и Na-микротектитов, рассмотренных в работе [Корчагин, Бордунов, 2013, в печати]; и, к – Na-микротектиты из сферулового слоя кратера Чиксулуб (Мексика) разреза Эль-Мулато; л – Na-микротектит сферической формы из пограничного слоя между мелом и палеогеном в разрезе Стевенс-Клинт (Дания); м – Na-микротектит сферической формы из прослая темной глины между альбом и сеноманом в разрезе Губден (Дагестан, Россия); н – стереоскопическое оптическое изображение Na-микротектита сферической формы из белого известняка на границе коньяка и сантона в разрезе Белогорска (Крым, Украина) [Корчагин и др., 2012, обр. 09-6-1]

мела и палеогена в Испании [Martinez-Ruiz et al., 2006]. По нашим данным, в первичном «сферуловом» слое на границе мела и палеогена кратера Чикскулуб содержатся еще две разновидности – сферулы с полностью замещенным на кальцит ядром и внешней Fe-оболочкой и сферулы с силикатным железо-магниевым ядром и высокотитановой оболочкой (см. рис. 7.5). В исследованных нами образцах тектиты обнаружены на границе мела и палеогена в Чукскулубе и Стевенс Клинте (Дания) [Корчагин, Цельмович, 2011], микротектиты – в среднем миоцене (см. рис. 7.6а–ж) [Корчагин, Бордунов, 2013], на границе мела-палеогена в Чикскулубе (см. рис. 7.6и,к) и Стевенс Клинте (см. рис. 7.6л), на границе коньяка и сантона в Крыму (см. рис. 7.6м), на границе альба и сеномана Дагестана (разрез Губден) (см. рис. 7.6н), на границе перми-триаса в Мейшане [Корчагин, Цельмович, 2011]. Среди изученных образцов встречена новая разновидность микротектитов, обогащенных натрием (см. рис. 7.6з) [Корчагин, Бордунов, 2013]. Эта разновидность весьма распространена среди ископаемых микротектитов и встречена в среднем миоцене, на мел-палеогеновой границе, а также на границе альба и сеномана и отмечена из метеоритного кратера в Аризоне [Guaita, Martegani, 2008].

Космическое вещество в дисперсном виде. Геохимические аномалии

В настоящее время сложились представления, что иридий, обнаруженный в осадочной породе с помощью тонких аналитических методов (как правило, нейтронно-активационного), находится в дисперсном виде и имеет космическое происхождение [Alvarez et al., 1980]. Недавние исследования показали, что и никель, содержащийся в породе морского генезиса и также определяемый методами химического анализа, может находиться в дисперсном виде и иметь космический генезис [Корчагин и др., 2013].

Тонкодисперсный иридий. В настоящее время аномальные концентрации иридия в осадочных породах различного возраста весьма редки и проявляются на 14 стратиграфических уровнях фанерозоя, считаясь трэйсерами импактных событий [Keller, 2008] (рис. 7.11). Наибольшее распространение (субглобальное) среди этих уровней имеет «иридиевая аномалия» на границе мела и палеогена [Alvarez et al., 1984]. Считается, что иридий содержится в осадочной породе в дисперсном виде и до сих пор остается неясной минеральная форма этого металла. Оказалось, что иридий концентрируется в металлических микросферах (α -микрометеоритах) на границе юры и мела на севере Сибири [Захаров и др., 1993] или в высокоуглеродистых корочках, покрывающих диагенетически измененные сферы S-тектитов, выполненные гетитом или K-полевыми шпатами на границе мела и палеогена в Испании (Каравака, Агоста) [Martinez-Ruiz et al., 1997]. Было также установлено, что этим металлом обогащены отдельные оплавленные частицы метеоритной брекчии кратера Чикскулуб [Schurayatz et al., 1996]. Недавно были обнаружены микроскопические зерна осмистого иридия (2 мкм диаметром) в металлических микросферах, заполненных смектитом, в Гамсе (Австрия) [Grachev, 2009] (см. рис. 7.4з). Таким образом, концентрации иридия связаны с α -микрометеоритами I-типа (металлическими микросферами), измененными тектитам S-типа и метеоритной брекчией, т.е. с импактными событиями (иридий концентрируется в тектитах S-типа и метеоритной брекчии) или эпизодами усиленного поступления на Землю малоразмерных космических частиц (иридий концентрируется в металлических микросферах).

Тонкодисперсный никель. По нашим данным, никель, фиксируемый в осадочной породе только путем химического анализа, находится в ней в дисперсном виде и имеет космическое происхождение. Однако, в отличие от иридия, связанного

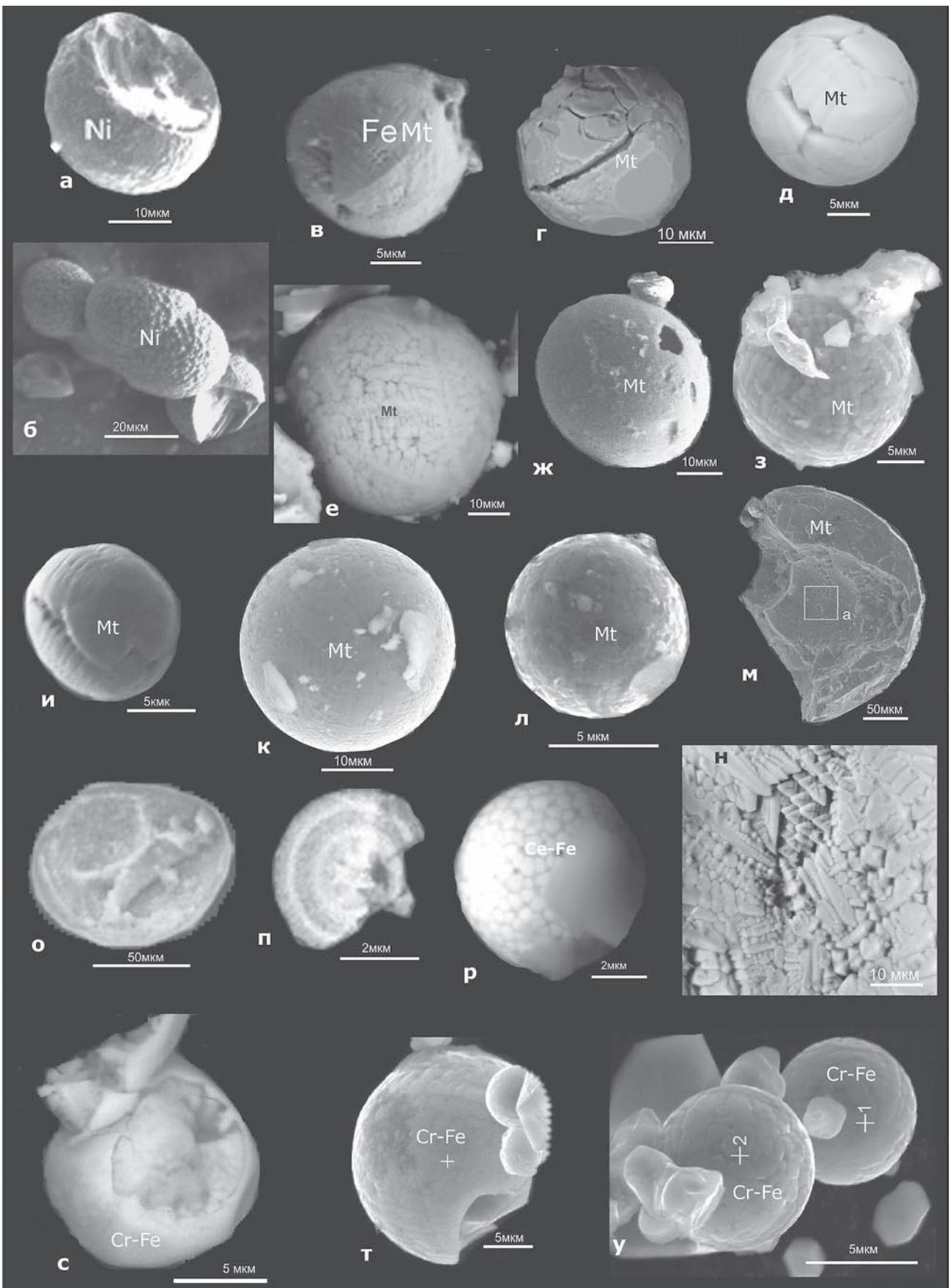


Рис. 7.7. α -микрометеориты (металлические микросферы) I-типа (α ММs) из осадочных отложений с микрометеоритными (космическими пылевыми) событиями различного возраста.

а, б – Ni- α -микрометеориты (микросферы) из слоя J между мелом и палеогеном разреза Гамс-1 [Grachev et al., 2005; Грачев и др., 2008]; в–п – Mt- α -микрометеориты (магнетитовые микросферы): в – с сетчатой текстурной поверхности и элементами кристаллографической огранки (кристасферы) из отложений нижнего палеоцена (слой М) разреза Гамс-1 [Grachev et al., 2005, Грачев и др., 2008], г – с бугристой текстурой и элементами кристаллографической огранки (кристасферы) из отложений нижнего сеномана Крыма [Корчагин, 2010], д – с призматической поверхностью из отложений нижнего сеномана Крыма [Корчагин, 2010], е – с сетчатой бугристой поверхностью, ж – с тонкосетчатой поверхностью и отверстием из нижней части слоя J на границе мела и палеогена разреза Гамс-1 [Grachev et al., 2005, Грачев и др., 2008], з – с бугристо-сетчатой поверхностью из образца 27/2 слоя 27 на границе перми и триаса в Мейшане [Корчагин и др., 2010], и – с продольно-параллельной поверхностью из нижней части слоя J на границе мела и палеогена разреза Гамс-1 [Grachev et al., 2005, Грачев и др., 2008], к – с тонкосетчатой поверхностью из образца 27/2 слоя 27 на границе перми и триаса в Мейшане [Корчагин и др., 2010], л – с бугристой тонкосетчатой поверхностью из образца 27/9 слоя 27 на границе перми-триаса в Мейшане [Корчагин и др., 2010], м – внутренняя часть микросферы из образца 27/14 слоя 27 на границе перми и триаса в Мейшане, н – увеличенный фрагмент внутренней части микросферы с игольчатой текстурой распада [Корчагин и др., 2010], о – полые микросферы с металлической (железной) оболочкой, заполненные глинистым материалом с зёрнами железа, сплавов Ni-Fe, Fe-Ni из слоя J между мелом и палеогеном разреза Гамс-1 [Grachev et al., 2005, Грачев и др., 2008], п – микросфера с концентрическим внутренним строением и радиальными перегородками из средней части слоя J на границе мела и палеогена разреза Гамс-1 [Grachev et al., 2005, Грачев и др., 2008]; р – Се- α -микрометеориты (Се-Fe-микросферы) (Се- α ММs) из образца 27/11 слоя 27 на границе перми и триаса в Мейшане [Корчагин, Цельмович, 2013, в печати]; с–у – Cr-Fe- α -микрометеориты (Cr-Fe-микросферы): с – с бугристой поверхностью из верхней части слоя J на границе мела и палеогена разреза Гамс-2 [Грачев и др., 2008], т, у – с бугристой поверхностью из нижней части слоя J на границе мела и палеогена разреза Гамс-2 [Грачев и др., 2008]

с импактными событиями, содержание никеля в осадочной породе существенно варьирует – увеличиваясь и уменьшаясь, совпадая с температурными пессимумами и оптимумами соответственно. Предполагается, что увеличение никеля в породе связано с прохождением Землей через пылевые туманности (облака), обогащенные дисперсными металлами, препятствовавших поступлению на Землю солнечной радиации и способствовавшие развитию климатических пессимумов. Увеличение и уменьшение доли никеля в осадочной породе носит циклический характер с предположительной продолжительностью циклов около 5500–6200 лет [Корчагин и др., 2013].

Микрометеориты

К микрометеоритам отнесены оплавленные металлические частицы изометричной формы и металлические микросферы размером 1–500 мкм, а также высокоуглеродистые микросферы. Соответственно, по морфологии частиц и составу среди микрометеоритов предлагается различать металлические микрометеориты I-типа: α -микрометеориты (металлические микросферы) (α ММs), β -микрометеориты (β ММs), γ -микрометеориты (γ ММs) и высокоуглеродистые микрометеориты С-типа – СММs-микросферы (высокоуглеродистые микросферы).

Предполагается, что микрометеориты образуются из малоразмерных частиц, возникших при

столкновении астероидов на околоземной орбите или в межпланетном пространстве. Скопления микрометеоритов в осадочной породе рассматривается в качестве трэйсеров «микрометеоритных событий» (CDE), связанных с массовым выпадением на Землю малоразмерных космических частиц и микрометеоритов.

α -микрометеориты (металлические микросферы) I-типа (см. рис. 7.7) обнаруживаются во всех исследованных стратиграфических интервалах. Размеры магнетитовых микросфер колеблются от 2 до 200 мкм, никелистых – 10–30 мкм, железо-хромистых – 3–20 мкм, церий-железистых – 4–8 мкм.

По химическому составу различаются микросферы: 1) железные (Fe) (рис. 7.7о,п); 2) магнетитовые (Fe^{Mn}) (рис. 7.7в–м); 3) никель-железные и железо-никелевые ($\text{Ni}^{\leq 83}\text{-Fe}$, $\text{Fe}^{\leq 94}\text{-Ni}$); 4) никелевые ($\text{Ni}^{\leq 90.4}$) (рис. 7.7а,б); 5) железо-хромистые ($\text{Fe-Cr}^{\leq 24}$) (рис. 7.7с–у); 6) железо-марганцевые ($\text{Fe-Mn}^{\leq 2.2}$); 7) железо-цериевые (цериевые) ($\text{Fe}^{\text{Mn-Ce}^{6.5-68}}$) (рис. 7.7р). В литературе также описаны находки α -микрометеоритов свинцового состава [Standard, Angell, 2003].

Внутри они обычно обладают текстурой распада (дендровидной структурой) (рис. 7.7л), но могут быть представлены сферическими оболочками (скорлупками), заполненными глиной (сметитом) (рис. 7.7м), иногда имеют концентрическое внутреннее строение (рис. 7.7н). Сферические скорлупки имеют размеры 50–150 мкм в диаметре с

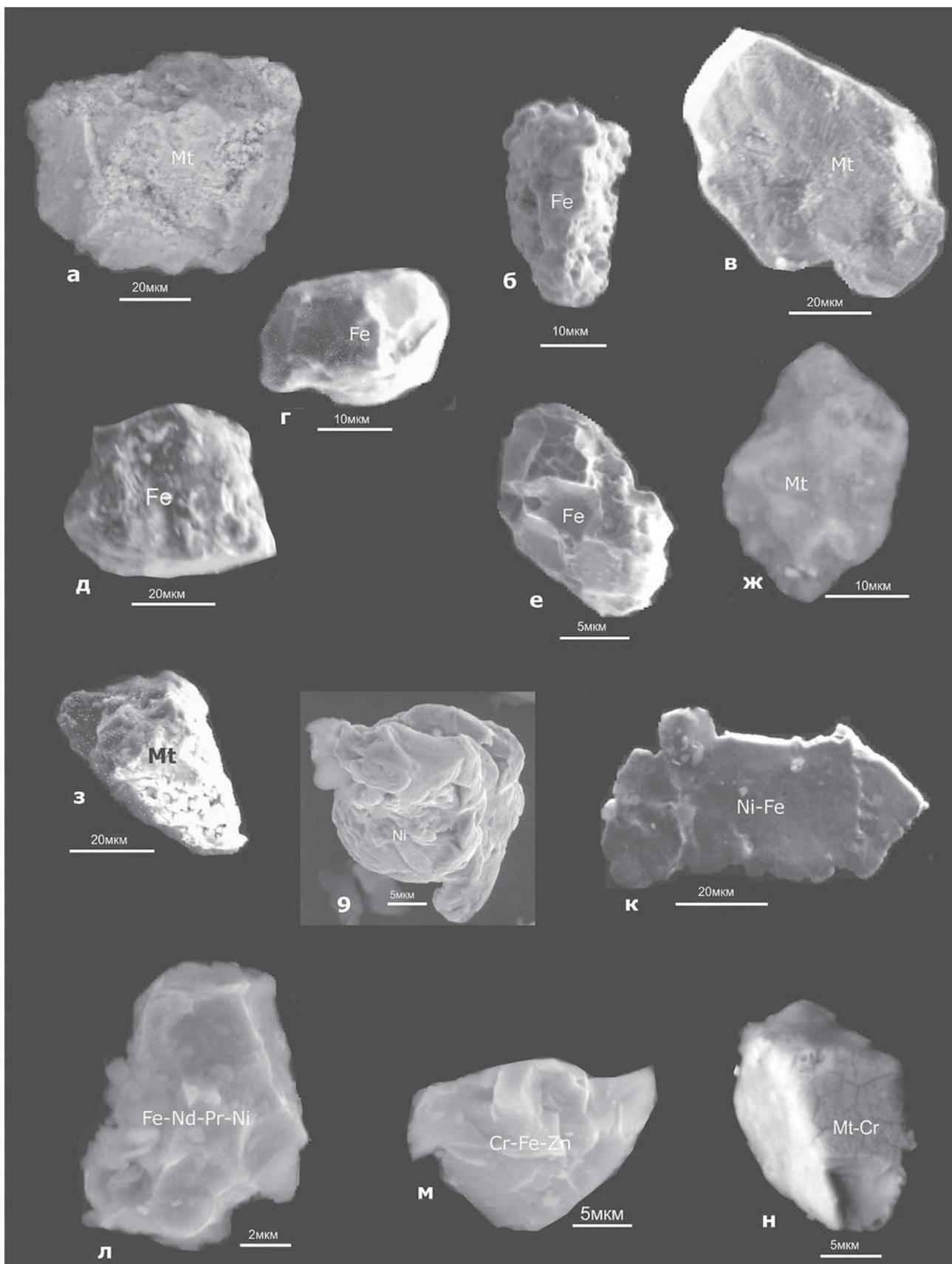


Рис. 7.8. β -микрометеориты I-типа (β MMs) из осадочных отложений с микрометеоритными (космическими пылевыми) событиями различного возраста.

а – β -микрометеорит из магнетита переходного слоя на границе мела и палеогена в разрезе Стевенс Клинт (Дания) [Корчагин, Цельмович, 2011]; б – β -микрометеорит из магнетита слоя К нижнего палеогена в разрезе Гамс-1 [Грачев и др., 2008]; в – β -микрометеорит из магнетита нижней части слоя J на границе мела и палеогена в разрезе Гамс-1 [Грачев и др., 2008]; г – е – β -микрометеориты из магнетита верхней части слоя J на границе мела и палеогена в разрезе Гамс-1 [Грачев и др., 2008]; ж – β -микрометеорит из магнетита переходного слоя на границе мела и палеогена в разрезе Стевенс Клинт (Дания) [Корчагин, Цельмович, 2011]; з – β -микрометеорит из магнетита нижней-средней части слоя J на границе мела-палеогена в разрезе Гамс-1 [Грачев и др., 2008]; и – Ni- β -микрометеорит из образца 27/1 слоя 27 на границе перми и триаса в Мейшане [Корчагин и др., 2010]; к – Ni- β -микрометеорит из нижней части слоя J на границе мела и палеогена в разрезе Гамс-1 [Грачев и др., 2008]; л – Nd-Pr β -микрометеорит из образца 27/2 слоя 27 на границе перми и триаса в Мейшане [Корчагин, Цельмович, 2013, в печати]; м, н – Cr- β -микрометеориты (м – из образца 27/13, н – из образца 27/11) из слоя 27 на границе перми-триаса в Мейшане [Корчагин и др., 2010]

толщиной оболочки 1–2 мкм. Весьма редки Ce-Fe- α -микрометеориты (Ce-микросферы), которые пока обнаружены только в слое 27 пограничных отложений перми и триаса разреза Мейшань (Китай).

Ni- α -микрометеориты (Ni-микросферы) иногда связываются с абляцией метеоритов при их вхождении в атмосферу и рассматриваются как «абляционные микросферы». Подобные Ni- α -микрометеориты нами были обнаружены пока только на границе мела и палеогена [Grachev et al., 2005]. Ископаемые микросферы с церием (Ce-Fe- α -микрометеориты) обнаружены на границе перми и триаса в Мейшане [Корчагин, Цельмович, 2011].

β -микрометеориты I-типа (см. рис. 7.8) представлены металлическими оплавленными изометричными частицами от 1 до 500 мкм в большем диаметре. Среди них различают: 1) магнетитовые (Fe^{Mt}) (рис. 7.8а–з); 2) железо-никелевые (Fe-Ni, Ni-Fe) (рис. 7.8и,к); 3) хромистые, хромисто-никелевые, хромисто-цинковые (Fe-Cr-Ni, Cr-Fe-Zn) (рис. 7.8м,н); 4) редкоземельные (Fe-Nd-Pr^{≤64}) (рис. 7.8л). Частицы сплавов Fe-Ni и Ni-Fe обычно связываются с обычными хондритами, частицы и обломки метеоритов, обогащенные Cr, например, в ордовике, связываются с L-хондритами [Schmitz et al., 1996]. Наиболее часто в ископаемом виде на разных стратиграфических рубежах встречаются β -микрометеориты магнетитового, железо-никелевого и хромисто-никелевого состава. β -микрометеориты магнетитового состава часто обладают структурой распада (дендровидной структурой) (рис. 7.8в). Весьма редки хромисто-цинковые (Fe-Cr-Ni, Cr-Fe-Zn) и кобальт-медистые (Fe-Ni-Co-Cu) β -микрометеориты. Металлические частицы, обогащенные редкими землями, известны пока только из пограничных отложений перми и триаса в Мейшане [Корчагин, Цельмович, 2011].

Необходимо обратить внимание на то, что церием и другими редкими землями обогащены метеориты марсианского типа (известно около 99 марси-

анских ахондритов) и метеориты антарктического типа. Присутствие редких земель в метеоритном веществе пока не получило однозначную оценку [Koeberl, Cassady, 1991]. Высказываются представления о том, что обогащение метеоритов редкими землями связано с вторичными процессами выветривания в условиях холодной пустыни [Croaz et al., 2003]. Однако в исследуемом нами образце слоя 27 разреза пограничных отложений перми и триаса Мейшань (см. рис. 7.2) были обнаружены Се-микросферы и металлические частицы с празеодимом и неодимом (Pr-Nd); наряду с ними встречаются другие неизмененные магнетитовые микросферы и металлические микрочастицы, а слой 27 накапливался никак не в условиях «холодной пустыни». В этой связи сложно использовать механизм избирательного вторичного обогащения редкими землями частиц, описанный [Croaz et al., 2003]. Также трудно представить избирательное вторичное обогащение редкоземельными элементами S-тектитов на границе мела-палеогена [Martinez-Ruiz et al., 2006]. Мы считаем, что редкие земли и церий включительно, присутствующие в α - β -микрометеоритах и S-тектитах на границах перми и триаса и мела и палеогена, не являются вторичными и отражают состав падавшего тела «экзотического» происхождения. Поскольку известно, что церием и редкими землями обогащены марсианские метеориты и метеориты антарктического типа, то образование обнаруженных нами микрометеоритов предположительно связывается с коллизией на околоземной орбите на рубежах перми и триаса и мела и палеогена марсианского(их) и антарктического(их) астероидов и астероидов другого типа.

γ -микрометеориты I-типа (см. рис. 7.9). Представляют собой металлические пластины различной конфигурации (изогнутые, спиральные и т. д.) с текстурой «течения» на поверхности. Размеры γ -микрометеоритов I-типа колеблются от 20 до 100 мкм. Среди них по составу встречены: 1) самородные железные (Fe) (рис. 7.9а–е); 2) ни-

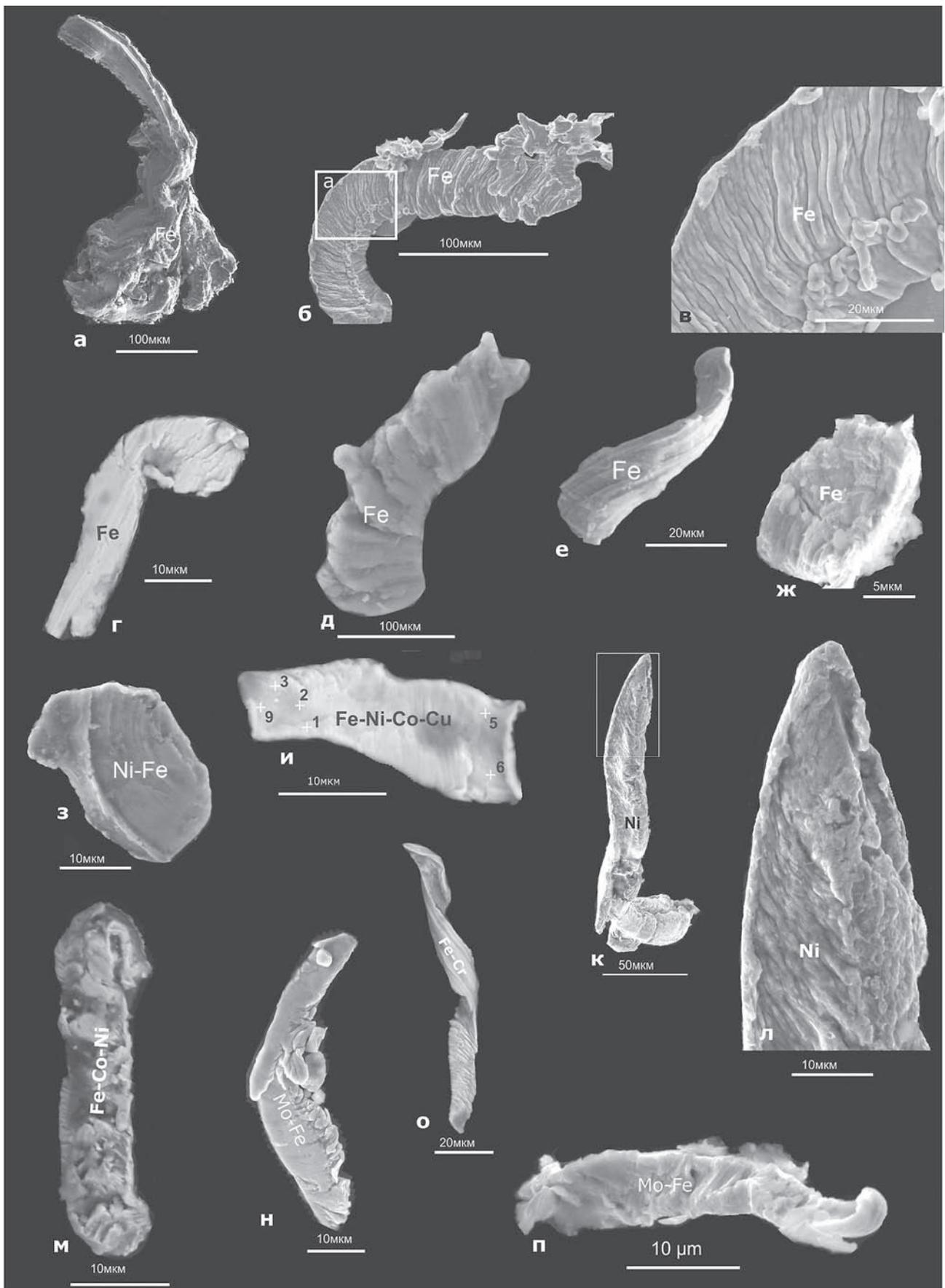


Рис. 7.9. γ -микрометеориты I-типа (γ MMs) (металлические абляционные пластины) из осадочных отложений с микрометеоритными (космическими пылевыми) событиями различного возраста.

а – γ -микрометеорит самородного железа из нижней части слоя J разреза Гамс-1 [Грачев и др., 2008]; б, в – γ -микрометеорит самородного железа из нижней части слоя J Гамс-1 (в – увеличенный фрагмент, выделенный на рис. б) [Грачев и др. 2008]; г – γ -микрометеорит самородного железа из пограничного слоя глины между мелом и палеогеном в разрезе Стевенс Клинт (Дания) [(Корчагин, Цельмович, 2011)]; д – γ -микрометеорит самородного железа из слоя J Гамс-1 [Грачев и др., 2008]; е – γ -микрометеорит самородного железа из нижней части слоя J разреза Гамс-1 [Грачев и др., 2008]; ж – срез обломка γ -микрометеорита самородного железа из слоя 27 (образец 27/9) границы перми и триаса разреза Мейшань (Китай) [Корчагин и др., 2010]; з – обломок γ -микрометеорита сплава Fe-Ni из средней части слоя J разреза Гамс-1 [Грачев и др., 2008]; и – γ -микрометеорит сплава Fe-Ni-Co-Cu из пограничного слоя между мелом и палеогеном в разрезе Стевенс Клинт (Дания) [Корчагин, Цельмович, 2011]; к, л – Ni- γ -микрометеорит из слоя 27 (образец 27/2) границы перми и триаса разреза Мейшань (Китай) (л – увеличенный фрагмент, выделенный на рис. к) [Корчагин, Цельмович, 2010]; м – γ -микрометеорит сплава Fe-Co-Ni из пограничного слоя между мелом и палеогеном в разрезе Стевенс Клинт (Дания) [Корчагин, Цельмович, 2011]; н, о – γ -микрометеориты сплава Mo-Fe из нижней части слоя J разреза Гамс-1 [Грачев и др., 2008]; п – γ -микрометеорит сплава Mo-Fe из пограничного слоя между мелом и палеогеном в разрезе Стевенс Клинт (Дания) [Корчагин, Цельмович, 2011]

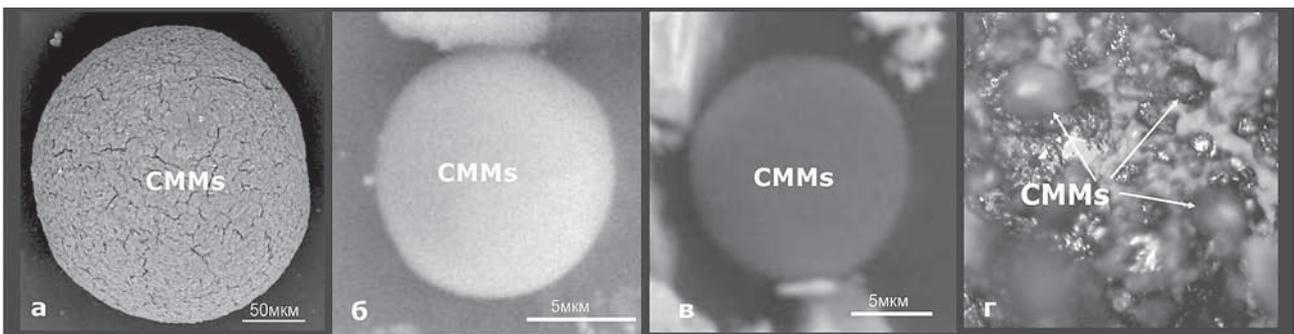


Рис. 7.10. Микрометеориты С-типа (С-MMs) (высокоуглеродистые микросферы) из осадочных отложений нижнего сеномана и границы перми и триаса с микрометеоритными (космическими пылевыми) событиями.

а – С-MMs микрометеорит (?) (высокоуглеродистая микросфера) из нижнего сеномана (зона *Thalmaninella appenninica appenninica*) разреза Губден (Дагестан, Россия) (материалы О.А.Корчагина, А.В.Соловьева); б–г – С-MMs микрометеориты (?) (высокоуглеродистые микросферы) из разреза перми-триаса Рязанской области (Россия) (материалы В.Р. Лозовского)

келевые (Ni) (рис. 7.9ж,и); 3) железо-хромистые (Fe-Cr) (рис. 7.9о); 4) молибден-железные (Mo-Fe) (рис. 7.9л,м); 5) железо-никель-кобальтовые (Fe-Ni-Co-Cu) (рис. 7.9з,к). Почти во всех случаях описываемые частицы обладают текстурой плавления (течения) (рис. 7.9б–д,и). Наиболее часто встречаются самородные железные и никелевые частицы. Предполагается, что железо могло конденсироваться из паров, возникших при мощном ударе метеорита о поверхность планеты. Также обращает на себя внимание исключительная сохранность частиц железа, пролежавших в породе много лет.

Следует отметить, что металлические пластины различной конфигурации (изогнутые, скрученные и т.д.), отнесенные нами к γ -микрометеоритам, пока не рассматриваются западными специалистами, поскольку имеются трудности с их диагностикой и непонятно происхождение. Однако,

поскольку эти объекты часто встречаются среди частиц заведомо космического генезиса и их присутствие невозможно объяснить земными процессами (например, сплавы железа и никеля с текстурами течения), то они в настоящей работе отнесены к частицам космического происхождения и связываются с абляцией метеоритов при вхождении их в атмосферу Земли.

С-MMs-микрометеориты С-типа (высокоуглеродистые микросферы, фуллерены?). Находки фуллеренов на границе мела и палеогена отмечены в Новой Зеландии [Neumann et al., 1994; Becker, 1999], а также на границе перми и триаса (251 млн лет) в Графит-Пик (Антарктида) [Becker et al., 2001]. Отметим, что фуллерены связываются с карбонатными хондритами и обладают высокой устойчивостью к воздействию окружающего космического пространства и различного вида излучений [Basiuk et al., 2005]. Сообщается о находках высокоуглеро-

дистых микросфер, условно отнесенных к СММс-микрометеоритам, в пограничных отложениях перми и триаса Мейшаня [Miura, 2006]. Подобные объекты были обнаружены нами в морских отложениях альба и сеномана разреза Губден (Дагестан, Россия) (см. рис. 7.10а) и в пограничных отложениях перми и триаса Центральной России (рис. 7.10б–г). Однако следует отметить, что рентгеноструктурный анализ описанных и обнаруженных высокоуглеродистых микросфер, позволяющий диагностировать в них молекулы C^{60} – фуллерены, нами не проводился. Ввиду

сказанного происхождение СММс-микрометеоритов С-типа и их принадлежность к классу фуллеренов нуждается в уточнении. Так, например, происхождение высокоуглеродистых микросфер, образующих горизонт возрастом 12000–13000 лет в Северной Америке, объясняется, с одной стороны, падением метеорита и пожарами, вызванными этим падением [Firestone et al., 2007], что подтверждается находками в этом горизонте микроалмазов [Kennet et al., 2009], с другой стороны, связывается с жизнедеятельностью микроорганизмов в грибах [Scott et al., 2010].

Импакт-стратиграфическая шкала фанерозоя и составляющие ее импактные и микрометеоритные события

Импакт-стратиграфическая шкала первоначально была разработана [Montanary, Koeberl, 2002]. Она отражала временную последовательность импактных событий – падений метеоритов на Землю в фанерозое, зафиксированных метеоритными кратерами. Позднее эта шкала была дополнена новыми сведениями о метеоритных кратерах и стала включать данные о возрасте и размерах 121 ископаемого метеоритного кратера, из которых 15 крупных с диаметром более 50 км, 13 средних с диаметром от 25 до 50 км и 93 мелких с диаметром менее 25 км, а также 11 стратиграфических уровней с иридиевыми аномалиями и 9 стратиграфических уровней, обогащенных тектитам [Keller, 2008]. В настоящей работе именно эта шкала была дополнена сведениями о ранее неизвестных метеоритных кратерах и стратиграфическими уровнями с микрометеоритными событиями, исследованными автором, или опубликованными в работах, где дано их надежное обоснование (см. рис. 7.11). Следует отметить, что ранее уже проводились исследования по оценке распространения α -микрометеоритов в геологическом прошлом [Taylor, Brownlee, 1991].

В основу дополненного варианта импакт-стратиграфической шкалы [Keller, 2008] положены подразделения и датировки глобальной хроностратиграфической шкалы [Geological Time Scale, 2012], а для подразделений кембрия использовано ярусное деление [Дубинина, 2010]. Ввиду слабой изученности импактных и микрометеоритных событий представленная импакт-стратиграфическая шкала пока не имеет самостоятельных «астрогеологических» подразделений.

В обновленном варианте импакт-стратиграфической шкалы предложено различать такие понятия, как: «импактные» события (IE), зафиксированные метеоритными кратерами и такими трэйсерами, как иридиевые аномалии, находки зерен Ni-шпинели, ударные микроалмазы, ударный

муассонит, ударный кварц, тектиты (силикатные сферулы) и микротектиты S-типа в нескольких удаленных регионах; «микромпактные» события (mIE) – события, признаки которых выявлены пока в одном регионе или одном разрезе; «микрометеоритные» события (CDE) – события, проявленные находками α -микрометеоритов (металлических микросфер), β -микрометеоритов и γ -микрометеоритов.

Трэйсеры импактных событий ранее предполагалось использовать для целей стратиграфической корреляции [Montanary, Koeberl, 2002; Sankaran, 2002]. Теоретически использование таких явлений, как падение метеорита, следы которого «мгновенно» фиксируются в удаленных и разнофациальных толщах, обладает большими корреляционными перспективами. На практике эта идея была реализована при корреляции разрезов пограничных отложений и событий между районом Мексиканского залива и Европой [Smit, 1999]. Затем эта идея была отражена при выборе Точки глобального стратотипа границы мел-палеогеновой в Эль-Кефе (Тунис), которую связали с иридиевой аномалией и находками минералов внеземного происхождения [Molina et al., 2006]. Использование для точной стратиграфической корреляции уровней находок микрометеоритов осуществлено для разрезов четвертичных отложений Балтийского региона [Raukas, 2000].

Ниже даются краткие характеристики «микрометеоритных» и «импактных» событий, составляющим обновленный вариант импакт-стратиграфической шкалы (см. рис. 7.11).

Микрометеоритное событие в позднем кембрии (см. рис. 7.11, событие 1) выявлено на границе батырбайского яруса и яруса айша-биби в Казахстане, где приурочено к прослою черного тонкозернистого известняка и совпадает с крупным эвстатическим понижением уровня Мирового океана (эвстатическое событие Лонг-Рэнч)

[Корчагин и др., 2007; Дубинина, 2009]. Космический материал представлен α -микрометеоритами и β -микрометеоритами магнетитового состава и небольшого размера. Для этого времени в мире известно лишь несколько метеоритных кратеров 5–25 км в диаметре.

Импактное и микрометеоритные события в раннем ордовике. В конце раннего ордовика зафиксированы 2 микрометеоритных события в Шотландии (см. рис. 7.11, события 2, 3) и одно импактное событие Киннекуле (см. рис. 7.11, событие 4). Микрометеоритные события представлены горизонтами, обогащенными α -микрометеоритами магнетитового состава [Dredge et al., 2010]. Импактное событие проявилось находками крупных обломков метеоритов в метеоритном кратере карьера Киннекуле (Швеция) [Schmitz et al., 1996], а также трассируется обломками α - и β -микрометеоритов в Ленинградской области [Коротчанцев и др., 2009]. Характерной чертой этого события является обогащение обломков упавшего метеорита хромом, что предполагает падение на Землю L-хондрита [Schmitz et al., 1996, Коротчанцев и др., 2009, Dredge et al., 2010].

Импактные и микрометеоритные события на рубеже перми и триаса (см. рис. 7.11, события 6?–7). Длительное время главным событием на границе перми и триаса считался трапповый вулканизм на севере Сибири (сибирские траппы) и локальные проявления вулканической активности в Китае. Однако в последние годы в пограничных отложениях перми и триаса разных регионов мира были выявлены горизонты, обогащенные космическим веществом – α -микрометеоритами магнетитового состава в Шангси-Мейшане (Китай) [Xu et al., 1989] и в Альпах [Bachmann, Kozur, 2003], а также находки СММs-микрометеоритов в Мейшане (Китай) [Miura, 2006]. Кроме того, стало известно о находках α -микрометеоритов свинцового состава в раннем триасе Австралии [Standard, Angell, 2003], β -микрометеоритов и S-тектитов в верхней перми Графит Пика в Антарктиде [Basu et al., 2003]. Эти находки служат доказательством массовой космической бомбардировки Земли на рубеже перми и триаса. Свидетельством этой бомбардировки стал метеоритный кратер Бедоут возрастом 250 млн лет, открытый в середине 1990-х годов на северо-западном шельфе Австралии [Becker et al., 2003], а также предполагаемый гигантский метеоритный кратер Вилкслэнд возрастом 260 млн лет в Антарктиде [Von Frese et al., 2009]. В Бразилии обнаружен кратер вулкана Арагуаинха диаметром 40 км, образование которого связывается с рубежом между пермью и триасом [Retallack et al., 2004, 2005].

Полученные в последнее время сведения о распределении, химическом составе и морфологии

микрометеоритов из слоя 27 (на рубеже 250 млн лет) в разрезе Мейшань (Китай) – S-микротектитов, α -микрометеоритов магнетитового состава, β -микрометеоритов железо-никелевого и хромистоникелевого составов [Корчагин и др., 2010] – хорошо согласуются с возрастом метеоритного кратера Бедоут. Обилие S-микротектитов на двух стратиграфических уровнях в слое 27 (интервалы 27/7 и 27/9) (см. рис. 7.2) [Корчагин и др., 2010] свидетельствует о падении на Землю по крайней мере двух метеоритов. Находки в слое 27 большого количества α - и β -микрометеоритов магнетитового, железо-никелевого и хромистого составов свидетельствуют о столкновении на околоземной орбите, кроме достигших Земли метеоритов, также крупных хондритов и L-хондритов, обломки которых поступили на Землю в виде микрометеоритов. Находки в слое 27 α -микрометеоритов с церием (интервал 27/9–27/11) и β -микрометеоритов с редкими землями (Nd-Pr) (интервал 27/2–27/3) (см. рис. 7.2) [Корчагин, Цельмович, 2013] можно рассматривать как свидетельство того, что в столкновении астероидов на околоземной орбите участвовали марсианский метеорит (обогащенный церием) и/или метеориты антарктического типа, обогащенные редкими землями. Примечательно, что все известные и предполагаемые метеоритные кратеры на рубеже перми и триаса связываются с Южным полушарием – Австралией и Антарктидой – где, собственно, и развиты метеориты антарктического типа. На рис. 7.11 два микроимпактных события с S-микротектитам и микроимпактные события зафиксированные в слое 27 разреза Мейшань обозначены № 7. Ввиду того, что и Альпах, и в Мейшане, где отмечаются горизонт(ы) с микрометеоритами ниже границы перми и триаса, но не приводятся точные характеристики микрометеоритов и возраст вмещающих отложений, отмеченные события объединены под номером №6?. В разрезе Мейшань находки микрометеоритов и микротектитов приурочены к слою 27, формировавшемуся на самой ранней стадии трансгрессии и имеющему следы переотложения (см. рис. 7.2). Ранее отмечалось, что находки микрометеоритов в исследованных разрезах тяготеют к границам седиментационных циклов – самым ранним стадиям регрессии (Лонг Рэнч) в верхнем кембрии [Корчагин и др., 2007] или самым ранним стадиям трансгрессии на рубеже перми и триаса в Мейшане [Корчагин и др., 2010]. Оказалось, что приуроченность горизонтов с космической пылью к границам седиментационных циклов уже была отмечена при исследовании пермских отложений в Китае [Lu et al., 2006].

Микрометеоритное событие на рубеже триаса и юры. Находки α -микрометеоритов вблизи

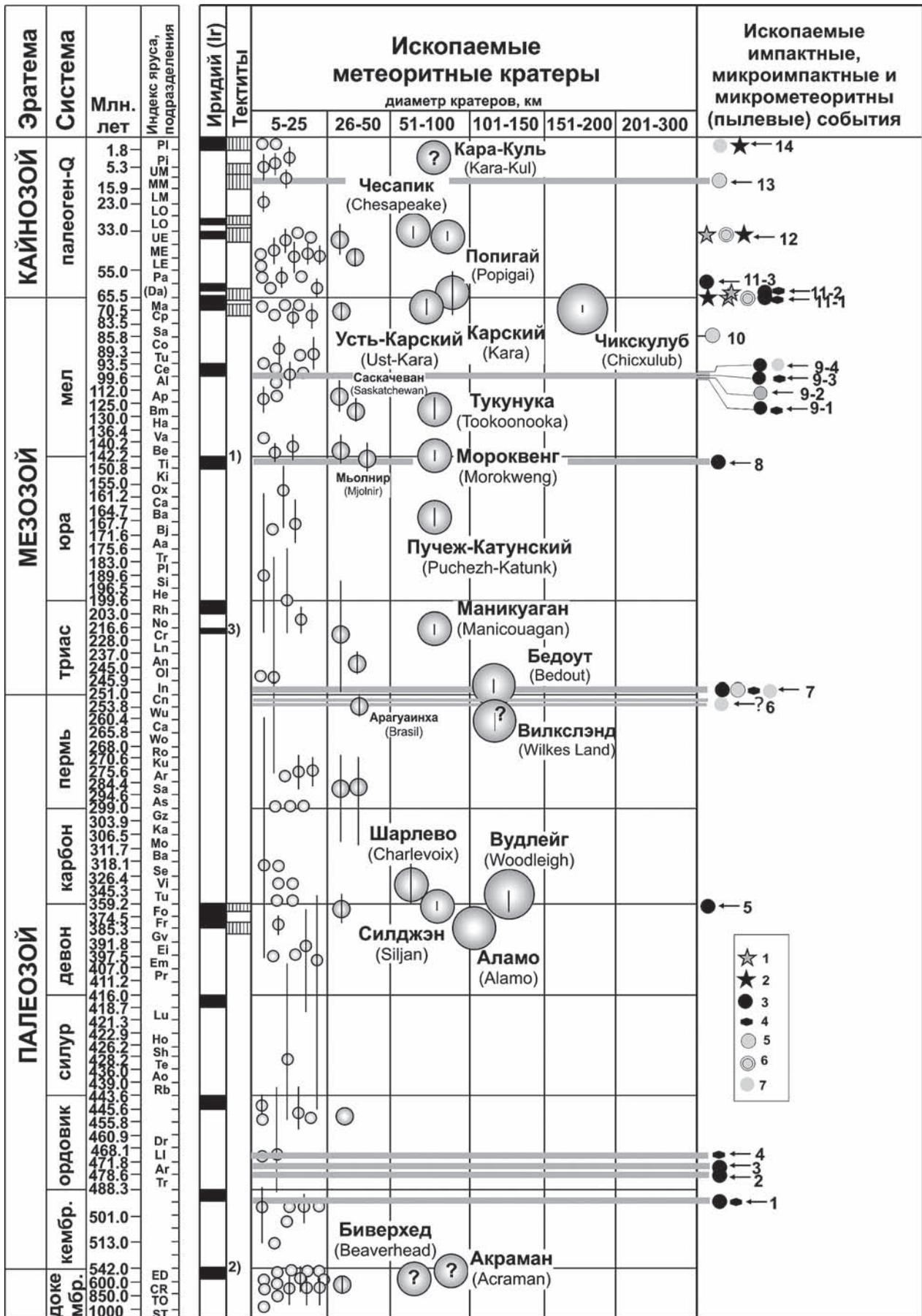


Рис. 7.11. Импакт-стратиграфическая шкала фанерозоя: последовательность импактных и микрометеоритных событий.

1 – Ni-шпинель, 2 – ударные микроалмазы, 3 – $\alpha^{(Mn)}$ Mms, 4 – $\beta^{(Fe, Ni, Cr)}$ MMs, 5 – микротектиты S-типа, 6 – тектиты S-типа, 7 – СММс (высокоуглеродистые микросферы (эндофуллерены)).

Метеоритные кратеры и их возраст приведены по данным [Montanari, Koeberl, 2002; Keller, 2008] с дополнениями автора; иридиевые аномалии и находки тектитов по данным [Keller, 2008], ископаемые импактные, микроимпактные и микрометеоритные события по данным автора. Размер кругов отражает диаметр кратеров, вертикальная линия на кругах – диапазон определения их возраста

границы триаса и юры в Неваде свидетельствуют об усиленном поступлении на Землю космического материала на этом рубеже [Chapman, Lauretta, 2004]. Однако отсутствие уверенной датировки слоя с магнетитовыми микросферами в этом регионе и слабая их геохимическая характеристика не позволяют пока уверенно определить это событие в импакт-стратиграфической шкале (см. рис. 7.11).

Импактное и микрометеоритное событие на границе юры и мела (см. рис. 7.11, событие 8). На севере Сибири, в Нордвике, на рубеже юры и мела был выявлен и описан горизонт с α -микрометеоритами, обогащенными иридием [Захаров и др., 1993]. Этот горизонт можно рассматривать как микрометеоритное событие, связанное со столкновением на околоземной орбите крупных астероидов и усиленным выпадением на Землю их обломков. Позднее в Баренцевом море был обнаружен метеоритный кратер Мьолнир, который по возрасту отвечает границе юры и мела [Dyrvik et al., 2006]. В Южной Африке на рубеже юры и мела также упал крупный обыкновенный хондрит, образовавший метеоритный кратер Морквенг [McDonald et al., 2001].

Микрометеоритные и микроимпактное события на границе альба и сеномана (см. рис. 7.11, события 9-1–9-4). Микрометеоритное событие в раннем сеномане зафиксировано горизонтом с α -, β - и γ -микрометеоритами в разрезе г. Кременная в Крыму [Корчагин, 2010]. α -микрометеориты сложены магнетитовыми микросферами, β -микрометеориты – никеле-цинковыми, а γ -микрометеориты – железо-никелевыми сплавами. Горизонт приурочен к нижней части зоны по планктонным фораминиферам *Thalmanninella arpeninica arpeninica* нижнего сеномана. Позднее в разрезе Губден в Дагестане было выявлено 4 горизонта с микрометеоритами: один в черных глинах верхнего альба (см. рис. 7.11, событие 9-1), непосредственно подстилающих зону *Thalmanninella arpeninica arpeninica*, и три (см. рис. 7.11, события 9-2–9-4) – в 10-сантиметровых прослоях известняка-ракушечника и мергеля, залегающих в самом основании зоны. В нижнем горизон-

те обнаружены: α -микрометеориты, сложенные магнетитом; β -микрометеориты, состоящие из сплава Fe-Ni, Fe-Ni-Cr. Из прослоя известняка-ракушечника (см. рис. 7.11, событие 9-2) выделены S-микротектиты, а из прослоя мергеля – горизонт с α -микрометеоритами, сложенными магнетитом, и β -микрометеоритами, сложенными сплавом Zn-Ni (см. рис. 7.11, событие 9-3), и горизонт с α -микрометеоритами, сложенными магнетитом, и микрометеоритами из высокоуглеродистых микросфер (см. рис. 7.11, событие 9-4). Подробнее отмеченные микроимпактное и микрометеоритные события из разреза Губден (Дагестан, Россия) будут описаны позднее (материалы О.А. Корчагина и С.В. Соловьева, 2010 г.). Горизонт S-микротектитов свидетельствует о падении на Землю метеорита в самом начале сеномана, размеры которого пока определить невозможно. Существование же еще трех горизонтов с микрометеоритами в близкой стратиграфической позиции свидетельствует в пользу того, что падение на Землю метеорита сопровождалось столкновениями на околоземной орбите нескольких астероидов хондритового состава и одного астероида L-хондритового состава. Находки на одном стратиграфическом уровне горизонта(ов) микрометеоритов в разных регионах – в Крыму и на Северном Кавказе – свидетельствуют о крупном микрометеоритном и импактном событии на рубеже альба и сеномана. В Крыму и на Кавказе находки микрометеоритов и микротектитов приурочены к заключительной стадии регрессии и самой ранней стадии трансгрессии.

Микроимпактное событие на рубеже коньяка и сантона (см. рис. 7.11, событие 10) зафиксировано прослоем белого окремнелого известняка, обогащенного S-микротектиты, в разрезе в окрестностях г. Белогорска в Крыму. Слой, содержащий S-микротектиты, приурочен к обр. 09-6-1 стратиграфического разреза [Корчагин и др., 2012]. Космическое вещество представлено небольшим количеством исключительно Na-S-микротектитов и свидетельствует о падении на Землю метеорита, размеры которого пока не установлены.

Импактные и микрометеоритные события на рубеже мела и палеогена и в раннем палеогене (см. рис. 7.11, события 11-1–11-3). На границе мела и палеогена во многих удаленных местах отмечаются следы импактного события(й), зафиксированных иридиевой аномалией, горизонтами тектитов S-типа (сферуловыми слоями), горизонтом с микрометеоритами и микрокрититами – Ni-шпинелью. В отдельных разрезах в сферуловых или микрометеоритных слоях встречены единичные зерна микроалмазов и муассонита, а также чрезвычайно редких самородных металлов – рения и платины [Грачев, Борисовский, 2010а, б]. Отсутствие надежных стратиграфических обоснований в разрезах с трэйсерами импактного события(й) и критериев их диагностики, а также различия в химическом составе трэйсеров (тектитов S-типа, Ni-шпинели, ударного кварца) в разных регионах в настоящее время заставляют сомневаться в существовании одного (а не нескольких) импактного события на этом рубеже. Обломки метеорита, упавшего в Чикскулубе, обнаружены в центральной части Тихого океана (скв. 576, 577) [Kyte, 1998]. В районе самого кратера (разрезы Эль-Пиньон и Эль-Мулато) имеются два горизонта с S-тектитами (сферуловых слоев), нижний из которых считается первичным, верхний – состоящим из переотложенных сферул [Keller, 2008]. Сферулы или S-тектиты из пограничных отложений мела и палеогена кратера Чикскулуб изучены в разрезе Ля-Сьеррита (Мексика) [Schulte et al., 2003] и скв. ODP171B в Атлантическом океане [Martinez-Ruiz et al., 2001]. В Техасе сферуловый слой, связываемый с кратером Чикскулуб, сложен измененными магнево-сметитовыми и железомagneво-хлоритовыми диагенетически измененными сферулами [Schulte et al., 2006]. Сферуловый слой, кроме того, обнаружен также в Дании (Стевенс Клинт), в Испании (Агоста, Каравака) и Грузии (Тетрицкаро). По анализу ^{54}Cr из сферулового слоя в Каравাকে, Стевенс Клинте и Нью-Мексике (США) было установлено, что упавший метеорит принадлежал типу карбонатных хондритов [Trinquier et al., 2006]. В основании переходной глины между мелом и палеогеном в Каравাকে обнаружены находки K-полевошпатовых санидиновых сфер, в качестве источника которых рассматривается вещество упавшего метеорита, принадлежащего типу железных метеоритов [Smit, Klaver, 1981]. Высококальциевые тектиты S-типа (K-полевошпатовые сферулы) и α -микрометеориты (магнетитовые сферы) отмечены в пограничной глине между мелом и палеогеном в разрезах Каравака и Агоста, а диагенетически измененные выполненные смектитом сферулы обнаружены в осадках Атлантического океана (скв. 1049) [Martinez-Ruiz et al., 2006]. Диагенетически измененные сферулы, выполненные

гетитом или K-полевыми шпатами и покрытые высокоуглеродистой оболочкой, обогащенной иридием, описаны в Агосте и Каравাকে [Martinez-Ruiz et al., 1997]. Прослой с α -микрометеоритами отмечен на юге Европейской России (Тепловка, Ключи) в верхней части предполагаемого маастрихта [Molostovsky et al., 2006]. Ударные алмазы обнаружены в районе Мексиканского залива на границе мела и палеогена в США и Мексике [Hough et al., 2001] и в Гамсе (Австрия) [Grachev et al., 2005; Grachev 2009]. Муассонит также найден в переходном слое глины J на границе мела и палеогена в Гамсе [Grachev, 2009].

Предложенная в настоящее время корреляция событий на рубеже мела и палеогена между Мексиканским заливом и Европой опирается на существовании одного импактного события [Smit, 1999] и косвенно стала критерием определения Точки глобального стратотипа границы между мелом и палеогеном в Эль-Кефе (Тунис). Существование мультиимпактных событий на рубеже мела и палеогена и следы импактного события, предшествовавшего рубежу мела и палеогена, отрицаются в работах [Schulte et al., 2006; Smit, 2007]. Различия же в составе S-тектитов на границе мела и палеогена, если придерживаться моноимпактной точки зрения, в районе кратера Чикскулуб и удаленных от него территорий объясняются формированием сферуловых слоев вблизи кратера за счет пород континентальной коры, преобразованной в результате удара метеорита, а в удаленных территориях – за счет обломков метеорита [Martinez-Ruiz et al., 2006].

Однако на мультиимпактные события на рубеже мела и палеогена указывают другие данные. Так, присутствие зерен ударного кварца двух типов на границе мела и палеогена в разных регионах мира (Si-rich и Ca-rich-glass в районе Мексиканского залива (Мексика, Гаити), Si-rich-glass в Стевенс Клинте (Дания) и Ca-rich-glass в Новой Зеландии) рассматривается как следы падений двух разных метеоритов вблизи этой границы [Bauluz et al., 2004]. Существование двух горизонтов с микросферами в ассоциации с аномалиями иридия и отрицательным экскурсом $\delta^{13}\text{C}$ вблизи границы мела и палеогена в Абате (Оман) также рассматривается как следы двух импактных событий [Ellwood et al., 2003]. Предполагается, что раннем дании также случилось импактное событие, следы которого зафиксированы в Мексике [Stinnesbeck et al., 2002]. На это же указывает и аномалия иридия в нижнем дании (зона P1a) на Гаити [Stinnesbeck et al., 2002]. На импактное событие в раннем дании указывает и небольшая иридиевая аномалия с горизонтом α -микрометеоритов

в слое «М» нижней части зоны *Subbotina fringa* разреза Гамс-1 (Австрия) (см. рис. 7.1; рис. 7.7; рис. 7.11, событие 11-3) [Grachev et al., 2005; Korchagin, Kollmann, 2009].

В этой связи нами был проведен анализ содержания MgO-NiO-FeO в Ni-шпинели пограничных отложений мела и палеогена разрезов Гамс (Австрия) [Grachev et al., 2007], Каравака (Испания) и Фурло (Италия) [Bohor et al., 1986/1987], Туниса [Robin et al., 1991], Тихого океана (скв. 596, 577) [Kyte, Bohor, 1995]. Было обнаружено существование двух разновозрастных различных морфологически и химически разновидностей (см. рис. 7.4). В среднем размер найденных зерен Ni-шпинели колеблется в пределах 20–35 мкм. Среди них одна разновидность обеднена никелем и приурочена к нижней части переходного слоя J в Гамсе (рис. 7.1) и имеет чрезвычайно широкое географическое распространение – найдена также в разрезах Каравака, Фурло, Туниса, Тихого океана. Эта разновидность обозначена нами как AEP-SP^{Ni} (Africa-European-Pacific – африкано-европейско-тихоокеанская). Другая разновидность Ni-шпинели на границе мела и палеогена, напротив, обогащена никелем и встречена пока только в Гамсе, где приурочена к средней и верхней части переходного слоя J (см. рис. 7.1), она названа CESP^{Ni} (Central European – центрально-европейская). Примечательно, что в нижней части слоя J присутствуют как сильно оплавленные (см. рис. 7.4), так и хорошо ограненные кристаллы Ni-шпинели, тогда как в средней и верхней части слоя J встречены только слабо оплавленные (см. рис. 7.4) или неоплавленные микрокристаллы (см. рис. 7.4). Существование двух различных разновидностей Ni-шпинели на границе мела и палеогена свидетельствует о двух разных их источниках, т.е. о двух импактных событиях на этой границе. Различия в возрасте Ni-шпинели свидетельствуют о том, что на рубеже мела и палеогена на Землю упали подряд два метеорита: первый, более древний и крупный (его трэйсеры обнаруживаются на больших территориях – в Тихом океане, Тунисе, Италии, Испании, Австрии) приурочен в Австрии к зоне *Hedbergella holmdelensis* по планктонным фораминиферам переходного слоя J [Korchagin, Kollmann, 2009] (см. рис. 7.11, событие 11-1); второй, более молодой, приурочен к местной зоне *Globoconusa daubjergensis* (маленький морфотип

[Korchagin, Kollmann, 2009] и, судя по ограниченности распространения своего трэйсера CE-SP^{Ni} (пока только в Австрии), имел сравнительно небольшие размеры (см. рис. 7.11, событие 11-2). В Гамсе импактные (см. рис. 7.11, события 11-1, 11-2) и сопровождающие их микрометеоритные события приурочены к переходному слою глины J, формировавшемуся на самой ранней стадии трансгрессии [Kollmann, 2009].

Импактные события позднего эоцена (см. рис. 7.11, событие 12). В позднем эоцене произошло три импактных события, представленные тремя горизонтами тектитов S-типа в верхнем эоцене, широко развитыми в Северной Америке [Keller et al., 1987; Glass, 2002]. Предприняты также попытки определить в позднем эоцене трэйсеры Попигаевского падения метеорита [Whitehead et al., 2000].

Микроимпактное событие в среднем миоцене (см. рис. 7.11, событие 13) фиксируется горизонтом с большим количеством высоконатриевых микротектитов (см. рис. 7.6) в среднем миоцене разреза о. Карагинский у восточного побережья Камчатки [Корчагин, Бордунов, 2013].

Микроимпактное событие в позднем миоцене (см. рис. 7.11, событие 14). Трэйсеры события в виде микротектитов S-типа и Ni-шпинели обнаружены в южной части Тихого океана [Margolis et al., 1991].

Импактные и микрометеоритные события в плейстоцене и голоцене. Импактные события на рубеже 12000–13000 лет зафиксировано горизонтом высокоуглеродистых микросфер и микроалмазов в Северной Америке, где с ним совпадает вымирание мегафауны (мамонтов и др.) [Firestone et al., 2007; Kennet et al., 2009]. Происхождение углеродистых шариков на этом уровне в Северной Америке остается проблематичным. По одной версии они связаны с падением на Землю кометы и пожарами, вызванными этим падением [Firestone et al., 2007; Kennet et al., 2009], по другой – с жизнедеятельностью насекомых в грибах [Scott et al., 2010]. В археологической скважине в Аризоне на этом же стратиграфическом уровне обнаружен горизонт с магнетитовыми микросферами земного и космического происхождения [Haynes et al., 2010].

Несколько микрометеоритных событий выражены горизонтами, содержащими микрометеориты в четвертичных отложениях Балтийского региона [Raukas, 2000].

Заключение

Самыми распространенными и встреченными на всех стратиграфических уровнях являются α -микрометеориты магнетитового и

β -микрометеориты железо-никелевого составов. Находки микрометеоритов и тектитов, обогащенных редкими землями, приурочены исключительно

но к пограничным отложениям перми и триаса (Ce- α - и REE- β -микрометеориты) и мела и палеогена (REE-тектиты S-типа).

Микротектиты мезозоя (на примере мела) представлены одной разновидностью высоконариевых микротектитов S-типа, тогда как разнообразие кайнозойских микротектитов и тектитов S-типа существенно выше и представлено несколькими популяциями.

Высокоуглеродистые СММs-микрометеориты (высокоуглеродистые микросферы) приурочены не только к рубежу перми и триаса, где с ними связывается массовое вымирание биоты, а также к другим стратиграфическим интервалам, например, к границе альба и сеномана, на котором крупных вымираний фауны не зафиксировано.

Обращает на себя внимание то, что находки микрометеоритов часто приурочены к границам седиментационных циклов (концу регрессивного или началу трансгрессивного циклов). Это наблюдение нуждается в дополнительных исследованиях и анализе.

Импактное событие (события) обычно сопровождается несколькими горизонтами микрометеоритных событий.

Современная импакт-стратиграфическая шкала представляет собой лишь временную последовательность импактных, микроимпактных и микрометеоритных событий; она не имеет корреляционного значения и должна быть существенно дополнена. Существующих в настоящее время данных по распределению и характеристикам микрометеоритных и импактных событий недостаточно для использования их в качестве трэйсеров для целей стратиграфических корреляций. Имеются определенные трудности в установлении синхронности и генетической принадлежности импактора (тела метеорита, ударившегося о Землю) и разнесенных при его ударе обломков.

Зерна ударного кварца, микроалмазов, муассонита и СММs-микрометеоритов редки и малочисленны в разрезах, удаленных от мест падения метеоритов, что не позволяет провести их идентификацию и определить принадлежность к метеоритному телу. Большинство α -микрометеоритов магнетитового состава и S-микротектиты не имеют заметных признаков для их идентификации и

не могут быть использованы при корреляции.

Иридиевая аномалия, большинство микрометеоритов и микрокрититов также не имеют отчетливых идентификационных признаков и пока не могут служить критерием определения стратиграфических границ и выбора Точек глобального стратотипа границы (GSSP), как это сделано при выборе границы между мелом и палеогеном в разрезе Эль-Кеф (Тунис).

Корреляционное значение импактных и микрометеоритных событий может быть повышен только при исследовании непрерывных (почти непрерывных), хорошо палеонтологически охарактеризованных стратиграфических последовательностей, в которых зафиксированы следы импактных и микрометеоритных событий.

Наибольшую корреляционную роль среди микрокрититов играет Ni-шпинель, которая относительно легко устанавливается в разрезах и встречается в значительных количествах, достаточных для ее геохимической идентификации.

Высокое корреляционное значение имеют также β -микрометеориты.

Получено доказательство падения на Землю на рубеже мела и палеогена не одного (в Чикскулубе), а двух метеоритов (и в разное время), основанное на анализе химического состава Ni-шпинели и существовании двух разновозрастных разновидностей микрокристаллов этого минерала в разрезах пограничных отложений мела и палеогена Центральной Европы (Австрия).

Факт обнаружения частиц космического происхождения, обогащенных редкими землями, пока исключительно на границах перми – триаса (Ce- α - и Nd-Pr- β -микрометеориты) и мела – палеогена (REE-тектиты S-типа), на рубежах самых крупных биосферных перестроек и вымираний, заслуживает особого внимания и дальнейшего исследования.

Выпадение на Землю большого числа мало-размерных космических частиц, зафиксированных тонкими (1–2 мм) горизонтами осадочных пород, обогащенных микрометеоритами I-типа, предлагается рассматривать как самостоятельный процесс (микрометеоритные события), который может столь же сильно (если не сильнее) влиять на климат и биоту Земли, как и падение крупных космических тел (импактные события).

Литература

- Бадуков Д.Д., Иванов А.В., Райтала И., Хисина Н.Р. Сферические микрочастицы из района тунгусского события: может ли их источником быть Тунгусское космическое тело? // Геохимия. 2011. № 7. С. 675–689.
- Грачев А.Ф. Мантийные плюмы и геодинамика // Физика Земли. 2000а. № 4. С. 3–37.
- Грачев А.Ф. Геодинамическая причина биосферных катастроф // Земля и Вселенная. 2000б. № 5. С. 12–21.
- Грачев А.Ф. К вопросу о природе космической пыли в осадочных породах // Физика Земли, 2010. № 3, с. 3–13.
- Грачев А.Ф., Борисовский С.М. Первая находка самородного рения в переходном слое глин на границе

- мела и палеогена в разрезе Гамс (Вост. Альпы, Австрия) // Физика Земли. 2010а. Т. 11. С. 93–96.
- Грачев А.Ф., Борисовский С.М. Первая находка чистой самородной платины в переходном слое глин на границе мела и палеогена в разрезе Гамс (Вост. Альпы, Австрия) // Физика Земли. 2010б. № 3. С. 3–6.
- Грачев А.Ф., Каменский И.Л., Корчагин О.А. и др. Первые данные об изотопии гелия в переходном слое глин на границе мела и палеогена (Гамс, Восточные Альпы) // Физика Земли. 2007. № 9. С. 61–67.
- Грачев А.Ф., Корчагин О.А., Цельмович В.А. и др. Космическая пыль и микрометеориты в переходном слое глины на границе мела и палеогена в разрезе Гамс (Восточные Альпы): морфология и химический состав // Физика Земли. 2008. Т. 7. С. 42–57.
- Дубинина С.В. О выделении нового терминального яруса кембрийской системы в Казахстане // Мат-лы XIV Междунар. Полевой конф. и экскурсии рабочей группы по ярусному делению кембрия – хребет Малый Каратау (южный Казахстан). Алматы: Гылым, 2009. С. 53–55.
- Захаров В.А., Ланухов А.Л., Шенфильд О.В. Иридиевая аномалия на границе юры и мела на севере Сибири // Геол. и геофиз. 1993. № 1. С. 102–109.
- Кауффман Э. Структура вымираний морских биот в меловом периоде // Катастрофы и история Земли. М.: Мир, 1986. С. 156–254.
- Коротчанцев А.В., Лоренц К.А., Иванова М.А. Внеземной хромит в ордовикских известняках северо-запада России // Вестн. ОНЗ РАН. 2009. № 1. С. 1–3.
- Корчагин О.А. Присутствие металлических микросфер и микрочастиц в раннем сеномане Крыма – «Космическое Пылевое Событие» // Докл. РАН. 2010. Т. 431. № 6. С. 783–787.
- Корчагин О.А., Бордунов С.И. Силикатные микросферы из осадочных отложений среднего миоцена Камчатки – новая разновидность высоко-На микротектитов // Литология. Полезные ископаемые. 2013. С. 1–19.
- Корчагин О.А., Брагин Н.Ю., Брагина Л.Г. Планктонные фораминиферы и радиолярии из коньяк-сантонских отложений горы Ак-Кая, Горный Крым, Украина // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2012. Т. 20. № 1. С. 83–107.
- Корчагин О.А., Корчагина Н.А., Андрухович А.О. и др. Ритмичная пара «известняк-мергель» найдинских слоев среднего сеномана южного склона горы Сельбухра, Крым: микропалеонтология, геохимия и изотопия (δO^{18} , δC^{13}) // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2013 (в печати).
- Корчагин О.А., Цельмович В.А. Космические частицы (микрометеориты) и наносферы из пограничного слоя глины между мелом и палеогеном (К/Т) разреза Стевенс Клинт, Дания // Докл. РАН. 2011. Т. 437. № 4. С. 520–525.
- Корчагин О.А., Цельмович В.А., Дубинина С.В. Метеоритные микросферы и частицы из глубоководных известняков верхнего кембрия (Батырбай, Южный Казахстан) // Изв. ВУЗов. Геология и разведка. 2007. № 3. С. 17–22.
- Корчагин О.А., Цельмович В.А., Поспелов И.И. и др. Космические магнетитовые микросферы и металлические частицы вблизи границы пермь-триас в Точке глобального стратотипа границы (слой 27, Мэйшань, Китай) // Докл. РАН. 2010. Т. 432. № 2. С. 232–238.
- Левен Э.Я., Корчагин О.А. Пермь-триасовый биотический кризис и фораминиферы // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2001. Т. 9. № 4. С. 55–64.
- Мацук М.С., Райхлин А.И. Алмазоносные импактиты Попигайской астроблемы. СПб: ВСЕГЕИ, 1998. 179 с.
- Мальков Б.А., Андреичев В.Л. Алмазоносные тагмиты Карской астроблемы // Вестн. ИГ КомиНЦ УрО РАН. 2010. № 3. С. 5–11.
- Печерский Д.М., Марков Г.П., Цельмович В.А., Шаронова З.В. Внеземные магнитные минералы // Физика Земли. 2012. № 7, 8. С. 103–260.
- Соботович Э.В. Космическое вещество в земной коре. М.: Атомиздат, 1976. 159 с.
- Флоренский К.П., Иванов А.В., Ильин Н.П. и др. Химический состав космических шариков из района Тунгусской катастрофы и некоторые вопросы дифференциации вещества космических тел // Геохимия. 1968а. № 10. С. 1163–1173.
- Флоренский К.П., Иванов А.В., Кирова О.А., Заславская Н.И. Фазовый состав мелкодисперсного внеземного вещества из района Тунгусской катастрофы // Геохимия. 1968б. № 10. С. 1174–1182.
- Цельмович В.А. Самородные металлы и космические минералы из астроблемы Цэнхэр // Мат-лы IV конф. «Минералы: строение, свойства, методы исследований». Екатеринбург: УрО РАН. 2012. С. 257–260.
- Alvarez L.W., Alvarez W., Asaro F., Michel H.V. Extraterrestrial cause for the Cretaceous-Tertiary extinction // Science. 1980. Vol. 208. P. 1095.
- Alvarez W., Alvarez L.W., Asaro F., Michel H.V. The End of the Cretaceous: Sharp Boundary or Gradual Transition? // Science. 1984. Vol. 223. P. 1183–1186.
- Bachmann H.B., Kozur H.W. First evidence of microspherula interval around the continental Permian-Triassic boundary, Germany, and its correlation with the marine realm // Prirodovedny sbornik Zapadnomoavskeno Muzea V Trebici. 2003. Vol. 41. P. 143–146.
- Basiuk V.A., Albarran G., Basiuk E., Saniger J.-M. Stability of interstellar fullerenes under high-dose γ -irradiation: new data // Advances in Space Research. 2005. Vol. 36. P. 173–177.
- Basu A.R., Petaev M.I., Poreda R.J. et al. Chondritic Meteorite Fragments Associated with the Permian-Triassic Boundary in Antarctica // Science. 2003. Vol. 302. № 5649. P. 1388–1392.
- Bauluz B., Peacor D.R., Hollis C.J. TEM study of meteorite impact glass at New Zealand Cretaceous-Tertiary sites: evidence for multiple impacts or differentiation during global circulation // Earth Planet Sci. Lett. 2004. Vol. 219. P. 209–219.
- Becker L. Application of laser desorption mass spectrometry (LDMS) to cosmochemistry: direct analysis of organic compounds in meteorites // Astrophys. Space Sci. Libr. 1999. Vol. 236. P. 377–398.
- Becker L., Poreda R.J., Basu A.R. et al. Bedout: A Possible End-Permian Impact Crater Offshore of North-

- western Australia // *Science*. 2003. Vol. 302. № 5649. P. 1388–1392.
- Becker L., Poreda R.J., Hunt A.G. et al. Impact event at the Permian-Triassic boundary: evidence from extraterrestrial noble gases in fullerenes // *Science*. 2001. Vol. 291. P. 1530–1533.
- Bi D., Morton R.D., Wang K. Cosmic nickel-iron alloy spherules from Pleistocene sediments, Alberta, Canada // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 1993. V. 57. P. 4129–4136.
- Bohor B.F., Foord E.E., Ganapathy R. Magnesian ferrite from the Cretaceous-Tertiary boundary, Caravaca, Spain // *Earth Planetary Sci. Lett.* 1986/1987. Vol. 81. P. 57–66.
- Chapman M.G., Lauretta D. Iron spherules from the Triassic-Jurassic boundary zone of the Lower Moenave, Nevada: a preliminary report on possible extraterrestrial dust deposits // 32nd IGC Florence. Scientific Sessions: abstracts (part 2). 2004. P. 1141.
- Crozaz G., Floss C., Wadhwa M. Chemical alteration and REE mobilization in meteorites from hot and cold desert // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 2003. Vol. 67. № 24. P. 4727–4741.
- Dredge I., Parmell J., Lindgren P., Bowden S. Elevated flux of cosmic spherules (micrometeorites) in Ordovician rocks of the Durness Groupe, NW Scotland // *Scottish J. Geol.* 2010. Vol. 46. P. 7–16.
- Dypvik H., Smelror M., Sandbakken P.T. et al. Traces of the Marine Mjølnir Impact Event // *Paleogeog. Paleoclimat. Paleocol.* 2006. Vol. 241. P. 621–636.
- Ellwood B.B., McDonald W.D., Wheeler C., Benoist S.L. The K-T boundary in Oman: identified using magnetic susceptibility field measurements with geochemical confirmation // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2003. Vol. 206. P. 529–540.
- Firestone R.B. Evidence for an extraterrestrial impact 12,900 years ago that contributed to the megafaunal extinctions and the Younger Dryas cooling // *Proc. Nat. Acad. Sci. USA*. 2007. Vol. 104. P. 16016–16021.
- Folco L., D'Orazio M.D., Tiepolo M. et al. Transantarctic Mountains microtektites: geochemical affinity with Australasian microtektites // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 2009. Vol. 73. P. 3694–3722.
- Genge M.J., Engrand C., Gounelle M., Taylor S. The classification of micrometeorites // *Meteoritics and Planetary Science*. 2008. Vol. 43. P. 497–515.
- Genge M.J., Grady M.M. The fusion crusts of stony meteorites: Implications for the atmospheric reprocessing of extraterrestrial materials // *Meteoritics Planetary Science*. 1999. Vol. 34. P. 341–356.
- Glass B.P. Upper Eocene Impact Ejecta/Spherule layers in Marine sediments // *Chem. Erde*. 2002. Vol. 62. P. 173–196.
- Glass B.P., Huber H., Koeberl C. Geochemistry of Cenozoic microtektites and clinopyroxene-bearing spherules // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 2004. Vol. 68. № 19. P. 3971–4006.
- Glass B.P., Kent D.V., Schneider D.A., Tauxe L. Ivory Coast microtektites strewn field: description and relation to the Jaramillo geomagnetic event // *Earth and Planetary Sciences*. 1991. Vol. 107. P. 182–196.
- Glikson A. Asteroid/comet impact clusters, flood basalts and mass extinctions: Significance of isotopic age overlaps // *Earth Planet Sci Lett.* 2005. Vol. 236. P. 933–937.
- Grachev A.F. Mantle Plumes and Their Influence on the Lithosphere, Sea-level Fluctuations and Atmosphere. The K/T boundary of Gams (Eastern Alps, Austria) and the nature of terminal Cretaceous mass Extinction // *Abh. Geol. Bund.* 2009a. Bd 63. P. 147–174.
- Grachev A.F. Minerals of the Transitional Layer in Gams Section. The K/T boundary of Gams (Eastern Alps, Austria) and the nature of terminal Cretaceous mass Extinction // *Abh. Geol. Bund.* 2009b. Bd 63. P. 59–88.
- Grachev A.F., Korchagin O.A., Kollmann H.A. et al. A new look at the nature of the transitional layer at the K/T boundary near Gams, Eastern Alps, Austria, and the problem of the mass extinction of the biota // *Russ. J. Earth Sci.* 2005. Vol. 7. P. 1–45.
- Grachev A.F., Tsel'movich V.A., Korchagin O.A., Kollmann H.A. Two spinel populations from the Cretaceous-Paleogene (K/T) boundary clay layer in the Gams stratigraphic sequence, Eastern Alps // *Russ. J. Earth Sci.* 2007. Vol. 10. № 2. P. 1–11.
- Guaita C., Martegani F. Cosmic Microspheres: a SEM study // *Memorie della Società Astronomica Italiana*. 2008. Suppl. Vol. 12. P. 110–125.
- Hagstrum J.T. Antipodal hotspots and bipolar catastrophes: Were oceanic large-body impacts the cause? // *Earth and Planetary Science Letters*. 2005. Vol. 236. P. 13–27.
- Haynes C.V., Boerner J., Domanic K. et al. The Murray Springs Clovis site, Pleistocene extinction, and the question of extraterrestrial impact // *PNAS*. 2010. Vol. 107. № 9. P. 4010–4015.
- Heymann D., Chibante L.P.F., Brooks R.R. et al. Fullerenes in the Cretaceous-Tertiary Boundary clay // *Science*. 1994. Vol. 265. P. 645–647.
- Hough R.M., Gilmoure I., Pilinger C.T. Diamond in the Ejecta and Fireball layers of K/T boundary in the USA and Mexico // *Large Meteorite Impacts and Planetary Evolution*. 2001. P. 6093.
- Johnson B.C., Melosh H.J. Impact spherules as a record of an ancient heavy bombardment of Earth // *Nature*. 2012. № 465. P. 75–77.
- Jones A.P., Price G.D., DeCarli P. et al. Modelling decompression melting: A possible trigger for impact induced volcanism and mantle hotspots // *ESF Workshop on Impact Markers in the Stratigraphic Record. Abstracts*. / Eds.: F. Martinez-Ruiz, M. Ortega-Huertas and I. Palomo. Universidad Granada. 2001. P. 57–58.
- Jones A.P., Price G.D., Price N.J. et al. Impact induced melting and the development of large igneous provinces // *Earth and Planetary Science Letters*. 2002. Vol. 202. № 3. P. 551–561.
- Karner D.B., Levine J., Muller R. Extraterrestrial Accretion from the GISP2 Ice Core // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 2003. Vol. 67. P. 751–763.
- Keller G. Impact Stratigraphy: Old principle, new reality // *Geol. Soc. Am.* 2008. Sp. Paper 437. P. 147–178.
- Keller G., D'Hondt S.L., Orth C.J. et al. Late Eocene impact microspherules: Stratigraphy, age and geochemistry // *Meteoritics*. 1987. Vol. 22. P. 25–60.

- Keller G., D'Hondt S.L., Vallier T.L. Multiple microtektite horizons in upper Eocene marine sediments: No evidence for mass extinctions // *Science*. 1983. Vol. 221. P. 150–152.
- Kennett D.J., Kennett J.P., West A. et al. Shock-synthesized hexagonal diamonds in Younger Dryas boundary sediments // *Proc. Nat. Acad. Sci. U.S.A.* 2009. Vol. 106. P. 12623–12638.
- Koeberl C. Iridium enrichment in volcanic dust from blue ice fields, Antarctica, and possible relevance to the K/T boundary event // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1989. Vol. 92. P. 317–322.
- Koeberl C., Bottomley R., Glass B.P., Storzer D. Geochemistry and age of Ivory Coast tektites and microtektites // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 1997. Vol. 61. № 8. P. 1745–1772.
- Koeberl C., Cassady W.A. Difference between Antarctic and non-Antarctic meteorites: An assessment // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 1991. Vol. 55. P. 3–18.
- Kollmann H. A review of the Geology of the Late Cretaceous-Paleogene Basin (Eastern Alps, Austria). The K/T boundary of Gams (Eastern Alps, Austria) and the nature of terminal Cretaceous mass Extinction // *Abh. Geol. Bund*. 2009. Bd 63. P. 9–13.
- Korchagin O.A. Kollmann H. Biostratigraphy. The K/T boundary of Gams (Eastern Alps, Austria) and the nature of terminal Cretaceous mass Extinction // *Abh. Geol. Bund*. 2009. Bd 63. P. 19–38.
- Kurat C., Koeberl C., Presper T. Petrology and Geochemistry of Antarctic micrometeorites // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 1994. Vol. 58. P. 3879–3904.
- Kyte F. A meteorite from the Cretaceous/Tertiary boundary // *Nature*. 1998. Vol. 396. P. 237–239.
- Kyte F.T., Bohor B.F. Nickel-rich magnesiowustite in Cretaceous/Tertiary boundary spherules crystallized from ultramafic, refractory silicate liquids // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 1995. Vol. 59. P. 4967–4974.
- Kyte F.T., Bostwick J.A. Magnesian ferrite spinel in Cretaceous/Tertiary boundary sediments of Pacific basin: Remnants of hot, early ejecta from the Chicxulub impact? // *Earth Planet Sci Lett*. 1995. Vol. 132. P. 113–127.
- Lorenz R.D. Microtektites on Mars: Volume and Texture of Distal Impact Ejecta Deposits // *Icarus*. 2000. Vol. 144. P. 353–366.
- Lu Y., Xie X., Jiang T., Chen P., Zhou Y. Sea level changes revealed by cosmic dust: A pilot study of the Upper Permian reef in Guizhou, China // *J. Geochem. Exploration*. 2006. P. 431–435.
- Margolis S.V., Claeys Ph., Kyte F. Microtektites, Microkristites, and Spinel from a Late Pliocene Asteroid Impact in the Southern ocean // *Science*. 1991. Vol. 251. P. 1594–1597.
- Martinez-Ruiz F., Huertas M.O., Palomo I., Acquafredda P. Quench textures in altered spherules from the Cretaceous-Tertiary boundary layer at Agost and Caravaca, SE Spain // *Sedimentary Geology*. 1997. V. 113. P. 137–147.
- Martinez-Ruiz F., Ortega-Huertas M., Palomo-Delgado I., Smit J. K-T boundary spherules from Blake Nose (ODP Leg 171B) as a record of the Chicxulub ejecta deposits // *Geological Soc. Lond.* 2001. Sp. Pub. Vol. 183. P. 149–161.
- Martinez-Ruiz F., Ortega-Huertas M., Rivas P. Rare earth element composition as evidence of the precursor of the material of Cretaceous-Tertiary boundary sediments at distal sections // *Chemical Geology*. 2006. Vol. 232. P. 1–11.
- McDonald I., Andreoli M.A.G., Hart R.J., Tredoux M. Platinum-group elements in the Morokweng impact structure, South Africa: Evidence for the impact of large ordinary chondrite projectile at Jurassic-Cretaceous boundary // *Geochimica and Cosmochimica Acta*. 2001. Vol. 65. № 2. P. 299–309.
- Miura Y. Carbon-rich and Ni-Fe-rich spherules at the end of the Permian: application to materials of space explorations // *Lunar and Planetary Science*. 2006. Vol. 371. P. 2441, 2442.
- Molina E., Alegret L., Arenillas I. et al. The Global Boundary Stratotype Section and Point for the base of the Danian Stage (Paleocene, Paleogene, “Tertiary”, Cenozoic) at El Kef, Tunisia – Origin definition and revision // *Episodes*. 2006. Vol. 29. № 4. P. 263–273.
- Molodensky S.M. On the estimation of elastic stresses in the mantle at time moment of large meteorite fall // *Russ. J. Earth Sci.* 2005. Vol. 7. № 6. P. 1, 2.
- Molostovsky E.A., Fomin V.A., Pechersky D.M. Sedimentogenesis in Maastrichtian-Danian basins of the Russian plate and adjacent areas in the context of plume geodynamics // *Rus. J. Earth Sci.* 2006. Vol. 8. P. 1–13.
- Montanari A., Koeberl C. *Impact Stratigraphy*. Berlin; N.Y.: Springer, 2002. 364 pp.
- Patterson T.R., Fowler A.D., Huber B.T. Evidence of hierarchical organization in the planktic foraminiferal evolutionary record // *J. Foraminiferal Res.* 2004. V. 2. № 34. P. 85–95.
- Racki G. The Frasnian-Fammenian biotic crisis: How many (if many) bolide impacts? // *Geol. Rundsch*. 1999. Vol. 87. P. 617–632.
- Raukas A. Investigation of impact spherules – a new promising method for the correlation of Quaternary deposits // *Quaternary Intern.* 2000. Vol. 68–71. P. 241–252.
- Retallack G.J., Seyedolali A., Krull E.S. et al. Search for evidence of impact at the Permian-Triassic in Antarctica and Australia // *Science*. 2004. Vol. 304. № 5676. P. 1469–1476.
- Retallack G.J., Jahren A.R., Sheldon N.D. et al. The Permian-Triassic boundary in Antarctica // *Antarctic Science*. 2005. Vol. 17. № 2. P. 1–18.
- Robin E., Boclet D., Bonte Ph. et al. The stratigraphic distribution of Ni-rich spinels in Cretaceous-Tertiary boundary rocks at El Kef (Tunisia), Caravaca (Spain) and Hole 761C (Leg 122) // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1991. Vol. 107. P. 715–721.
- Robin E., Bonte Ph., Froget L. et al. Formation of spinels in cosmic objects during atmospheric entry: a clue to the Cretaceous-Tertiary boundary event // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1992. Vol. 108. P. 181–190.
- Sankaran A.V. Search for the elusive and-Permian bolide impact: Exotic carbon – fullerene, as a potential tracer // *Current Science*. 2002. Vol. 83. № 4. P. 363–365.

- Schmitz B., Lindstrom M., Asaro F., Tassinari M.* Geochemistry of meteorite-rich limestone strata and fossil meteorites from the lower Ordovician at Kinnekulle, Sweden // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1996. Vol. 145. P. 31–48.
- Schulte P., Speijer R., Mai H., Kontny A.* The Cretaceous–Paleogene (K–P) boundary at Brazos, Texas: Sequence stratigraphy, depositional event and the Chicxulub impact // *Sedimentary Geol.* 2006. Vol. 184. P. 77–109.
- Schulte P., Stinnesbeck W., Stüben D. et al.* Fe-rich and K-rich mafic spherules from slump and channelized Chicxulub ejecta deposits in the Northern La Sierrita area, NE Mexico // *Int. J. Earth Sci. (Geol. Rundsch.)* 2003. Vol. 92. P. 114–142.
- Schuraytz B.C., Lindstrom D.W., Marin L.E. et al.* Iridium Metal in Chicxulub Impact Melt: Forensic Chemistry on K–T Smoking Gun // *Science.* 1996. Vol. 271. P. 1573–1575.
- Scott A.C., Pinter N., Collinson M.E. et al.* Fungus, not comet or catastrophe, accounts for carbonaceous spherules in the Younger Dryas ‘impact layer’ // *Carbonaceous spherules.* 2010. P. 1–14.
- Smit J.* From the Yaxcopoil-1 drillhole to ODP Site 540/536: No evidence for pre-KT age of the Chicxulub crater // *Geophysical Research Abstract.* 2007. Vol. 9. P. 11306.
- Smit J.* The Global Stratigraphy of the Cretaceous–Tertiary boundary impact ejecta // *Ann. Rev. Earth Planet Sci.* 1999. Vol. 27. P. 75–113.
- Smit J., Klaver G.* Sanidine spherules at the Cretaceous–Tertiary boundary indicate a large impact event // *Nature.* 1981. Vol. 292. P. 47–49.
- Standard J., Angell A.* Raining lead around 250 mya: a smoking gun for an Australian impact origin of the Permian Extinction // *ArXiv:physics/0311111.* 2003. Vol. 1. P. 1–9.
- Stankowski W.T.J., Katrusiak A., Budzianowski A.* Crystallographic variety of magnetic spherules from Pleistocene and Holocene sediments in the Northern foreland of Morasko-Meteorite Reserve // *Planetary and Space Science.* 2006. Vol. 54. P. 60–70.
- Stinnesbeck W., Keller G., Shulte P. et al.* The Cretaceous–Tertiary (K/T) boundary transition at Coxquihui, state of Veracruz, Mexico: evidence for an early Danian impact event? // *J. South Am. Earth Sci.* 2002. Vol. 15. P. 497–509.
- Szoor G., Elekes Z., Rozsa P., Uzony I. et al.* Magnetic spherules: cosmic dust or markers of a meteoritic impact? // *Nuclear Instruments and Methods in Physics Research. Ser. B.* 2001. Vol. 181. P. 557–562.
- Taylor S., Brownlee D.E.* Cosmic spherules in the geologic record // *Meteoritics.* 1991. Vol. 26. P. 203–211.
- Taylor S., Lever J.H.* Seeking unbiased collections of Modern and Ancient Micrometeorites // *Accretion of Extraterrestrial Matter Throughout Earth’s History.* N.Y.: Kluwer Academic. 2001. P. 205–219.
- Taylor S., Lever J.H., Harvey R.P.* Numbers, types and compositions of an unbiased collection of cosmic spherules // *Meteoritics and Planetary Science.* 2000. Vol. 35. P. 651–666.
- Taylor S., Herzog G.F., Delaney J.S.* Crumbs from the Crust of Vesta: Achondritic cosmic spherules from the South Pole Water Well // *Meteoritics and Planetary Science.* 2007. Vol. 42. P. 223–233.
- Trinquier A., Birck J.-L., Allegre C.J.* The nature of K/T impactor. A ^{54}Cr reappraisal // *Earth and Planetary Sci. Lett.* 2006. Vol. 241. P. 780–788.
- VonFrese R.R.B., Potts L.V., Wells S.B. et al.* Race gravity evidence for an impact basin in Wilkes Land, Antarctica // *Geochem., Geophys., Geosys.* 2009. Vol. 10. Issue 2.
- White R., Saunders A.* Volcanism, impact and mass extinctions: incredible or credible coincidences? // *Lithos.* 2005. Vol. 79. P. 299–316.
- Whitehead J., Papanastassiou D.A., Spray J.G. et al.* Late Eocene impact ejecta: geochemical and isotopic connections with the Popigai impact structure // *Earth and Planetary Sciences.* 2000. Vol. 181. P. 473–487.
- Xu D., Zhang Q., Sun Y. et al.* Astrogeological events in China. N.Y.: Van Nostrand Reinold C, 1989. 262 p.
- Yada T., Nakamura T., Takaoka N. et al.* The global accretion rate of extraterrestrial materials in the last glacial period estimated from the abundance of micrometeorites in Antarctic glacier ice // *Earth Planets Space.* 2004. Vol. 56. P. 67–79.

**ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИЕ
И ПАЛЕОБИОГЕОГРАФИЧЕСКИЕ
РЕКОНСТРУКЦИИ**

8. Палеобиогеография бентосных фораминифер в палеоценовых акваториях средних и высоких широт Северной Евразии

В.Н. Беньямовский

Рассмотрена палеоценовая палеобиогеография бентосных фораминифер зоны перехода континента в Северо-Западную Пацифику. Для сравнения использованы материалы по палеобиогеографии двух других крупных регионов Северной Евразии – Северо-Западной и Центральной Евразии и эпиконтинентальной Западно-Сибирской окраины Палеоарктики.

Benyamovskiy V.N. Foraminiferal palaeobiogeography in the medium and high latitudes Paleocene Northern Eurasia marine areas

Examine features of the palaeobiogeographical distribution of benthic foraminifer of the major regions of the medium and high latitudes Paleocene Northern Eurasia marine areas, differing on tectonic and palaeogeographic parameters: 1) North-Western Pacific transition zone of the continent into the ocean, 2) epicontinental and geosynclinal parts of North-Western and Central Eurasia, and 3) the West Siberian epicontinental marine margin of the Paleoarctic.

Введение

Статья посвящена проблемам палеобиогеографии и стратиграфии палеоцена на основе изучения бентосных фораминифер в опорных разрезах Северной Евразии. Для решения данной задачи были выбраны экосистемы морских акваторий с различной структурно-фациальной основой и геологической историей. Первая из них – Приазиатско-Тихоокеанская (Северо-Западная Пацифика) – представляет собой зону перехода Азиатского континента в Тихий океан. Эта часть океана с окружающими морями в палеоцене была отделена от Арктического водоема сухопутным мостом между Азиатским и Американским континентами [Гладенков и др., 1997]. Другим полигоном исследований являлась система внутренних эпиконтинентальных и открытых водоемов Северо-Западной и Центральной Евразии, соединявшихся на западе с Северной Атлантикой (на юге и востоке – с океаном Тетис, а на севере через систему проливов – с Арктикой). Кроме того, рассматриваются материалы по эпиконтинентальному бассейну Западно-Сибирской плиты, являвшимся основным звеном долготной коммуникационной системы, соединявшим Арктику и Тетис и располагавшимся на южной окраине Арктической области.

Среди бентосных фораминифер различаются две экологические группы – группа секретирующих (с известковистой стенкой) и группа агглютинирующих (с песчанистой стенкой раковины). Поскольку они входили в различные по гидрологическим параметрам экосистемы, на это следует обращать специальное внимание [Морозова и др., 1967].

При биогеографической распространенности сообществ бентосных фораминифер важное место кроме широтной зональности принадлежит и вертикальной. Касаясь глубинной или вертикальной зональности, Е.Ф. Гурьянова [1957, с. 21] писала: «Вертикальная зональность определяет дифференциацию фаун по основным глубинным зонам океана – литорали, сублиторали, батиали и абиссали. Разница в условиях распространения животных в пределах каждой зоны настолько значительна, что в результате районирования получаются совершенно разные системы зоогеографических областей, границы которых никак не совпадают. Это лишний раз подтверждает необходимость проводить районирование для каждой глубинной зоны океана отдельно».

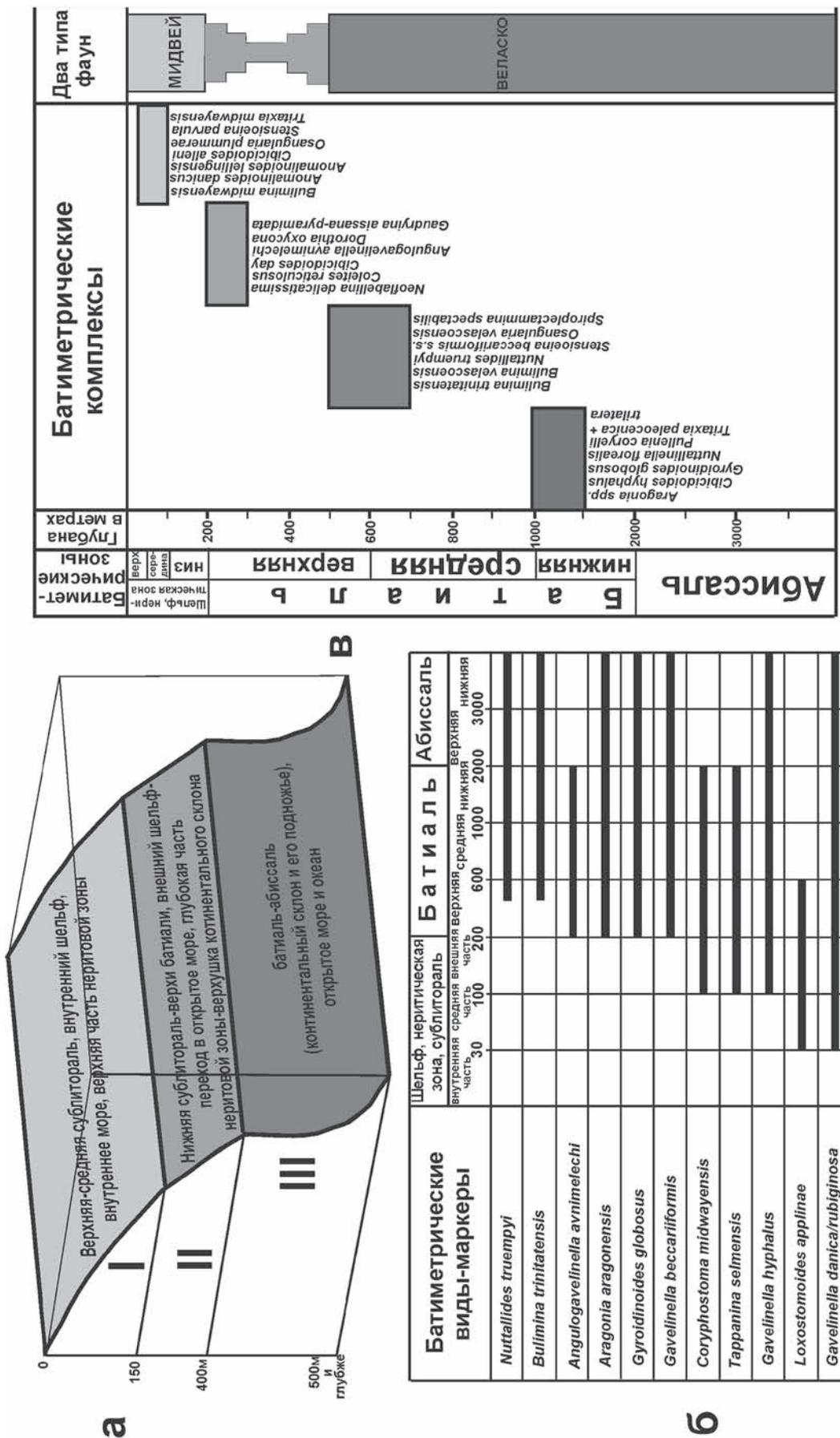


Рис. 8.1. Параметры глубин обитания палеоценовых фораминифер и их батиметрические компоненты. а – по [Беньямовский, 2003б]; б – по [Sprejer, 1994]; в – по [Van Morkhoven et al., 1986]

Вертикальная зональность в морской палеогеографии, палеобиогеографии и стратиграфии анализировалась в многочисленных работах [Гурьянова, 1957; Саидова, 1969; Гладенков, 1978; Van Morkhoven et al., 1986; Berggren, Miller, 1989; Speijer, 1994 и др.].

Работами ряда палеобиогеографов в тропическом и субтропическом поясах Земли были выделены два крупных батиметрических типа палеоценовых бентосных фораминифер – мидвейский (с глубинами сублиторали до 200 м) и тип веласко (с глубинами батииали и абиссали) [Berggren, Aubert, 1975; Van Morkhoven et al., 1986]. Свои названия они получили по наименованию палеоценовых свит «Midway» и «Velasco» отложений в приатлантической части Северной Америки. При этом учитывалась исключительно экологическая группа фораминифер, обладающая известковистой стенкой раковины (рис. 8.1).

Рассмотрению ассоциаций с доминированием агглютинирующих форм уделено большое внимание в ряде публикаций по систематике, стратиграфии и палеобиогеографии бентосных фораминифер. Сообщества агглютинирующих (т.е. кремнисто-кварцевой стенкой) фораминифер с преобладанием преимущественно простого строения обозначались различными авторами под разными названиями: «flysч-type» [Gradstein, Berggren, 1981; Kaminski et al., 1988], или «Rhabdammina with Cyclammina», или «Deep Water Agglutinated Foraminifers (DWAf)» [Kaminski, Gradstein, 2005].

Экологию данных сообществ обычно связывают с глубокими частями бассейнов (батииаль-абиссаль), дефицитом кислорода, эвтрофностью водной массы, падением карбонатности, возрастанием CO_2 и $\text{C}_{\text{орг}}$. Такая обстановка чаще всего возникала в глубоководных зонах флишевых бассейнов [Gradstein, Berggren, 1981], хотя иногда отмечалась и в мелководных бассейнах [Морозова и др., 1967].

Как на шельфе Северо-Западной Пацифики, так и в эпиконтинентальных морях Северо-Западной Евразии, широко развиты ассоциации мидвейского типа фауны, а в более глубоких частях бассейна они сменялись ассоциациями, принадлежавшими типу фауны веласко.

При проведении данных исследований автор опирался на опубликованные материалы по разрезам палеоцена Охотоморско-Берингоморской подобласти Северной Пацифики, Северо-Восточной окраины Тетиса, а также Западно-Сибирской провинции Арктической области [Беньямовский, Гладенков, 1996; Гладенков, Беньямовский, 2009; Беньямовский, 2003, 2005, 2007; Фрегатова, Беньямовский, 2012 и др.].

В начале статьи рассмотрены палеогеографические аспекты по Дальневосточному региону, затем для сравнения приведены материалы по Северо-Западной Евразии. При этом последовательно рассматриваются: 1) палеобиогеографическое районирование, 2) комплексы фораминифер и их ареалогия (палеобиогеографические связи), 3) палеобиогеографические изменения в течение палеоцена.

Охотоморско-Берингоморская подобласть Северо-Тихоокеанской области

Палеобиогеографическое районирование

Рассматриваемый регион Северо-Западной Пацифики в палеоцене входил в Северо-Тихоокеанскую область, охватывающую север Тихого океана с его береговым окружением. Ее южной границей является широта Калифорнии (на востоке) и севера о-ва Хонсю (на западе). Выделение этой области обосновывается тем, что здесь на фоне преобладающих группировок космополитных видов были распространены также эндемические формы (виды и роды), связанные только с этой областью.

В области выделяются две подобласти, которые тоже отличались присутствием эндемичных таксонов.

Одна из них (восточная) – Тихоокеанско-Североамериканская подобласть – включает Калифорнийскую провинцию, где сосредоточены палеоцен-эоценовые разрезы, в которых наиболее полно изучены бентосные фораминиферы.

Другая (западная) – Охотоморско-Берингоморская подобласть, включающая такие регионы, как о-в Сахалин, Камчатка, Командорские о-ва и Корякское нагорье (именно она находится в центре нашего внимания) (рис. 8.2). К этой же подобласти относится северная часть о-ва Хонсю и о-в Хоккайдо. Ее выделяет широкое присутствие в комплексах эндемиков рода *Silicosigmoilina*: *Silicosigmoilina compacta*, *S. kushiroensis*, *S. futabaensis*, *S. longa*, *S. postfutabaensis*. Широкое развитие в палеоценовых отложениях цикламминид *Cyclammina protrullisata*, *C. kushiroensis*, *C. elegantissima*, *C. ezoensis*, *C. japonica*, *Reticulophragmium garcilassoi* (= *C. radiata*) также являлось отличительной чертой этой палеобиогеографической подобласти.

Палеоценовые отложения с бентосными фораминиферами изучены: в разрезе бассейне р. Мокаваруппу на востоке о-ва Хоккайдо [Kaiho, 1982]; в разрезах Синегорского района Южного Сахалина

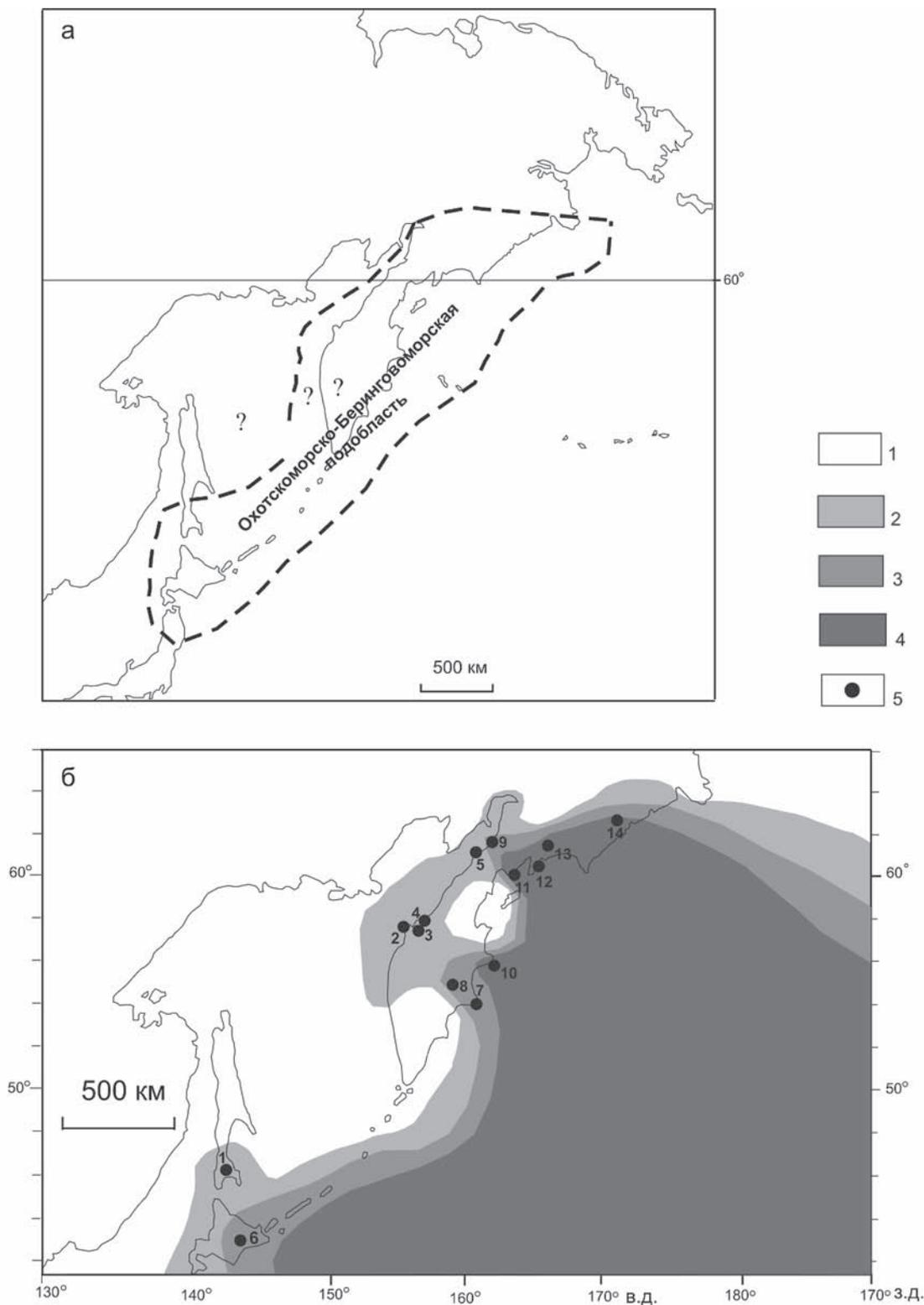


Рис. 8.2. Палеобиогеографическое (а) и батиметрическое (б) районирование в палеоцене северной части Тихого океана (Северо-Тихоокеанской палеобиогеографической области) по бентосным фораминиферам и расположение изученных опорных разрезов.

1 – суша; 2 – шельф; 3 – промежуточная зона (глубокий шельф – верхняя батиаль); 4 – средняя батиаль – абиссаль; 5 – разрезы по батиметрическим зонам: 1–5 – на шельфе: 1 – Синегорский район Южного Сахалина; 2–4 – разрезы Тигильского района (2 – Утхолокский п-ов, 3 – р. Снатол, 4 – Майначский разрез); 5 – Чемурнаутский район; 6–9 – в промежуточной зоне глубокого шельфа – верхней батиали: 6 – о. Хоккайдо (бассейн р. Мокаваруппу); 7 – п-ов Кроноцкий; 8 – Валагинский хребет; 9 – Маметчинский залив; 10–14 – средней батиали – абиссали: 10 – Камчатский мыс; 11 – Ильпинский п-ов; 12 – п-ов Говен; 13 – бассейн р. Пылгаваям и хребет Майни-Какыйнэ; 14 – Хатырская впадина

[Серова, 1987; Гладенков, Беньямовский, 2009]; на п-ве Кроноцком Восточной Камчатки [Серова, 1966]; Тигильского района Западной Камчатки: Утхолокский п-ов, Майначский район и бассейн р. Снатол [Гладенков и др., 1991; 1997]; в палеогеновых разрезах Северо-Западной Камчатки: бухты Чемурнаут [Серова, 1989; Гладенков и др., 1997], а также Маметчинского залива [Ступин, 2007; Фрегатова, Беньямовский, 2012]; в ряде разрезов Северо-Восточной Камчатки и Корякии: п-ва Ильпинский и Камчатский мыс [Беньямовский и др., 1992; Волобуева и др., 1994], бассейна р. Пылгаваям и хребта Майни-Какийнэ, а также Хатырской впадины [Алабушева, 1989].

Охотоморско-Берингоморская подобласть по таксономическо-батиметрическим характеристикам комплексов в опорных разрезах подразделялась в палеоцене на три биогеографические провинции, охватывающие три различающиеся экосистемные провинции – глубоководную (батиаль-абиссальную), шельфовую (сублиторальную) и переходную.

Батиальная провинция прослежена по опорным разрезам п-ва Ильпинский, Камчатского Мыса и бассейна р. Пылгаваям.

Сублиторальная (шельфовая) содержит комплексы, которые по составу резко отличаются от ассоциаций батиально-абиссальной провинции и изучены в палеоценовых разрезах Южного Сахалина, а также Тигильского и Чемурнаутского районов.

Глубоководно-шельфовая провинция, переходная от сублиторали к батии, характеризуется смешанными комплексами, в которых сочетаются как виды, обычные для шельфа, так и формы, являющиеся индикаторами оффшорных обстановок верхов континентального склона. Комплексы переходной провинции изучены по ряду разрезов: район р. Мокаваруппу на востоке о-ва Хоккайдо, кубовской свиты Кроноцкого п-ва, Маметчинского залива на севере Западной Камчатки и Хатырской впадины в северо-восточной части Корякии.

Расположение опорных разрезов намеченных провинций показано на рис. 8.2. Характерные особенности комплексов отдельных провинций (различия маркирующих и диагностирующих их видовых и родовых таксонов) представлены на рис. 8.3.

Комплексы фораминифер и ареалогия (палеобиогеографические связи)

Комплексы батиальной зоны прослежены в разрезах Камчатского мыса и п-ва Ильпинский [Беньямовский и др., 1992; Волобуева и др., 1994] и района р. Пылгаваям [Серова и др., 1980]. На Восточной Камчатке и в Корякском Нагорье выделяются ранне- и позднепалеоценовые комплексы, соответствующие двум фазам развития фораминифер.

В раннепалеоценовом этапе отмечается лона *Rzehakina epigona*. Зональная форма характеризует эльбурганский горизонт Северного Кавказа [Субботина, 1950]. Помимо нее отмечены другие виды рода *Rzehakina*: *R. minima*, *R. fissistoma*, *R. minima*, *R. lata*. Они прослежены в глубоководном Карпатском бассейне [Мятлюк, 1970]. Зона *R. epigona* установлена также в батиаль-абиссальных осадках маастрихта и палеоцена Тринидада [Kaminski et al., 1988]. Зональный комплекс отличается незначительным присутствием бедных по составу секретирующих и, наоборот, доминированием агглютинирующих грубопесчаных фораминифер с кремнисто-кварцевой стенкой, в основном, из астроризид и реже литуолид. Экологию данного сообщества связывают с дефицитом кислорода придонной водной массы, возрастанием CO_2 и $C_{опр}$.

Позднепалеоценовый комплекс глубоководных фораминифер резко отличается от предшествующего. Во-первых, исчезают многие виды рода *Rzehakina*: *R. epigona*, *R. minima*, *R. fissistoma*, *R. minima*, *R. lata*, во-вторых, появляется значительное число новых агглютинирующих, среди которых преобладают представители литуолид (хаплографмоидесы, азаноспиры, рекурвоидесы, цикламмины); в-третьих, в нем резко возрастает доля секретирующих фораминифер: лагенид (роболуосы, денталины, вагинулинописисы) и роталиид (стенсиоины, епонидесы, алабамины, оридорзалисы, нутталлидесы, нутталлинееллы, цибицидоидесы, булимины, пуллении). Среди секретирующих присутствуют глубоководные глобальные маркеры: *Oridorsalis umbonatus*, *Stensioeina beccariiiformis*, *Nuttallides truempyi*, *Nuttallinella floralis*, *Anomalinoidea rubiginosus*, *Pullenia coryelli*. Интересно, что океанический палеоценовый комплекс Северной Пацифики по скважинам 577, 47, 305 поднятия Шатского весьма схож и представлен доминирующими *Nuttallides truempyi* и *Stensioeina beccariiiformis* [Ольшанецкий, 2003, 2012].

Рассматриваемая группировка видов близка к комплексу глобальной батиальной зоны палеоцена *Angulogavelinella avnimelechi*–*Anomalinoidea rubiginosus* BB1 [Berggren, Miller, 1989]. Перечисленные виды также свойственны комплексу экозоны *Stensioeina beccariiiformis* – *Nuttallides truempyi*, распространенной в палеоценовом флише Карпат и Западного Кавказа, а также в известняково-мергельных отложениях верхнего палеоцена Северного Кавказа (горизонт Горячий Ключ и нальчикская свита) и палеоцена западной части Средней Азии [Беньямовский, 2003]. Среди космополитов выделяется группа видов – *Asanospira grzybowski*, *Karrerella indigena*, *Recurvoides anormis*, *R. smugarensis*, описанных в Восточных Карпатах. Причем последние

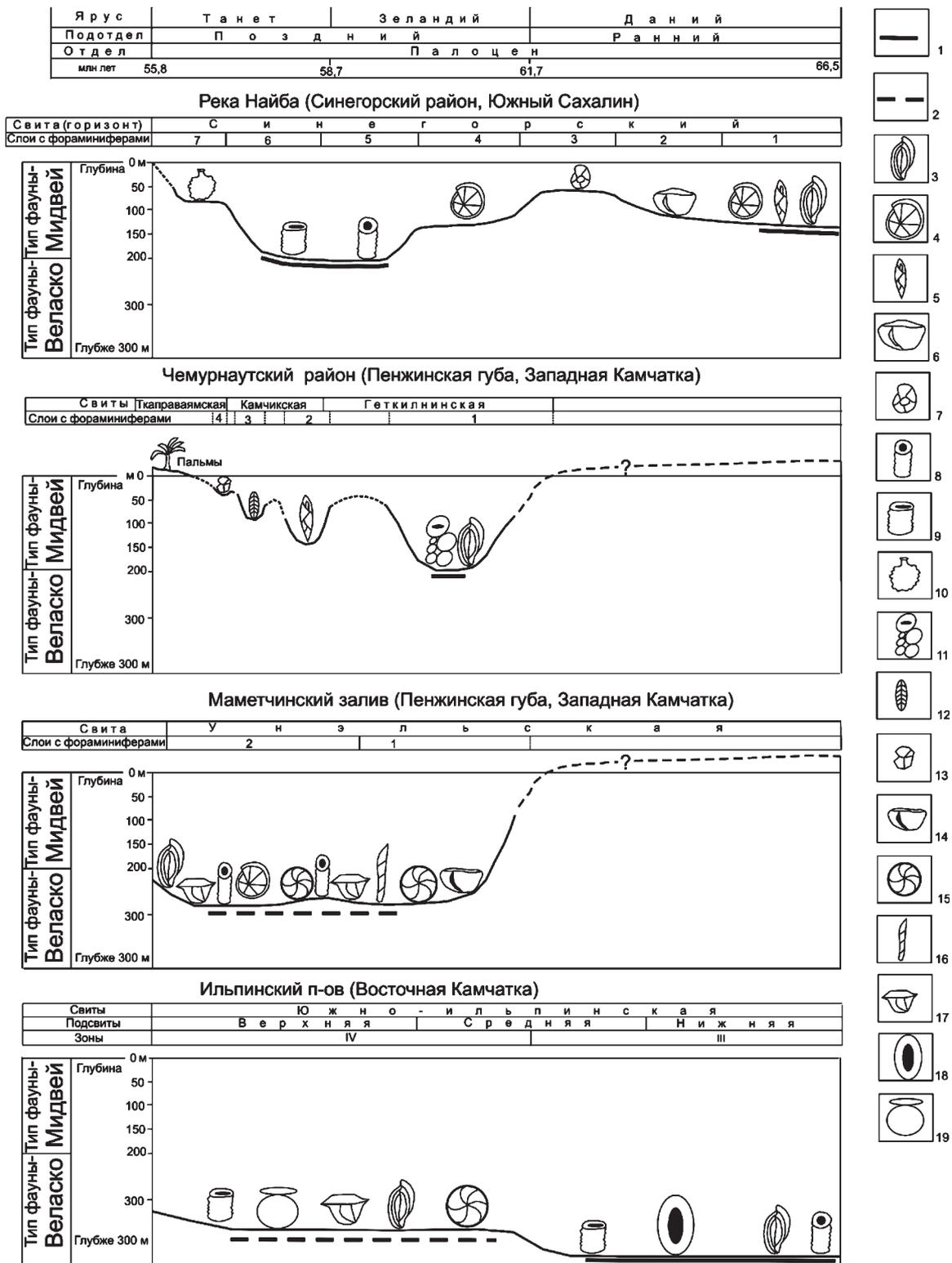


Рис. 8.3. Динамика развития бентосных фораминифер в палеоценовой акватории Охотоморско-Берингоморской подобласти по материалам опорных разрезов.

1 – гипоксические условия, 2 – периодически возникающая гипоксия; 3–19 – рода фораминифер: 3 – *Silicosigmoilina*, 4 – *Reticulophragmium* и *Cyclammina*, 5 – *Praebulimina*, 6 – *Gyroidinoides*, 7 – *Rhabdammina*, 8 – *Dendrophria*, 9 – *Bathysiphon*, 10 – *Saccammina*, 11 – *Kolchidina*, 12 – *Spiroplectammina*, 13 – Nonionidae, 14 – *Eponides*, 15 – *Nuttallinella*, 16 – *Dentalina*, 17 – *Nuttallides*, 18 – *Rzenakina*, 19 – *Glomospira*

два вида в Карпатах появились значительно позже, чем в Охотскоморско-Берингоморской подобласти – в конце раннего и в начале среднего эоцена [Мятлюк, 1970], и это значит, что обмен фаунами бентосных фораминифер по южному окаймлению Евразии шел не только в направлении Северо-Западной Пацифики, но и в обратном направлении – от Охотоморско-Берингоморской подобласти в сторону Европы.

Комплексы зоны перехода от шельфа к батии изучены по разрезам в бассейне р. Мокаваруппу восточной части о. Хоккайдо [Kaiho, 1982], на п-ве Кроноцком Восточной Камчатки [Серова, 1966], в Маметчинском заливе Северо-Западной Камчатки [Ступин, 2007; Фрегатова, Беньямовский, 2012], а также в разрезах п-ва Говена и Хатырской впадины [Алабушева, 1989].

В 1980-х годах К. Кайхо изучена глубина фораминиферонового комплекса свиты Коцихира (Katsuhira Formation) разреза в бассейне р. Мокаваруппу [Kaiho, 1982]. Автор разделяет изученный комплекс на три батиметрические группы. Первая, с небольшим числом видов родов *Cornuspira*, *Oolina* и *Fissurina* обычно приурочена к нижней сублиторали. Вторая, наиболее многочисленная, группа видов родов *Bathysiphon*, *Rhabdammina*, *Ammodiscus*, *Rzehakina*, *Haplophragmoides*, *Pullenia*, *Osangularia*, с массовыми представителями родов *Silicosigmoilina*, *Spiroplectammina*, *Dorothia* и *Alabamina* ограничена батимальной глубиной обитания. Наконец, третья немногочисленная группа видов с *Gyroidinoides quadratus* и *Gyroidina goudkoffi* обычно характерна для обстановок средней-верхней батии. Анализ сочетания перечисленных выше групп позволяет сделать вывод об их обитании в условиях верхней батии, поскольку в частности отсутствуют нутталлидесы *Nuttallides truempyi*, маркирующие глубины средней-нижней батии и абиссали [Van Morkhoven et al., 1986].

В маметчинском комплексе глубоководными маркерами являются такие виды, как *Textularia plummerae*, *Rzehakina minima*, *R. cf. venezuelana*. Единично встречаются также относительно глубоководные маркеры *Stensioeina beccariiformis*, *Nuttallinella florealis*, *Nuttallides truempyi*. Вид *S. beccariiformis* является зональным и характерным видом глубоководных участков морей Европейской и Крымско-Кавказской областей Северо-Восточного Перитетиса [Беньямовский, 2003].

В нижнем горизонте кубовской свиты палеоценового разреза п-ва Кроноцкого Западной Камчатки присутствуют мидвейские виды Европейского Перитетиса, такие как: *Osangularia plummerae*, *Alabamina midwayensis*, *Cibicidoides howelli*, *Anomalinoidea nobilis*, *Pullenia americana*. Все перечисленные виды являются обычными обитателями

сублиторальных европейских водоемов. Вместе с ними отмечаются виды, распространенные в тихоокеанской и атлантической шельфовой зоне США – *Valvulineria mallori*, *Gyroidina narahnjensis*, *Eponides plummerae*, *Alabamina californica*, *Cibicidoides marthinzensis*, *Nonion durchami*, *Pseudovalvulineria wilcoxensis*. Это еще раз свидетельствует о том, что палеобиогеографические связи были как с морями западной части Евразии, так и с акваториями притихоокеанской и приатлантической частей Северной Америки.

Комплекс раннепалеоценовых отложений Хатырской впадины, расположенный в Корякском Нагорье, свидетельствует о присутствии в нем Калифорнийско-Атлантических элементов, что проявляется в увеличении доли секретирующих видов, типичных именно для притихоокеанских и приатлантических акваторий США: *Bathysiphon broggei*, *Silicosigmoilina perplexa*, *S. californica*, *Chilostomella paleocenica*, *Clavulinoides midwayensis*, *Bulimina laddi*, *B. petroliana*, *Alabamina californica*, *Eponides minuta*, *Bulimina debilis*, *Gavelinella glabrata*. Однако и здесь, так же как и в комплексах кубовской свиты, отмечается присутствие (хотя и в меньшем числе) некоторых форм из Европейского Перитетиса: *Alabamina midwayensis*, *Brotzenella preacuta*, *B. acuta*. Следует подчеркнуть, что видную роль здесь играют охотоморско-берингоморские эндемики, такие как: *Haplophragmoides kushiroensis*, *H. akkeshiensis tokptaensis*, *Textularia akkeshiensis*, *Dorothia ovata*, *D. asanoi*, *Robulus macrodiscus kiritappuensis*, *Guttulina cretosa*, *Eponides tokachiensis*, *Bulimina akkeshiensis*. Наконец, третью группу видов составляют массовые агглютинирующие космополиты, принадлежащие родам *Rhabdammina*, *Bathysiphon*, *Hyperammina*, *Hyperamminoides*, *Dendrophrya*, *Ammodiscus*, *Spiroplectammina*, *Ammobaculites*. Среди них постоянно встречается маркер глубоководных батималь-абиссальных обстановок *Rzehakina epigona*.

Комплексы шельфа изучены в Синегорском районе Южного Сахалина по разрезам pp. Синегорка, Шахтная и Найба [Серова, 1987; Гладенков, Беньямовский, 2009], а также по палеоценовому разрезу Чемурнаутской бухты Северо-Западной Камчатки [Серова, 1989; Беньямовский, Ступин, 1997]. Среди них отмечается достаточно многочисленная и разнообразная группа мидвейских видов, широко распространенных в палеоценовых эпиконтинентальных бассейнах Северо-Восточного (Европейско-Закаспийско-Среднеазиатского) Перитетиса, таких как: *Clavulina anglica*, *Kolchidina danica*, *Lagena sulcatiformis*, *Robulus pseudovortex*, *R. inornatus*, *R. vortex*, *Dentalina colei*, *Gyroidinoides globus*, *G. octocameratus*, *G. pontoni*, *Valvulineria*

pontoni, *Alabamina wilcoxensis*, *Cibicoides favorabilis*, *C. lectus*, *C. proprius*, *C. spiro-punctatus*, *C. succedens*, *Anomalinoidea welleri*, *Falsoplanulina* cf. *ekblomi*, *Bulimina pupoides*, *B. rozenkrantzi* [Brotzen, 1948; Василенко, 1950; Беньямовский, 1994, 2003].

Среди космополитов присутствует очень важный в стратиграфическом отношении вид *Cyclammina radiata* Serova, который согласно уточненной систематике должен рассматриваться как младший синоним *Reticulophragmium garcilassoi* (Frizzel). *R. garcilassoi* имеет широкое распространение (Перу, Венесуэла, Новая Гвинея, Марокко, шельф Лабрадора) и не выходит за пределы палеоцена. Глобальное появление и расселение ретикулофрагмиумов в позднем палеоцене получило название «позднепалеоценовый расцвет ретикулофрагмиумов» – «Late Paleocene *Reticulophragmium* acme (Boreal Seas)» [Kaminski, Gradstein, 2005]. Космополитный вид *Alabamina wilcoxensis* некоторыми специалистами указывается и под другим названием – *A. obtusa* (Burrows et Holland). Вид *A. wilcoxensis* (вкуче с *A. obtusa*) отмечен в палеоцене всего Северного полушария [Василенко, 1950; Mallory, 1959; Серова, 1966, 1987; Мятлюк, 1970; Berggren, Aubert, 1975].

Также интересны данные по пространственному распространению большинства видов комплекса Чемурнаутского района, который расположен в северо-западной части Камчатки [Гладенков и др., 1997]. Неожиданно оказалось, что наиболее близкой по составу к чемурнаутской (37% общих форм) является ассоциация палеоцена Зальцбургского бассейна [Hillebrant, 1962]. Далее в порядке убывания общности следуют Южный Сахалин – 25%, Нью-Джерси Атлантического побережья США – 20%, п-ов Ильпинский Северо-Западной Камчатки – 17% [Волобуева и др., 1994], Северный Кавказ и Восточный Хоккайдо – 12% [Kaiho, 1992; Субботина, 1950], Калифорния – 10%, Карпаты и Гренландия – 7,5% и 5% [Мятлюк, 1970; Hansen, 1970]. Собранные данные свидетельствуют о достаточно тесных связях сообществ бентосных фораминифер палеоцена Охотоморско-Берингоморской подобласти с ассоциациями атлантического побережья США (до 20%), которые, возможно, могли осуществляться через Панамский канал.

Если проанализировать изменения глубины Чемурнаутского бассейна Западной Камчатки (см. рис. 8.3), то самый мелководный комплекс обнаружен в низах ткаправаямской свиты и представлен слоями с Nonionidae. В них содержится очень бедный комплекс, составленный мелкими тонкостенными нонионинами и нонионеллами плохой сохранности. Эти формы – вероятные экологические аналоги эльфиидид, широко распространенных в

верхней сублиторали неоген-плейстоценовых морей Дальнего Востока. Более глубоководные виды (из астроризаций и аммодискаций) в основном распространены в нижней части геткилиннской свиты и в меньшем числе в верхней части данной свиты. Обнаружены нодозариации и дискорбации – жители сублиторально-батиальной (промежуточной) зоны [Kaiho, 1992]. Если учитывать приведенные данные, то можно, вероятно, предположить, что наиболее глубоководная обстановка, соответствующая, по-видимому, переходу от неритической (сублиторальной) зоны в батиаль (150–300 м), была в начальной фазе формирования слоев с *Silicosigmoilina californica/Kolchidina danica* (нижняя часть геткилиннской свиты). Наиболее мелководная обстановка верхней сублиторали (глубина – первые десятки метров) соответствовала времени формирования слоев с Nonionidae (низы ткаправаямской свиты).

Очевидно, что в течение палеоцена бассейн Чемурнаутского района в целом постепенно мелел. На этом фоне проявились два события. Первое отвечает трансгрессии раннегеткилиннского времени, в результате которой образовался бассейн с глубинами нижней сублиторали – верхней батии. Далее, вероятно, последовала регрессия, на что указывает исчезновение фораминифер в верхах геткилиннской свиты. Второе событие связано с новой трансгрессивной фазой, которая обусловила появление фораминиферо-комплекса камчатской свиты, резко отличного от предшествующего. Образование комплекса слоев с *Bulimina rozenkrantzi* происходило в шельфовом бассейне с глубинами средней-верхней сублиторали, на что указывает довольно разнообразная ассоциация фораминифер и отсутствие мелководных форм. Регрессивная фаза соответствовала началу формирования ткаправаямской свиты: мелководная обстановка отразилась в обедненном и специфическом комплексе тонкостенных и малорослых нонионид.

Теперь остановимся на таксономической характеристике комплексов палеоценовых бентосных фораминифер Тигильского района, расположенного южнее Чемурнаутского: разрез по р. Снатол и Майнычский разрез. Несмотря на малочисленность проб и выделенных из них форм (обр. 14, 14А, 14Л): *Bathysiphon nodosariiformis*, *Silicosigmoilina californica*, *S. ex gr. perplexa*, *Karriella* cf. *danica*, *Glomospira charoides*, *Saccammina* cf. *orbiculata*, возраст вмещающих пород, по заключению Н.А. Фрегатовой, – палеоценовый. В нижней и средней части Майнычского разреза выделены слои с *Rhizammina indivisa* – *Bathysiphon nodosariiformis*, которые включают, кроме названных видов *Silicosigmoilina* cf. *californica*, *Haplophrag-*

moides glabratus, *Asanospira* cf. *excavata*, *A.* cf. *akkeshiensis*, *Glomospira charoides*, *Recurvoides* sp. и др. [Гладенков и др., 1991].

Заметим, что развитие *Glomospira charoides* отвечает событию расцвета гломоспир («*Glomospira acme*»), глобально отмеченного в терминальном палеоцене и в переходном к эоцену интервале Р/Е. Событие «*Glomospira acme*» связано с повсеместно развитой на этом рубеже аноксией [Kaminski, Gradstein, 2005]. Попутно отметим, что для позднего палеоцена платформенной части Восточной Европы, Тургайского прогиба и погруженных участков Западно-Сибирского моря характерна зона *Glomospira charoides* – *Bolivinopsis spectabilis*, в которой широкое распространение получают различные гломоспиры [Беньямовский, 2003].

Говоря о палеобиогеографических связях важно отметить, что найденные в Тигильском бассейне *Silicosigmoilina californica* и *Glomospira charoides* являются зональными видами верхнепалеоценовой IV лоны палеогенового разреза п-ва Ильпинский. Соединение Тигильского бассейна с Тихим океаном осуществлялось довольно широко, поскольку отмечаются не только общие формы с Ильпинским разрезом, но и с разрезами Кроноцкого п-ва и Камчатского мыса: *Bathysiphon nodosariiformis*, *Silicosigmoilina californica*, *S. perplexa*, *Glomospira charoides*, *Haplophragmoides glabratus*, *Asanospira excavata*, *A. akkeshiensis*, *Recurvoides* sp. [Серова, 1966].

Палеобиогеографические изменения

Изложенные выше данные позволяют наметить три этапа палеогеографического развития данной подобласти в палеоцене и тем самым дополнить и уточнить те раннепалеогеновые палеогеографические построения, которые были сделаны ранее [Гладенков и др., 1997].

1. *Датский этап.* В Южно-Сахалинском округе формировывались комплексы, составленные в значительной степени охотоморско-берингово-морскими эндемиками, с которыми соседствовали космополитные и мидвейские виды. Крупных изменений на рубеже мела и палеогена среди бентосных фораминифер не зафиксировано.

Можно предположить, что почти вся площадь современного Охотского моря (за исключением очень малой части, примыкающей к югу Сахалина) в раннепалеоценовую фазу представляла собой сушу (рис. 8.4).

2. *Зеландско-раннетанетский этап* характеризовался палеогеографическими и биотическими перестройками, проявившимися во всех трех батиметрических «этажах».

В шельфовой зоне к ранее уже существовавшему Южно-Сахалинскому водоему добавились вновь возникшие бассейны двух палеобиогеографических округов: Тигильского в западной части Камчатки и Чемурнаутского в ее северо-западной части. В комплексах встречаются *Silicosigmoilina californica*, *Glomospira charoides*, *Trochammina globigeriniformis altiformis*, *T. boemi*, *Lituotuba lituiformis*, *Rhabdammina abyssorum*, *R. robusta*, *Asanospira excavata*, *Gavelinella velascoensis*, свойственные Ильпинскому району Тихого океана. Кроме того встречаются виды мидвейского комплекса: *Gyroidinoides globosus*, *Cibicidoides succedens*, *Phalstoplanulina* cf. *ekblomi*, которые отмечаются в районе Кроноцкого п-ва. Вероятно, водоемы этих округов были объединены в единый морской бассейн, протягивавшийся сравнительно узкой полосой вдоль восточного побережья современного Охотского моря (см. рис. 8.4).

В северной части Западной Камчатки возник не очень широкий, но относительно глубокий бассейн района Маметчинского залива. Характерное и массовое появление цикламмин и ретикулофрагмиумов в водоеме Маметчинского залива сближает его комплексы с южносахалинскими. Такие формы, как *Stensioeina beccariiiformis*, *Nuttallides truempyi*, *Nuttallinella florealis*, указывают на связь с батимальным Ильпинским районом.

Поступление тихоокеанской водной массы скорее всего шло по северу Камчатки по узкому, но сравнительно глубокому прогибу от Ильпинского по-ва в сторону Маметчинского залива и Чемурнаутской бухты. Также можно, вероятно, предполагать и какие-то соединения между бассейнами Тигильского и Кроноцкого палеобиогеографических округов.

3. *Позднетанетский этап*, как показывают приведенные выше данные по фораминиферам Чемурнаутского разреза, характеризовался обмелением бассейна. К концу палеоцена море стало мелеть и осушаться. Схожая тенденция формирования более мелководных палеоценозов в верхней части синегорского горизонта (слои с *Marginulina hamuloides* – *Saccamina grzybowski*) в связи с обмелением моря наблюдается и в Южно-Сахалинском заливе [Гладенков, Беньямовский, 2009]. В начале эоцена разрезы морского пространства сократились за счет осушения Южно-Сахалинского, Тигильского и Чемурнаутского заливов. Практически вся территория современного Охотского моря к началу эоцена (кроме очень малого по размерам Маметчинского залива) представляла собой сушу (см. рис. 8.4). Это, в целом, согласуется с прежними палеогеографическими построениями [Гладенков и др., 1997].

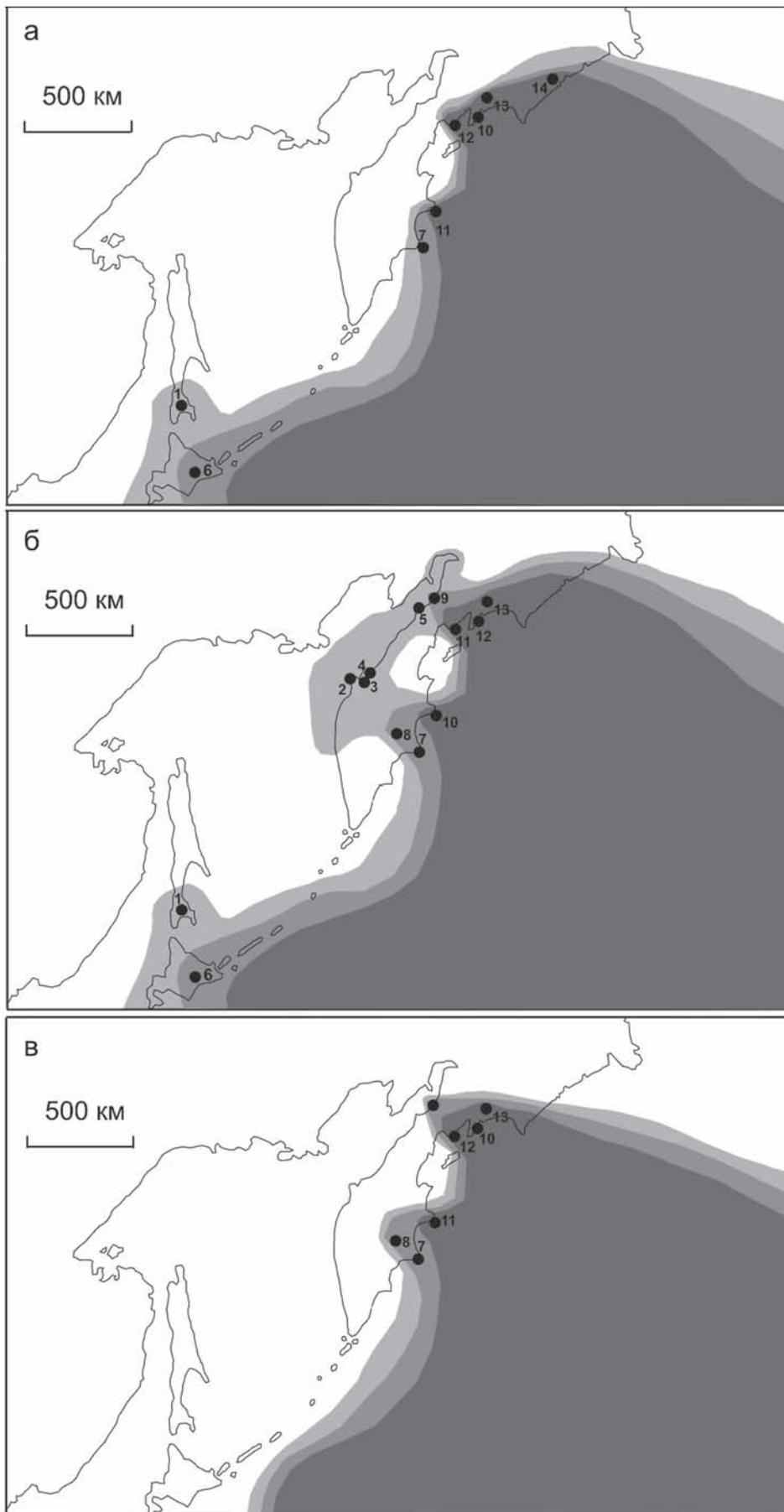


Рис. 8.4. Схема палеогеографического развития Охотоморско-Берингово-морской подобласти в палеоцене – раннем эоцене.

а – ранний палеоцен,
б – поздний палеоцен,
в – ранний эоцен.

Условные обозначения см. рис. 8.2

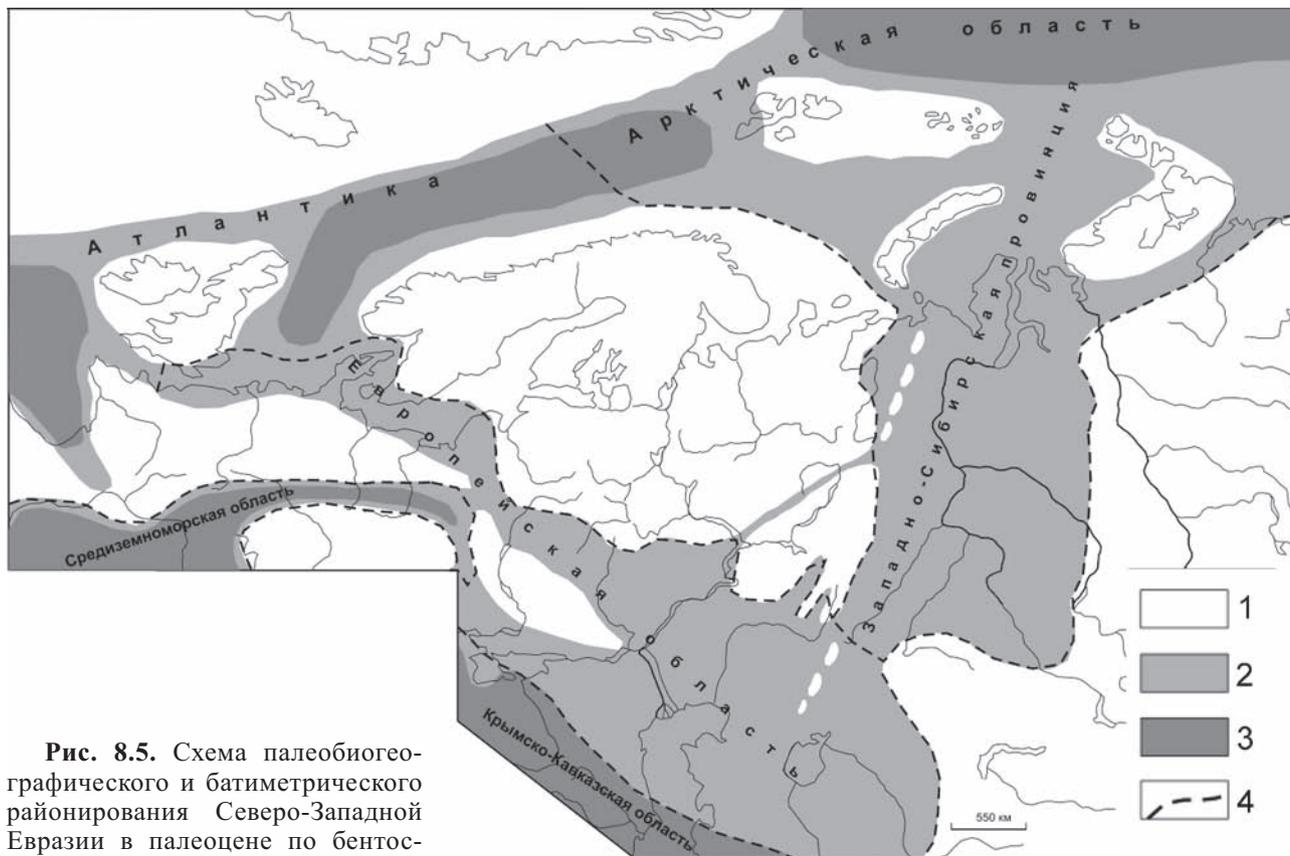


Рис. 8.5. Схема палеобиогеографического и батиметрического районирования Северо-Западной Евразии в палеоцене по бентосным фораминиферам.

1 – суша, 2 – эпиконтинентальные моря с глубинами шельфа, 3 – глубоководные (батиаль-абиссальные пространства), 4 – границы между областями

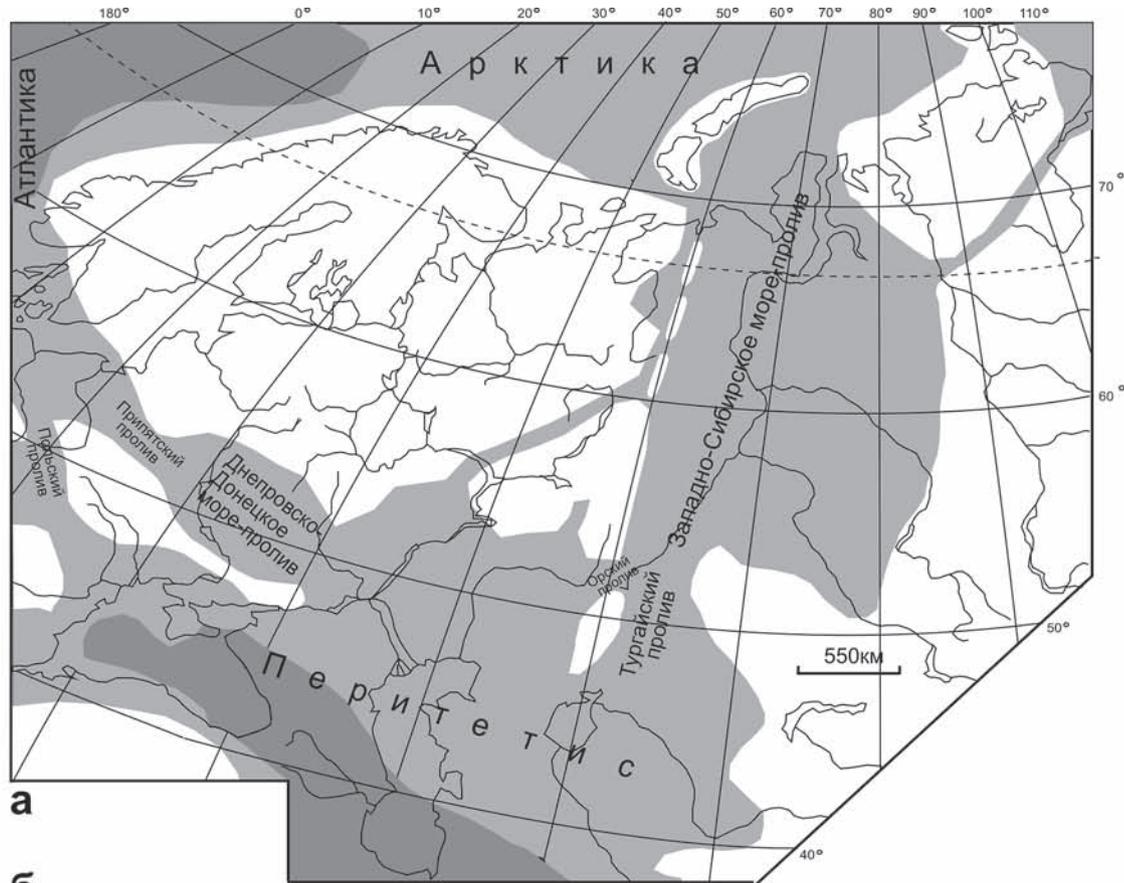
Северо-Западная Евразия

Для сравнения палеобиогеографии Дальнего Востока на основе бентосных фораминифер ниже рассматриваются палеобиогеографические обстановки морских систем, расположенных в западной части Северной Евразии.

Палеобиогеографическое районирование

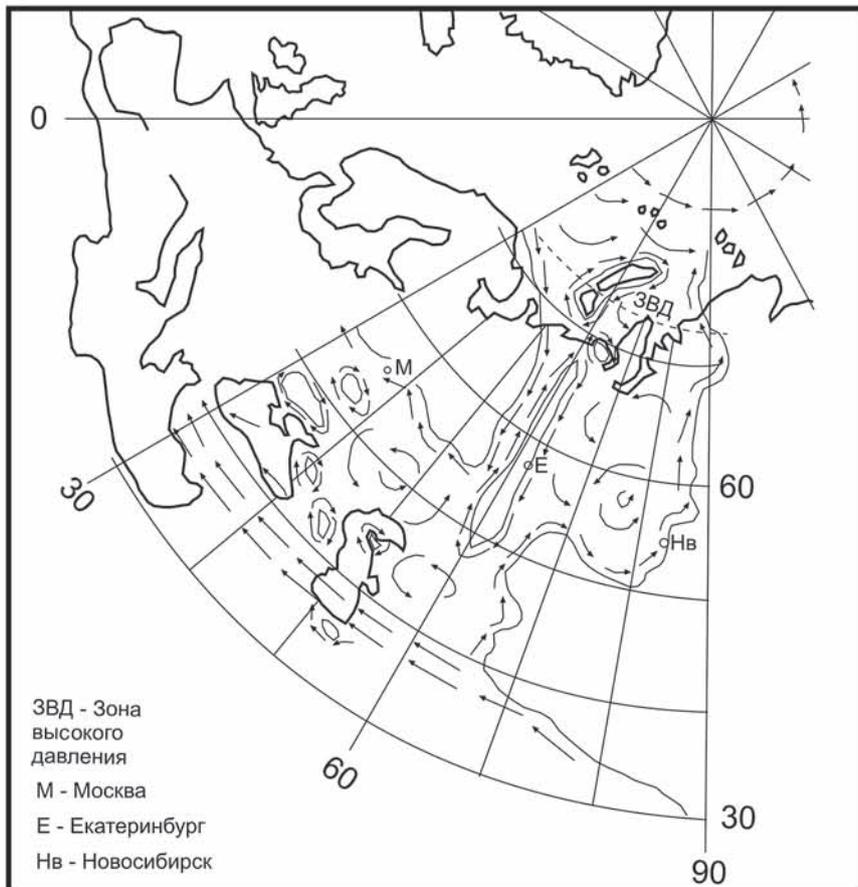
Районирование по бентосным фораминиферам, как и в Охотоморско-Беринговоморской подобласти, подчинено батиметрической зональности (рис. 8.5). Здесь выделяются: 1) Крымско-Кавказская (батиально-абиссальная) область, включавшая моря Альпийского пояса и непосредственно открывавшаяся на юг в сторону Тетиса; 2) Европейская область шельфа (верхняя – средняя сублитораль), представленная эпиконтинентальными морями северной периферии Тетического пояса от Северного моря на западе до Таджикской депрессии на юго-востоке; 3) Западно-Сибирская провинция, располагавшаяся на южном фланге Арктической области и составленная внутренним эпиконтинентальным Западно-Сибирским морем-проливом и шельфовым Карским морем-проливом, а также шельфовым Печорским бассейном Предуралья.

В конце мела в этой части Евразии сложились меридиональная (долготная) и широтная коммуникационные системы, составленные из проливов и морей-проливов, сохранявшихся и в раннем палеогене [Беньямовский, 2003, 2007]. Палеобиогеографические связи между эпиконтинентальными бассейнами и окружавшими их океанами регулировались этими коммуникационными системами, а также течениями той же ориентации (рис. 8.6). Наполнение, обмеление и осушение морей-проливов или их частей напрямую зависело от разнонаправленных тектонических движений, сопровождавшихся палеогеографическими перестройками. Благодаря открытию и закрытию этих коммуникационных систем и смене направленности течений или прекращению их изменялся обмен биотой, что влияло на степень эндемизма последней. Меридиональная коммуникационная система включала широкое Западно-Сибирское море, по существу, море-пролив, соединявшееся на юге через Тургайский и Орский проливы с морями Туранской и Русской плит. Широтная коммуникационная система включала Припятский и Польский проливы, а также Днепровско-Донецкое море-пролив.



а

б

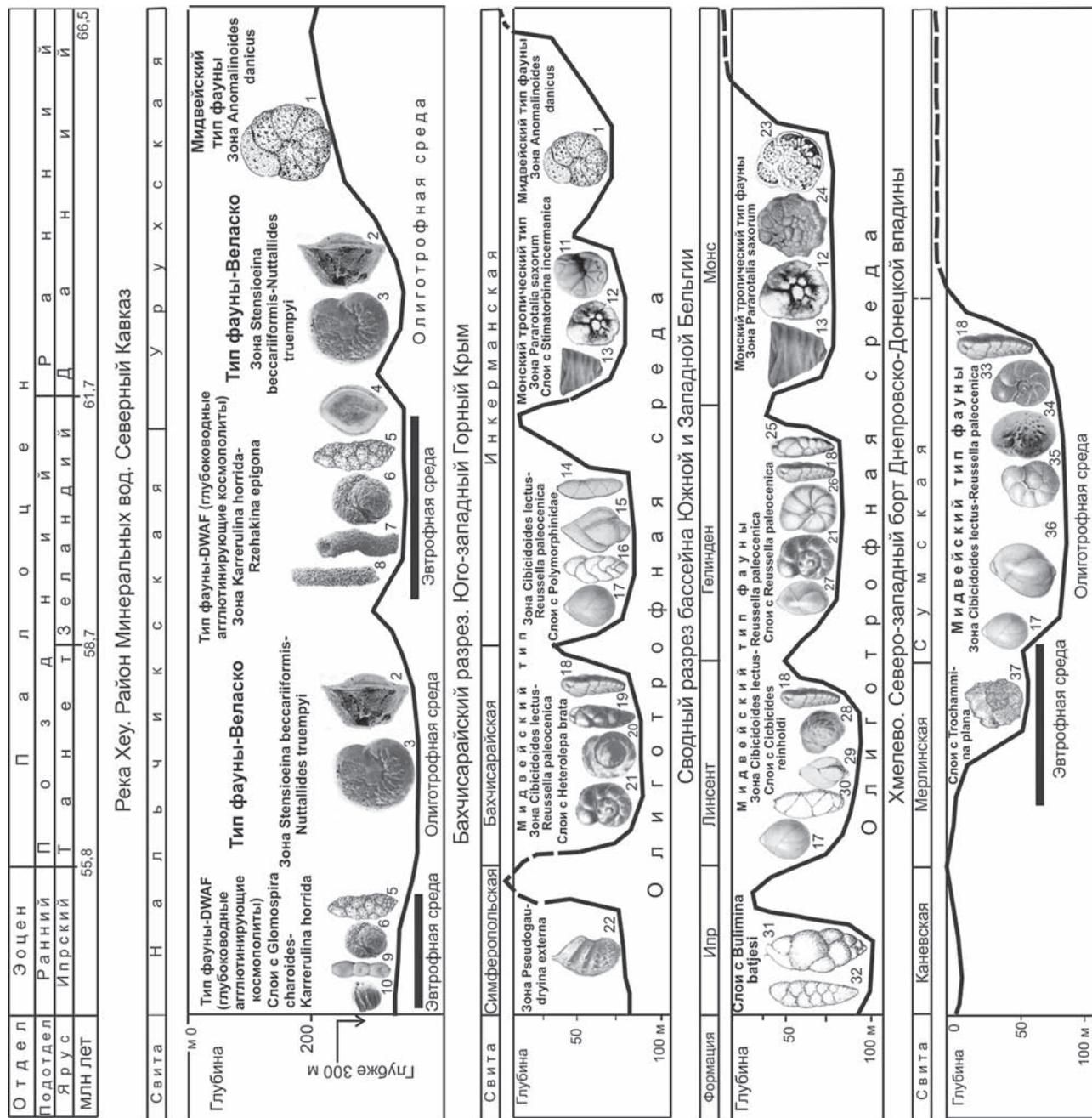


ЗВД - Зона
высокого
давления
М - Москва
Е - Екатеринбург
Нв - Новосибирск

Рис. 8.6. Проливы и течения в морской системе палеоцена Северо-Западной Евразии.

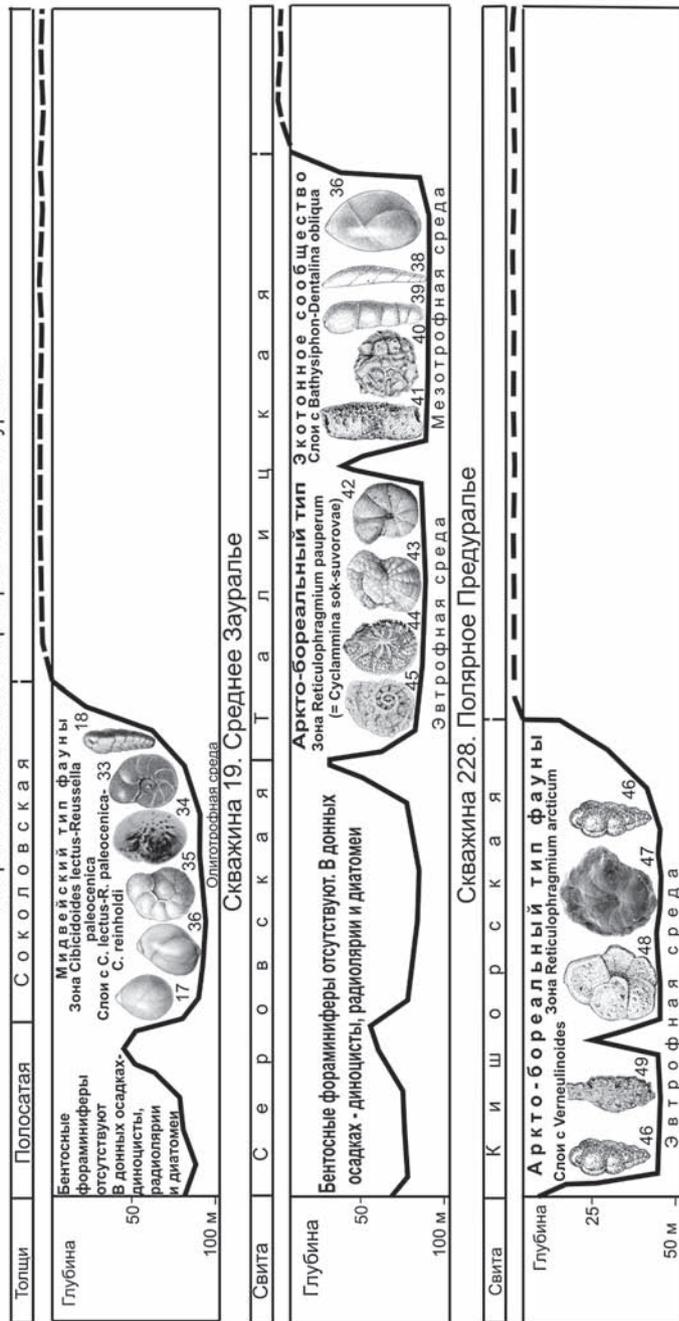
а – система субширотных и меридиональных проливов, обеспечивавших связь внутренних эпиконтинентальных водоемов между собой и соединение их с окружающими океанами, по [Беньямовский, 2007] с изменениями; б – схема течений в Европейской палеобиогеографической области и Западно-Сибирской провинции в маастрихтском веке, по [Найдин, 2007]

Рис. 8.7. Динамика развития бентосных фораминифер в палеоцене по опорным разрезам различных регионов Северо-Западной Евразии



- 1 – *Anomalinoidea danicus*
- 2 – *Nuttallides truempyi*
- 3 – *Stensioeina beccarii-formis*
- 4 – *Rzehakina epigona*
- 5 – *Karrerulina horrida*
- 6 – *Cribrostomoides* sp.
- 7 – *Rhizammia* sp.
- 8 – *Rhabdammina* sp.
- 9 – *Nodellum velascoensis*
- 10 – *Glomospira charoides*
- 11 – *Stimatorbina incermanica*
- 12 – *Rotalia saxorum*
- 13 – *Vacuovalvulinera keijzeri*
- 14 – *Pyrulina fusiformis*
- 15 – *Guttulina problema*
- 16 – *Pseudopolymorphina paleocenica*
- 17 – *Globulina gibba*
- 18 – *Reussella paleocenica*
- 19 – *Bulimina rosenkrantzi*
- 20 – *Cibicides proprius*
- 21 – *Gyroidina pontoni*
- 22 – *Vaginulinopsis eofragaria*
- 23 – *Rotorbina marii*
- 24 – *Boldia rotundaeformis*
- 25 – *Bulimina aspero-aculeata*
- 26 – *Valvulinera ravni*
- 27 – *Guttulina ipatovevi*
- 28 – *Eponides lunata*
- 29 – *Guttulina* ex gr. *problema*

Разрез Соколовского карьера. Южное Зауралье



- 30 – *Pyrulina* aff. *fusififormis*
- 31 – *Bulimina* *batjesi*
- 32 – *Bolivina* *pulchra*
- 33 – *Cibicides* *favorabilis*
- 34 – *Cibicides* *lectus*
- 35 – *Cibicides* *incognitus*
- 36 – *Gutulina* aff. *ipatozvevi*
- 37 – *Trochammina* *plana*
- 38 – *Dentalina* *obliqua*
- 39 – *Nodosaria* ? sp.
- 40 – *Psammospaera* *laevigata*
- 41 – *Bathysiphon* sp.
- 42, 43 – *Reticulophragmium* *paucum* (= *Cyclamina sok-suvorovae*)
- 44, 45 – *Ammoscalaria* *friabilis*
- 46, *Vermeulinoides* sp.
- 47 – *Reticulophragmium* *arcticum*
- 48 – *Trochammina* *pentacamerata*
- 49 – *Reophax* sp.

Комплексы и ареалогия (палеобиогеографические связи)

Так же, как и в Охотоморско-Беринговоморской подобласти Северо-Тихоокеанской области, в северо-западной части Евразии выделяются батиальные, шельфовые (батиальные, сублиторальные) и переходные от шельфа к батиали комплексы бентосных фораминифер.

Батиальные комплексы прослежены в разрезах Карпатско-Кавказско-Западнокопетдагской области, где выделены две зоны: зона *Nuttallides truempyi* – *Stensioeina beccariiiformis* и зона *Rzehakina epigona* – *Karrerulina horrida*.

Комплекс зоны *N. truempyi* – *S. (G.) beccariiiformis* характеризуется преобладанием секретирующих фораминифер, формировавшихся в олиготрофных (азробных) морских условиях. Его отличает присутствие глубоководных маркеров, таких как, например секретирующие *Stensioeina (Gavelinella) beccariiiformis*, *Oridorsalis umbonatus*, *Nuttallides truempyi*, *Nuttallinella florealis*, *Cibicides day*, *C. hyphalus*, *C. velascoensis*, *Bolivinoides laevigatus*, *Pullenia coryelli*. Все виды являются космополитами глубоководных обстановок морей и океанов [Tjalsma, Lohmann, 1983] и отвечают глубоководному экотипу секретирующих фораминифер (веласко).

Комплекс зоны *Rzehakina epigona* – *Karrerulina horrida* составлен преимущественно разнообразными агглютинирующими фораминиферами (среди которых доминируют представители «примитивных»), отражавшими эвтрофную обстановку и диоксические условия придонных вод. Комплекс характеризует космополитные маркеры и глубоководные агглютинирующие формы, как, например, различные виды родов *Rhabdammina* и *Bathysiphon*, а также *Lituotuba lituiformis*, *Trochamminoides irregularis*, *Rzehakina epigona*, *Hormosina ovolum*, *Cribrostomoides* sp., *Recurvoides varius*, *Karrerulina horrida*, *K. coniformis*.

Об общности комплексов данных зон этой батиметрической области СЗ Евразии с комплексами зон нижнего батиметрического этажа Охотоморско-Беринговоморской подобласти Северной Пацифики и о глобальном распространении многих видов батиаль-абиссали уже говорилось выше.

В зоне перехода от шельфа к батииали Европейской и Крымско-Кавказской областей распространен комплекс зоны *Angulogavelinella avnimelechi*, формировавшийся в аэробных водных массах. Он отвечает батиметрическому уровню смешивания шельфом мидвейской экологической группировки и батимальной (веласко). Среди видов данного комплекса наиболее распространенными и характерными являются: *Textularia excolata*, *Heterostomella gigantea*, *Gaudryina pyramidata*, *Neoflabelina delicatissima*, *Angulogavelinella avnimelechi* (= *Stensioeina whitei*), *Osangularia lens*, *Brotzenella praeacuta* и др. Виды данной зоны повсеместно фиксируются в палеоцене южных районов бывшего СССР [Практическое..., 2005]. Отдельные виды этого комплекса встречаются в Охотоморско-Берингоморской подобласти в ассоциациях глубоководного шельфа и его перехода в батиаль.

Шельфовые комплексы прослежены в эпиконтинентальных морях Европейской области и бореально-арктической Западно-Сибирской провинции.

В Европейской области на громадном пространстве от Монского бассейна Приатлантической Бельгии до Тургайского прогиба Туранской плиты и юга Западной Сибири получила распространение группировка мидвейского экологического сообщества, отнесенная к межрегиональной зоне *Cibicidoides lectus* – *Reussella paleocenica*. Комплекс ее представлен широко распространенными формами лагенид, полиморфинид, дискорбид, аномалинид и булиминид, среди которых следует отметить такие виды, как *Globulina gibba*, *Guttulina ipatovcevi*, *Eponides lunatus*, *Cibicidoides lectus*, *C. favorabilis*, *C. incognitus*, *Cibicides reinholdi*, *Anomalinoidea danicus*, *Brotzenella praeacuta*, *Reussella paleocenica*. Распространение бентосных фораминифер этой зоны фиксируется в Бахчисарайском разрезе в северной части Крымско-Кавказской области [Шуцкая, 1960]. Такая обширная площадь распространения единого типа фауны бентосных фораминифер была обусловлена выдержанностью фациальных обстановок. Однако, на фоне общего экологического единства наблюдаются различия в комбинации и количественном соотношении видов, позволяющие выделять в пределах зоны для отдельных структурно-фациальных районов различные слои, а именно: 1) с *Polymorphinidae* и 2) с *Heterolepa brata* (Бахчисарайский разрез Крыма), 3) с *Reussella paleocenica* и 4) с *Cibicidoides reinholdi* (Монский бассейн Бельгии) и, наконец, 5) с *Cibicidoides lectus* – *Reussella paleocenica* – *Cibicides reinholdi* (в зоне перехода Тургайского прогиба в Западно-Сибирскую плиту) (рис. 8.7).

Как было показано выше, значительная часть европейских мидвейских видов просле-

жена и в шельфовых комплексах Охотоморско-Берингоморской подобласти, где они расселялись гораздо севернее, чем в рассматриваемой области Северо-Западной Европы и достигли района 62° с.ш. Однако, в отличие от Притихоокеанических комплексов, ассоциации северной периферии Тетиса в датско-раннетанетский интервал характеризовались отсутствием «примитивных» агглютинирующих астроризид, аммодисцид и литуолид с грубыми кварцево-кремнистыми стенками раковин. Это, скорее всего, связано со слабым разбавлением морских осадков терригенным материалом, незначительным сносом грубого материала с суши, а также с аэробно-олиготрофной средой обитания.

В отличие от шельфовой мидвейской достаточно однородной ассоциации Европейской области, представленной в основном секретирующими формами, в палеоценовой группировке бореально-арктической Западно-Сибирской провинции внутреннего шельфа доминируют формы с агглютинирующей грубой кварц-кремнистой стенкой, представленные, как правило, видами простого строения. Рассматриваемое сообщество представлено комбинацией как эндемиков (например, *Ammoscalaria friabilis*, *Glomospira gordialiformis*, *Trochammina pentacametata* и др.), так и бореально-арктических аборигенов (*Reticulophragmium (Cyclammina) cok-suvorovae*, *R. articum*, *Verneuilinoidea paleogenica*). Гораздо реже встречаются секретирующие иммигранты из морей Европейской области – *Eponides lunatus*, *Cibicidoides favorabilis*, *C. incognitus*, *Brotzenella praeacuta*, *Heterostomella gigantea*. Поскольку фациальная обстановка в Западно-Сибирской провинции была крайне изменчива, то в ней наблюдается достаточно мозаичная картина распределения комплексов фораминифер. Так, в Южно-Зауральской зоне распространен комплекс европейских видов мидвейского типа (см. рис. 8.7). Среднее Зауралье в начале палеоцена представляла собой экотонную зону, в комплексах которой встречаются европейские лагениды, полиморфиниды и булиминиды, наряду с эндемичными и бореально-арктическими агглютинирующими видами. В среднем палеоцене комплекс представлен целиком агглютинирующими видами арктическо-бореального происхождения. В Приполярном Предуралье (в Печорском заливе) также присутствуют характерные арктические ретикулофрагмиумы, соседствующие с западно-сибирскими эндемиками (см. рис. 8.7).

Палеобиогеографические изменения

В палеобиогеографическом развитии в Северо-Западной Евразии, так же как и в Охотоморско-Берингоморской подобласти Северной

Пацифики, прослеживаются три крупных палеобиогеографических этапа: датский, зеландский и танетский (см. рис. 8.7).

1. **Датский этап** четко подразделяется на ранний, средний и поздний подэтапы.

Раннедатский подэтап отвечает глобальной регрессии на рубеже мела и палеогена [Наг et al., 1987]. Вся Западная Сибирь и прилегающие участки Арктики, включая приполярную зону, а также огромные эпиконтинентальные пространства Северо-Западной Евразии, покрытые в поздне-меловое время морями, в самом раннем дании осушились [Беньямовский, 2003].

Среднедатский подэтап отвечает глобальной трансгрессии, связанной с эвстатическим повышением уровня Мирового океана [Наг et al., 1987]. В среднедатское время в Северо-Западной Евразии установился тот режим течений и палеобиогеографических связей, который сохранился до середины ипра.

К этому времени в Северном Перитетисе сформировались два комплекса бентосных фораминифер. Один – северный (зона *Cibicidoides lectus* – *Reussella paleocenica*), был распространен в бассейнах Дании, Польши, Крыма и более восточных морей до Таджикской депрессии. Другой – более тепловодный (тропический, зоны *Rotalia saxorum*) был распространен в водоемах северной Франции, Бельгии (Монский бассейн), Южной Голландии (Лимбург).

Позднедатский (монский) подэтап характеризовался расширением ареалов распространения тропических (монских) бентосных фораминифер, распространение которых отмечено в бассейнах Крыма и Польши. Этому, по-видимому, способствовало потепление. В конце дания произошла глобальная регрессия, размыв части осадков, и вновь образовавшиеся в результате эвстатической трансгрессии зеландские отложения залегают на подстилающих с четко выраженным несогласным контактом.

2. **Зеландскому этапу**, как показывают материалы по эталонному разрезу Хеу Северного Кавказа, отвечает резкая перестройка в глубоководных ассоциациях (см. рис. 8.7). Она характеризуется внезапной и резкой сменой комплекса батинальной зоны *Stensioeina beccariiformis* – *Nuttallides truempyi*, представленной секретизирующими формами, комплексом зоны *Karregulina horrida* – *Rzehakina epigona*, состоящим в подавляющем числе из представителей глубоководных агглютинирующих космополитов, известным в литературе под аббревиатурой DWAf (комплекс глубоководных агглютинирующих фораминифер). Данное событие по своему характеру и стратиграфическому положению отвечает

глобальному среднепалеоценовому биотическому событию (MPBE).

Во время зеландского этапа в Бельгийском и Крымском бассейнах мелководно-тропические комплексы сменились мидвейской ассоциацией зоны *Cibicidoides lectus* – *Reussella paleocenica* (см. рис. 8.7). На всем протяжении Европейской области прослеживается эта экологическая группировка. Ареал европейских мидвейских фораминифер расширился до восточных окраин Карского моря. Здесь, на морском побережье п-ва Ямал, в ряде скважин обнаружен комплекс фораминифер с *Ceratobulimina tuberculata*, существенная доля которого принадлежит мидвейскому комплексу [Бугрова, 2008].

3. **Танетский этап** отчетливо подразделяется на два подэтапа.

Раннетанетский подэтап связан с эвстатической трансгрессией, следы которой отражены в несогласном, трансгрессивном контакте нижнетанетских отложений с нижележащими и в перестройке фораминиферных сообществ в Крыму, на Мангышлаке, в Восточном Прикаспии и на севере Тургайского прогиба [Беньямовский, 1994]. Особенно отчетливо это проявилось в разрезе Соколовского карьера, расположенного на юго-западной окраине Западно-Сибирского бассейна. Здесь типичный комплекс мидвейской зоны *Cibicidoides lectus* – *Reussella paleocenica* прослежен в нижнетанетской соколовской толще, залегающей с размывом на сантонских образованиях.

Наступление раннетанетской бореальной трансгрессии привело к образованию обширного Печорского залива (см. рис. 8.5). В скважине 228, пробуренной в Заполярной части Предуралья прогиба (бассейн р. Лемвы правого притока р. Усы), в опоково-глинисто-песчанистой кишорской свите прослежен комплекс бентосных фораминифер с многочисленными *Reticulophragmium arcticum* и *R. cf. borealis*. Примечательно, что и в верхнепалеоценовой части разреза скважины M0004A на хр. Ломоносова в Полярной Арктике установлен комплекс бентосных фораминифер, наиболее характерной чертой которого, так же как и кишорского, является присутствие видов рода *Reticulophragmium* – *R. ministicoogmium*, *R. arcticum* и *R. borealis*. По характерному присутствию ретикулифрагмиумов полярный комплекс получил название «*Reticulophragmium assemblage*» [Backman et al., 2006]. Уместно отметить, что событие «*Reticulophragmium*» характеризует поздний палеоцен Бореального пояса [Kaminski, Gradstein, 2005]. В скважине 228 позднепалеоценовый возраст слоев с *Reticulophragmium arcticum* подтверждается танетской зоной диноцист *Apectodinium*

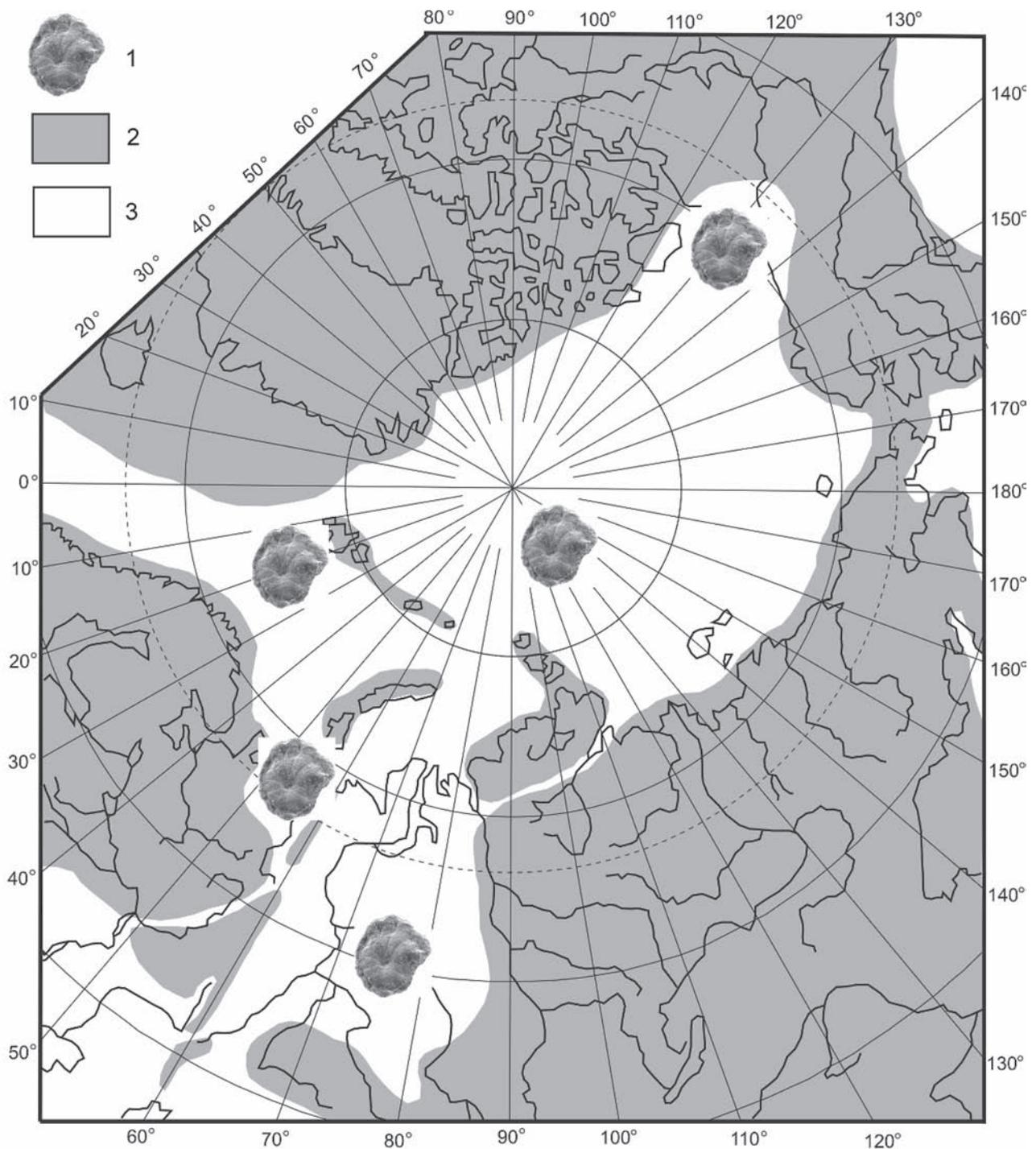


Рис. 8.8. *Reticulophragmium arcticum* в бореальных и арктических акваториях в палеоцене.
1 – *Reticulophragmium arcticum*, 2 – суша, 3 – море

augustum [Iakovleva et al., 2000]. Следует обратить внимание на циркумполярное распространение в палеоцене ассоциации с *Reticulophragmium articulatum*, *R. paupera* (= *Cyclammina sokusovorovae*), поскольку они широко развиты не только в Западно-Сибирском море-проливе и в Печорском заливе Баренцева моря, но и состав-

ляют характерное ядро арктических комплексов канадского побережья моря Бофорта (бассейн р. Макензи), верхнепалеоценовых отложений запада Шпицбергена, Тормского прогиба норвежской части Баренцева моря и центральной котловины Северного моря [Nagy et al., 2000] (рис. 8.8).

Важно отметить, что в раннетанетском подэтапе резко изменился тип седиментации в бореальном Западно-Сибирском море, что выразилось в контрастной смене глинисто-терригенного осадконакопления с редкими фораминиферами на биогенно-кремнистое (формируются диатомиты и опоки, полностью лишённые фораминифер, но зато с массовыми диатомеями, радиоляриями и диноцистами).

Позднетанетский подэтап ознаменовался осушением Припятского пролива и Днепровско-Донецкого моря-пролива. В результате этого единый морской бассейн Северного Перитетиса распался на моря Северо-Западного и Северо-Восточного Перитетиса. Прослежены две различные группировки фораминифер. В западных водоемах (например, в Бельгийском бассейне) доживала обедненная фауна фораминифер мидвейского типа.

К востоку от Днепровско-Донецкой суши образовался бассейн, в котором шло накопление темноцветных глинистых осадков с песчанистыми фораминиферами слоев с *Glomospira charoides* – *Spiroplectamina spectabilis*, среди которых отмечаются текстулярииды и «примитивные» агглюти-

нирующие с характерными *Spiroplectamina spectabilis*, *Rhabdammina cylindrica*, *Ammodicus incretus*, *Proteonina difflugiformis*, *Glomospira charoides*, *Ammobaculites midwayensis* (рис. 8.9).

Рубеж палеоцена и эоцена был для бентосных фораминифер, как известно, критическим, поскольку он характеризовался их массовым исчезновением (вымиранием). Это событие получило наименование BFE (benthic foraminifera extinction). BFE совпадает с глобальным изотопным экскурсом углерода (CIE) и принят за подошву эоцена [Aubry et al., 2007]. Изученные разрезы Крымско-Кавказской и Европейской областей, а также данные по приарктическому разрезу скв. 228 в Полярном Предуралье прекрасно демонстрируют данную закономерность (см. рис. 8.7). Аналогичная картина массового исчезновения бентосных фораминифер на границе палеоцена и эоцена была установлена в разрезе п-ва Ильпинский Охотоморско-Беринговоморской подобласти [Волобуева и др., 1994]. В Западно-Сибирском море-проливе исчезновение фораминифер связано с кардинальным изменением гидрологической обстановки, которое произошло несколько раньше – в начале позднего танета (о чем говорилось выше).

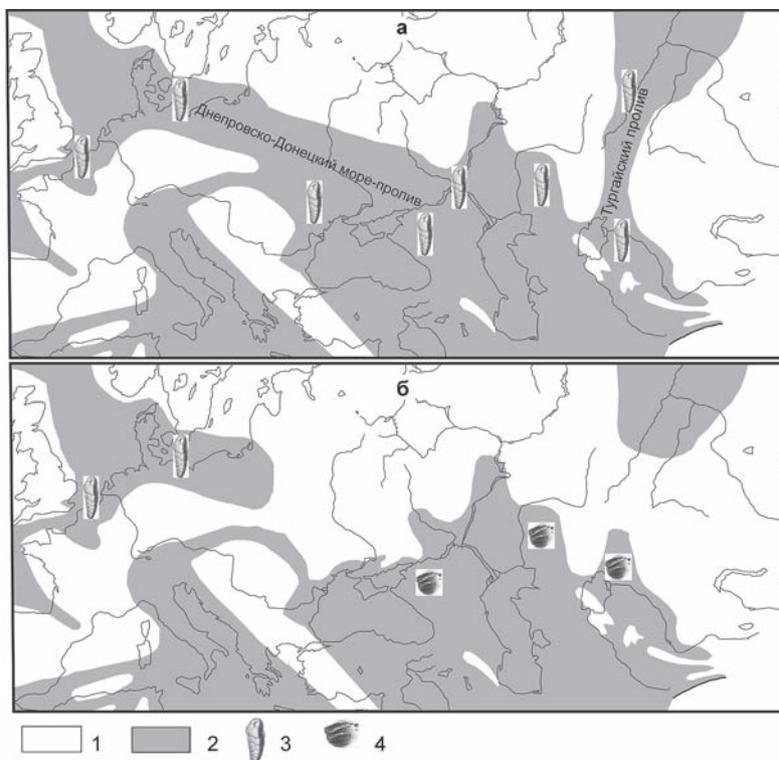


Рис. 8.9. Роль проливов и течений в расселении бентосных фораминифер и формировании единообразных или резко различных их комплексов в палеоценовом морском пространстве Северо-Западной Евразии (на примере Днепровско-Донецкого моря-пролива и Тургайского пролива).

а – зelandско-раннетанетское время сквозного сообщения через Днепровско-Донецкое море-пролив и через Тургайский пролив; б – позднетанетское время, когда осушились проливы и сформировались совершенно различные комплексы бентосных фораминифер.

1 – суша, 2 – море, 3 – олиготрофная ассоциация с *Reussella paleocenica*, 4 – эвтрофная ассоциация с *Glomospira charoides*

Обсуждение результатов

1. Комплексы фораминифер разных батиметрических уровней.

Из рассмотренных данных следует, что в морских бассейнах палеоцена наметились три уровня сообществ бентосных фораминифер: нижний, отвечающий глубоководному (батиальному) поясу, верхний, соответствующий сублиторальной (неритическо-шельфовой или эпиконтинентальной) биономической зоне и средний – зоне перехода шельфа в батиаль.

Следствием этого является построение разных стратиграфических схем (табл. 8.1, 8.2). Исходя

из определенных характеристик комплексов различной глубины, создаются схемы разной степени дробности и пространственного масштаба.

Из приведенных таблиц со всей очевидностью вытекает, что сопоставление зон и слоев палеоцена по бентосным фораминиферам глубоководной Крымско-Кавказско-Карпатской области с лонами и слоями эпиконтинентальной Европейской области, так же как сопоставление шкал трех различных батиметрических уровней в Охотоморско-Беринговоморской подобласти, довольно сложная задача вследствие резко различного набора таксономических форм.

Таблица 8.1

Биостратиграфическая схема палеоцена по бентосным фораминиферам юга Европейской России (сублиторальные и батиальные зоны)

Отдел	Подотдел	Ярус	Б а т и а л ь		С у б л и т о р а л ь	
			Северный Кавказ, Минераловодческий район, разрез р. Хеу		Вологодское Поволжье, Гремячинская площадь, разрез скв. 13	
Палеоцен	Верхний	Зеландский	Слой с <i>Karrerulina horrida</i>		Лона <i>Cibicoides lectus</i>	Слой с <i>Falsoplanulina montensis</i> – <i>Cibicoides succedens</i>
	Нижний	Датский	Зона <i>Stensioeina beccariiiformis</i> – <i>Nuttallides truempyi</i>			Слой с <i>Cibicoides lectus</i> – <i>Reussella paleocenica</i>
						Слой с <i>Anomalinoidea danicus</i> – <i>Cibicoides lectus</i>

Таблица 8.2

Биостратиграфическая схема палеоцена по бентосным фораминиферам Дальневосточного региона России (сублиторальные и батиальные зоны)

Отдел	Подотдел	Ярус	Б а т и а л ь	Глубоководный шельф – переход в батиаль	Ш е л ь ф	
			П-ов Ильпинский Восточной Камчатки	Район Маметчинского залива Северо-Западной Камчатки	Чемырнауцкий район Западной Камчатки	Синегорский район Южного Сахалина (разрез по р. Найба)
Палеоцен	Верхний	Танетский	Лона <i>Glomospira charoides</i> – <i>Silicosigmoilina californica</i> (IV)	Слой с <i>Reticulophragmium garcilassoi</i> (= <i>Cyclammina radiata</i>) (M2)	Слой с <i>Nonionidae</i>	Слой с <i>Marginulina hamiloides</i> – <i>Saccammina grzybowski</i>
	Зеландский	Слой с <i>Dentalina colei</i> – <i>Alabamina wilcoxensis</i> (M1)		Слой с <i>Spiroplectammina paleocenica</i>	Слой с <i>Cyclammina akkeshiensis</i> – <i>Haplophragmoides glabratus</i>	
Нижний	Датский	Лона <i>Rzehakina epigona</i> – <i>Bolivinospectabilis</i> (III)		Слой с <i>Bulimina rosenkrantzi</i>	Слой с <i>Nothia robusta</i> – <i>Cyclammina protrullisata</i>	Слой с <i>Haplophragmoides eggeri</i> – <i>Cibicoides proprius</i>
				Слой с <i>Kolchidina danica</i> – <i>Silicosigmoilina californica</i>	Слой с <i>Bagatella californica</i> – <i>Alabamina creta</i>	Слой с <i>Cyclammina tokotaensis</i> – <i>Silicosigmoilina longa</i> – <i>Praebulimina kickapoensis</i>

Ассоциации различных батиметрических областей принадлежат к совершенно разным эколого-батиметрическим типам. Если в батиальных морях Карпатской дуги, Северного Кавказа и Западного Копет-Дага, восточных полуостровов Камчатки распространен тип веласко, то в эпиконтинентальной части Европейского Перитетиса ассоциации относятся к мидвейскому типу, многие формы которого были распространены и в шельфовом пространстве дальневосточной окраинной зоны (см. рис. 8.4, 8.7).

Однако данная ситуация почти не учитывается при построении зональных схем палеоцена по бентосным фораминиферам различных регионов России [Практическое..., 2005; Палеогеновая система..., 2006].

Развитие и распределение бентосных фораминифер шельфово-эпиконтинентальных акваторий и глубоководных зон протекало неодинаково. В связи с этим часто приходится выделять стратиграфические подразделения различной категории и ранга. В шельфовых районах по бентосным фораминиферам устанавливаются биостратона в ранге слоев. Они достаточно дробны и в своем распространении, в основном, ограничены районами стратотипических разрезов.

В отличие от них возрастной диапазон биостратонов глубоководных пространств шире и они почти субглобальны. Батиально-абиссальная зона распространения бентосных фораминифер вписывается в глубоководный пояс турбидидных осадков континентального склона и его подножья, опоясывающий Евразийский континент от Альпид до Чукотки и показанный на глобальной литолого-палеогеографической карте маастрихта М.А. Жаркова с соавторами [1998]. Становится понятным почему батиально-абиссальные комплексы фораминифер палеоцена Северного Кавказа и Карпат так близки к комплексам палеоценовых зон Восточной Камчатки и Корякии.

Сравнивая дробность и применимость биостратиграфических единиц по бентосным фораминиферам сублиторального и батиального уровней следует отметить два важных положения. Первое – если в сублиторальном поясе, как правило, прослеживаются сравнительно дробные подразделения, то в глубоководном их на порядок меньше. Это хорошо видно в табл. 8.2: в палеоценовых отложениях п-ва Ильпинский, формировавшихся в батиальном поясе, установлены две лоны, а в одновозрастных отложениях р. Найбы Южного Сахалина, накапливавшихся в шельфовом поясе, выделены 7 биостратонов в ранге слоев. Второе – ареалы их также разнятся: биостратона сублиторальных уровней (в ранге слоев) охватывают ограниченные площади, определенные фаціаль-

ными особенностями отложений, а батиально-абиссальные биостратона (как правило, в ранге лон или хронозон) прослеживаются очень широко, почти субглобально.

2. Выделение биогоризонтов как маркеров.

В последнее время биостратиграфы обращают внимание на выделение биогоризонтов, связанных с биотическими и абиотическими событиями, и используют их в качестве корреляционных уровней и инфразональных подразделений. Бентосные фораминиферы палеоцена Северной Евразии также можно использовать как биогоризонты. Среди них можно отметить: а) уровень *Rzehakina epigona* в палеоцене Восточной Камчатки, который прослеживается почти глобально в терминальном мелу и палеоцене; б) уровень появления тропической фауны фораминифер зоны *Rotalia saxorum* в Крыму и в Польше как отражение термального оптимума в монской фазе датского этапа; в) резкое изменение составов комплексов фораминифер в глубоководных обстановках океанов в среднем палеоцене, известное в литературе как МРВЕ (кстати, этот горизонт является одним из важнейших маркеров конца зеландской фазы развития морской биосферы и прослеживается не только в разрезе Хей Минераловодческого района Северного Кавказа, но также и в скважинах глубоководного поднятия Шатского в Северной Пацифике и, кроме того, в испанском разрезе Зумайя, выбранном для GSSP нижних границ зеландия и танета); г) установление биогоризонта *Cyclammina-Reticulophragmium* в среднем-верхнем палеоцене Южного Сахалина, Маметчинского разреза Пенжинской губы, Западно-Сибирской провинции и Арктической области; д) развитие гломоспир (комплекс с *Glomospira charoides*), отмеченное в конце палеоцена на Восточной Камчатке, в северо-западной части Тихого океана, в Западной Сибири, на Скифской плите, которое отвечает глобальному событию расцвета гломоспир («*Glomospira acme*»), связанного с повсеместно развитой на этом рубеже аноксической обстановкой [Kaminski, Gradstein, 2005]; е) уровень массового исчезновения бентосных фораминифер на критическом рубеже палеоцена и эоцена ВФЕ, отвечающем глобальному эпизоду термического максимума, известному под аббревиатурой PETM.

3. Оценка скорости миграций морской биоты.

С вышеизложенным тесно связана проблема о центрах возникновения тех или иных таксонов. Это весьма сложная тема, но, тем не менее, приведенный материал позволяет частично ее рассмотреть. Поскольку в шельфовых и батиальных водоемах Охотоморско-Берингоморской подобласти в палеоцене широчайшее распространение получают представители рода *Silicosigmoilina*, по-

явившиеся и становящиеся разнообразными здесь гораздо раньше, чем в других палеобиогеографических областях и провинциях, можно с определенной долей уверенности говорить о центре возникновения палеоценовых силикосигмоилин в акваториях Северо-Западной Пацифики.

Что касается скоростей миграции, то они очень варьировали. Одним из примеров является появление в Чемурнаутском бассейне копетдагской *Kolchidina danica*. Ей потребовалось более 2 млн лет, чтобы расширить ареал от Средней Азии до Камчатки.

4. Адаптации и изменения морфологических черт фораминифер на разных глубинах.

Нельзя не обойти вниманием такое явление, как «уход» в палеоцене из шельфово-эпиконтинентальных зон верхнемеловых родов *Stensioeina*, *Neoflabellina*, *Bolivinoidea*, *Pullenia* в глубины батиально-абиссальной области. Некоторые виды мелководья на глубине приобретают другие морфологические черты и получают другое наименование. Пример: широко распространенный вид с отчетливыми круглыми порами – зональный вид слоев с *Anomalinoidea danicus* – в батиально-абиссальном поясе именуется как *Anomalinoidea rubiginosus* (кстати, распространенный в глубоководных отложениях палеоцена и эоцена СВ Камчатки – разрез п-ва Ильпинский) из-за образования узловатых межкамерных перегородок и укрупнения пор.

5. Особенности палеогеографии и палеобиогеографии мелководных и глубоководных морских систем.

Морские системы, обрамлявшие с востока и запада север Евразийского континента, были совершенно разными. Если Притихоокеанский регион представлял собой зону перехода Азиатского континента в Тихий океан и отличался в палеоцене сравнительно узким шельфом (см. рис. 8.2), то морская система палеоцена Северо-Западной Евразии представляла собой обширнейший эпиконтинентальный бассейн (которому, кстати, нет аналогов в современном морском пространстве Земли). Эпиконтинентальные моря Северо-Западной Евразии являлись частями субширотной и долготной системы, связывавшей Тетис с Атлантикой и Арктикой (см. рис. 8.5 и 8.6). Внутренний водоем Европейской области к югу обрамлялся морями Альпийского пояса с батиальными глубинами.

В батиальной экосистеме условия обитания были достаточно стабильными и мало изменчивыми в течение палеоцена. Здесь были распространены космополитные комплексы секретирующих фораминифер фаунистического типа веласко и комплексы с преобладанием космополитных агглютинирующих видов (в основном примитивного строения) – тип фауны

DWAF (глубоководные агглютинирующие фораминиферы).

Более изменчивой была морская обстановка в шельфово-эпиконтинентальном пространстве. Здесь палеобиогеография и палеогеография напрямую была связана с региональными и трансрегиональными тектоническими движениями, с эвстатическими колебаниями уровня Мирового океана, с климатическими флуктуациями. Важнейшее значение для поддержания единства биоты имели проливы и течения.

Одной из важнейших геологических и палеогеографических проблем является реконструкция истории развития Охотоморского бассейна. Решение этой проблемы невозможно без палеогеографической реконструкции путей, по которым направлялась тихоокеанская (берингоморская) водная масса в пределы палеоценовых бассейнов Тигильского, Чемурнаутского и Маметчинского районов на западном (охотоморском) побережье Камчатки. Напомним, что уже в 90-х годах прошлого столетия в известной монографии по нижнему палеоцену Западной Камчатки [Гладенков и др., 1997] для датско-раннетанетского времени были ориентировочно намечены два пролива (прохода) между берингоморской частью Тихого океана и Западно-Камчатским прибрежным субмеридиональным бассейном, протягивавшимся по восточному побережью Пенжинской губы, заливу Шелехова и Охотского моря. Первый – северный – рассекал камчатский перешеек на границе Камчатки с Корякией. Он был сравнительно узким, но, как показало недавнее изучение материалов по палеоцену Чемурнаутско-Маметчинского бассейна, относительно глубоким. Второй – сравнительно широкий пролив (проход) – соединял Тигильско-Колпаковскую зону на юге Западно-Камчатского водоема и обширный залив Берингова моря, охватывавший значительные площади восточной Камчатки. В этом широком проливе располагался остров, омывавшийся с севера и юга водами рассматриваемого пролива. В начале среднего эоцена проливы между берингоморским и западно-камчатскими акваториями были осушены и возродилась лишь в позднем лютете во время обширной трансгрессии, когда и возникло Охотское море [Гладенков и др., 1997].

Проливы в СЗ Евразии, как и в Охотоморско-Берингоморской подобласти, имели определяющее значение для обмена водными массами и биотами между внутренними бассейнами и окружавшими ее Атлантическим, Тетическим и Арктическим океанами [Беньямовский, 2007]. Проливы и морские течения в конечном счете заметно влияли на формирование сообществ фораминифер во внутренних эпиконтинентальных водоемах (см. рис. 8.6). Примером этому является широчайшее распространение в зеландское время зоны *Cibicoides lectus* – *Reussella paleocenica* по всей Европейской области – от Бель-

гии до севера Тургайского прогиба (см. рис. 8.5–8.8). На рубеже танета и ипра в результате восходящих тектонических движений произошло осушение Днепровско-Донецкого моря-пролива и Тургайского пролива. В результате произошла резкая смена комплексов микробиоты по обе стороны этих осушенных проливов (см. рис. 8.9).

6. *Этапность изменений палеогеографических ситуаций.*

Смена палеогеографических обстановок в палеоцене проходила поэтапно. Это относится

как к морским бассейнам, располагавшимся на западе Евразии, так и омывавшим ее с востока. Намечаются три этапа: датский, зеландский и танетский, каждый из которых характеризовался расширением или сокращением (и даже ликвидацией) палеобиогеографических связей между внутренними водоемами и окружавшими их океанами.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, гранта 11-05-00431 и госконтракта № 16.740.11.0050.

Литература

- Алабушева А.В.* О первой находке планктонных фораминифер в датских отложениях Хатырской впадины (северо-восток СССР) // Докл. АН СССР. 1989. Т. 308. № 6. С. 1462–1465.
- Беньямовский В.Н.* Стратиграфическая схема палеогена Прикаспийско-Мугоджарского региона (пример построения региональной стратиграфической схемы палеогена на палеогеографической основе) // Палеогеографическое обоснование стратиграфических построений. М.: МГУ, 1994. С. 90–120.
- Беньямовский В.Н.* Пролиты, водные массы, течения и палеобиогеографическое районирование морских бассейнов палеоцена Северо-Западной Евразии по фораминиферам // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 2003. Т. 78. Вып. 4. С. 57–78.
- Беньямовский В.Н.* Палеогеографические сценарии позднемелового-раннепалеогенового времени в пределах северной периферии Тетиса // Биосфера – экосистема – биота в прошлом Земли (палеогеографические аспекты). (Тр. ГИН РАН. Вып. 516). М.: Наука, 2005. С. 267–308.
- Беньямовский В.Н.* Палеогеновые меридиональные пролиты Северной Евразии // Пролиты Северного полушария в мелу и палеогене. / Под ред. Е.Ю. Барабошкина. М.: Изд. Геол. ф-та МГУ, 2007. С. 80–119.
- Беньямовский В.Н., Гладенков Ю.Б.* Климатические колебания и миграции палеобиоты в палеогене Северной Пацифики // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1996. Т. 4. № 5. С. 66–82.
- Беньямовский В.Н., Ступин С.И.* Фораминиферы (комплексы и слои). Стратиграфический возраст // Нижний палеоген Западной Камчатки (стратиграфия, палеогеография, геологические события). / Под ред. Ю.Б. Гладенкова, А.Е. Шанцера, А.И. Челебаевой и др. М.: ГЕОС, 1997. С. 75–80.
- Беньямовский В.Н., Фрегатова Н.А., Спирина Л.В. и др.* Зоны планктонных и бентосных фораминифер в палеогене Восточной Камчатки // Изв. РАН. Сер. геол. 1992. № 1. С. 100–113.
- Бугрова Э.М.* Биостратиграфия пограничных отложений мела и палеогена Арктического региона Западной Сибири (по фораминиферам) // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2008. Т. 16. № 1. С. 85–94.
- Василенко В.П.* Фораминиферы палеоцена центральной части Днепровско-Донецкой впадины // Микрофауна СССР. 1950. Сб. 4. С. 177–224.
- Волобуева В.И., Гладенков Ю.Б., Беньямовский В.Н. и др.* Опорный разрез морского палеогена Севера Дальнего Востока (п-ов Ильпинский). Ч. 1. Стратиграфия. Магадан, 1994. 64 с.
- Гладенков Ю.Б.* Морской верхний кайнозой северных районов // Тр. ГИН АН СССР. Вып. 313. М.: Наука, 1978. 194 с.
- Гладенков Ю.Б., Беньямовский В.Н.* Новые данные о фораминиферах синегорского горизонта Южного Сахалина // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2009. Т. 17. № 4. С. 95–106.
- Гладенков Ю.Б., Синельникова В.Н., Челебаева А.И. и др.* Нижний палеоген Западной Камчатки (стратиграфия, палеогеография, геологические события) // Тр. ГИН АН СССР. Вып. 488. М.: ГЕОС, 1997. 367 с.
- Гладенков Ю.Б., Синельникова В.Н., Шанцер А.Е. и др.* Эоцен Западной Камчатки // Тр. ГИН АН СССР. Вып. 467. М.: Наука, 1991. 182 с.
- Гурьянова Е.Ф.* Закономерности распределения современной морской фауны и принципа районирования Морского океана // Вопросы палеобиогеографии и биостратиграфии. Тр. I сессии ВПО. М.: Госгеолтехиздат, 1957. С. 15–24.
- Жарков М.А., Мурдмаа И.О., Филатова Н.И.* Палеогеография коньяк-маастрихтского времени позднего мела // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1998. Т. 6. № 3. С. 3–15.
- Морозова В.Г., Кожневникова Г.Е., Курьлева А.М.* Датско-палеоценовые разнофациальные отложения Копетдага и методы их корреляции по фораминиферам // Тр. ГИН АН СССР. Вып. 157. М.: Наука, 1967. 211 с.
- Мятлюк Е.В.* Фораминиферы флишевых отложений Восточных Карпат (мел – палеоген) // Тр. ВНИГРИ. Вып. 282. Л., 1970. 360 с.
- Найдин Д.П.* Эпиконтинентальные моря Северной Америки и Евразии // Пролиты Северного полушария в мелу и палеогене. / Под ред. Е.Ю. Барабошкина. М.: МГУ, 2007. С. 80–119.
- Ольшанецкий Д.М.* Палеогеновые ассоциации бентосных фораминифер, их реакция на палеоокеанологические события // Океанология. 2003. Т. 43. № 1. С. 213–216.

- Ольшанецкий Д.М. Глубоководные бентосные фораминиферы палеоцена и эоцена Северной Пацифики (палеонтология, биостратиграфия и палеоокеанологические реконструкции) // Автореф. дисс.... канд. геол.-мин. наук. М.: ГИН, 2012. 36 с.
- Палеогеновая система. Зональная стратиграфия фанерозоя России. / Под ред. Т.Н. Корень. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2006. С. 172–193.
- Практическое руководство по микрофауне. Т. 8. Фораминиферы кайнозоя. СПб.: ВСЕГЕИ, 2005. 324 с.
- Саидова Х.М. Распространение и условия обитания современных бентосных фораминифер в Тихом океане // Тихий океан. Т. VIII. Микрофлора и микрофауна в современных осадках Тихого океана. 1969. С. 120–199.
- Серова М.Я. Фораминиферы палеоценовых отложений Восточной Камчатки // Тр. ГИН АН СССР. Вып. 127. М.: Наука, 1966. 94 с.
- Серова М.Я. Фораминиферы и биостратиграфия Северной Пацифики на рубеже мела и палеогена. М.: Наука, 1987. 144 с.
- Серова М.Я. Фораминиферы морских отложений датского яруса северо-западной Камчатки // Вопр. микропалеонтологии. 1989. Вып. 30. С. 66–78.
- Серова М.Я., Данилеско Л.А., Коляда А.А., Петрина Н.М. Расчленение верхнемеловых и палеоценовых отложений Корякского Нагорья // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1980. №10. С. 73–83.
- Ступин С.И. Микропалеонтологическая характеристика палеоценовых отложений побережья Маметчинского залива (Северо-Западная Камчатка) // Чтения памяти акад. К.В. Симакова: тез. докл. Всерос. научн. конф. / Под ред. И.А. Черешнева. Магадан: СВНЦ ДВО РАН, 2007. С. 59, 60.
- Субботина Н.Н. Микрофауна и стратиграфия эльбурганского горизонта Горячего Ключа // Микрофауна СССР. Сб. 4. Л.: Гостоптехиздат, 1950. С. 5–112.
- Фрегатовая Н.А., Беньямовский В.Н. Фораминиферы палеогена Маметчинского залива Западной Камчатки: палеонтология, стратиграфия и палеогеография. Часть 1. Комплексы и биострато-ны бентосных и планктонных фораминифер // Нефтегазовая геология. Теория и практика. 2012. Т. 7 № 3.
- Щуцкая Е.К. Фораминиферы верхнего палеоцена юго-западного Крыма (Бахчисарайский район) // Тр. ВНИГНИ. Палеонтол. сб. 1960. № 3. С. 235–259.
- Aubry M.-P., Ouda Kh., Dupis Ch. et al. The Global Standard Stratotype-section and Point (GSSP) for the base of the Eocene Series in the Dababiya section (Egypt) // Episodes. 2007. Vol. 30. № 4. P. 271–286.
- Backman J., Moran K., McInroy D.B. et al. Proceedings of the Integrated Ocean Drilling Program. Vol. 302. Edinburgh: Integrated Ocean Drilling Program. Management International Inc., 2006. 169 pp.
- Berggren W.A., Aubert J. Paleocene benthonic foraminiferal biostratigraphy, paleobiogeography and paleoecology of Atlantic – Tethyan regions: Midway-type fauna // Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol. 1975. Vol. 18. P. 73–192.
- Berggren W.A., Miller K.G. Cenozoic bathyal and abyssal calcareous benthic foraminiferal zonation // Micropaleontology. 1989. Vol. 35. № 4. P. 308–320.
- Brotzen F. The Swedish Paleocene and its foraminiferal fauna // Sveriges Geol. Unders. Ser. C. 1948. № 493. P. 1–145.
- Gradstein F.M., Berggren W.A. Flysch-type agglutinated foraminifera and the Maastichtian to Paleocene history of the Labrodore and North sea // Marine Micropaleontology. 1981. Vol. 6. P. 211–268.
- Haq B.U., Hardenbol J., Vail P.R. Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic // Science. 1987. Vol. 235. № 4793. P. 1156–1166.
- Hansen H.J. Danian foraminifera from Wugssuaq, West Greenland // Grønland Geologiske undersøgelser. Bulletin. 1970. № 93. 1–131.
- Hillebrant A. Das Paleozan und seine Formniferenfana in Becken von Reichenhat und Salzburg // Baer Akad. Vissen. Mat.-Natur. Klasse, Abhad. Neue Folge. 1962. H. 108. S. 1–182.
- Iakovleva A.I., Oreshkina T.V., Alekseev A.S., Rousseau D.-D. A new Paleocene micropaleontological and palaeogeographical data in the Petchora Depression, northeastern European Russia // C. R. Acad. Sci. Sciences des la Terre er des Planets. 2000. Vol. 330. P. 485–491.
- Kaiho K. A low exition rate of intermediate-water benthic foraminifera at the Cretaceous/Tertiary boundary // Marine Micropaleontology. 1982. Vol. 18. P. 229–259.
- Kaminski M.A., Gradstein F.M. Atlas of Paleogene Cosmopolitan deep-water Agglutinated Foraminifera // Grzybowski Foundation Spec. Publ. 2005. Vol. 10. P. 1–547.
- Kaminski M.A., Gradstein F.M., Berggren W.A. et al. Flysch-type agglutinated foraminiferal assemblages from Trinidad: Taxonomy, Stratigraphy and Paleobathymetry // Proceeding of the Second Workshop on agglutinated Foraminifera. 1988. P. 155–228. (Abh. Geol. Bundesanstalt. Bd 41).
- Mallory S. Lower Tertiary bostratigraphy of the California Coast Ranges. Tulsa (Okla.) // Amer. Assoc. Petrol. Geol. 1959. P. 1–384.
- Nagy J., Kaminski M.A., Khunt W. Agglutinated Foraminifera from Neretic to Bathyal Facies in the Paleogene of Spitsbergen and the Barents Sea // Proceedings of the Fifth International Workshop on Agglutinated Foraminifera. / Eds.: M.B. Hart, M.A. Kaminski, G.W. Smart. 2000. P. 333–361. (Grzybowski Foundation Special Publication. 7)
- Speijer R.P. Extinction and recovery patterns in benthic foraminiferal paleocommunities across the Cretaceous-Paleogene and Paleocene-Eocene boundaries (PhD thesis) // Geological Ultraiectina. 1994. Vol. 124. P. 1–191.
- Tjalsma R.C., Lohman G.P. Paleocene-Eocene bathyal and abyssal benthic foraminifera from the Atlantic Ocean // Micropaleontology. Spec. Publ. 1983. № 4. P. 1–90.
- Van Morkhoven F.P.C.M., Berggren W.A., Edwards A.S. Cenozoic cosmopolitan deep-water benthic foraminifera // Bull. Centr. Recherch. Explor.-Product. Elf-Aquitane. 1986. № 11. P. 1–421.

9. Современные проблемы разработки зональных шкал мезозоя по радиоляриям

Н.Ю. Брагин

В настоящее время весь мезозой расчленяется на зоны по радиоляриям. Наибольшая детальность расчленения получена для среднего – верхнего триаса и средней юры – нижнего мела, причем триасовые зоны успешно сопоставлены с биостратонами по аммоноидеям и конодонтам. По способу выделения среди зон по радиоляриям различаются классические, где применяется метод датум-плейнов и где границы биостратонов проводятся строго по имеющимся уровням биотических событий, а также формализованные, выделяемые по унитарным ассоциациям без датум-плейнов и не имеющие фиксированных границ. Зоны по радиоляриям успешно прослеживаются только в циркумтропических регионах. В районах высоких широт пока выделяются только слои с радиоляриями (триас острова Котельный). Тем не менее, благодаря наличию в составе триасовых бореальных комплексов ряда «тетических» видов и присутствию в составе южнобореальных комплексов юры (Русская плита) некоторых низкоширотных видов радиолярии представляют несомненный интерес для бореально-тетической корреляции мезозоя.

Bragin N. Yu. Modern problems of Mesozoic radiolarian zonation

Radiolarian zones were proposed for all Mesozoic. The most detailed subdivision was achieved for Middle-Upper Triassic and for Middle Jurassic – Lower Cretaceous. Triassic zones are successfully correlated with ammonoids and conodont zones. Two types of radiolarian zones are distinguished by the method of their establishment: classic zones with datum plains traced and with clear boundaries correlated with levels of biotic events, and formal zones that are proposed in the stratigraphic intervals of Unitary Associations without datum plains and without fixed boundaries. Mesozoic radiolarian zones can be successfully traced only in circumtropical regions. Only layers (strata) with radiolarians can be now proposed for high-latitude regions (Triassic of Kotel'nyi Island). Nevertheless, Radiolaria represent undoubted interest for Boreal-Tethyan correlation of Mesozoic due to the presence of several «Tethyan» species in the associations of Boreal Triassic and presence of some low-latitude taxa in the Late Jurassic Southern Boreal assemblages of Central Russia.

Введение

Радиолярии сравнительно поздно вошли в число групп фоссилий, используемых в зональной биостратиграфии. Это связано с комплексом причин, среди которых можно упомянуть относительно слабую изученность этих организмов в связи с трудностями извлечения их из крепких горных пород и относительно редкую встречаемость радиолярий в неритических отложениях. Перелом произошел на рубеже 60-х и 70-х годов XX века, когда были разработаны методы химического препарирования и фотографирования объемных форм [Pessagno, Newport, 1972] и начаты исследования донных осадков океанов и кремнистых толщ складчатых поясов континентов [Foreman, 1963; Dumitrica, 1970; Назаров, 1975]. В это время появляются и первые зональные схемы по радиоляриям, сначала для кайнозоя [Riedel, Sanfilippo, 1971], а затем и для меловых отложений [Foreman, 1973; Riedel, Sanfilippo, 1974]. Эти схемы были разработаны по разрезам донных отложений Ми-

рового океана, прежде всего циркумтропических областей, в пределах которых зоны по радиоляриям оказались хорошо прослеживаемыми.

В дальнейшем зоны по радиоляриям были выделены и в разрезах мезозоя континентов: в верхнемеловых терригенных отложениях Калифорнии [Pessagno, 1976], в верхнеюрских кремнистых толщах Береговых хребтов запада США [Pessagno, 1977]. Исследования радиолярий быстро расширяются; их актуальность очень высока, многие ученые возлагают большие надежды на эти работы, видя в них возможность решения ряда проблем стратиграфии и общей геологии подвижных поясов, особенно офиолитовых зон. В результате появляются все новые работы по радиоляриевой биостратиграфии мезозоя, разрабатываются новые зональные схемы для юрско-меловых [Baumgartner, 1984; Pessagno et al., 1987; Sanfilippo, Riedel, 1985] и триасовых отложений [Yao et al., 1982; Blome, 1984a; Брагин,

1986, 1991]. Детальность этих схем первоначально была невысокой, но впоследствии значительно возросла [Kozur, Mostler, 1994; Baumgartner et al., 1995; Sugiyama, 1997; Tekin, 1999; Брагин, 2000]. В настоящее время никто не сомневается в ценности радиолярий для биостратиграфии, а данные по этой группе используются при решении таких важных задач, как установление границ и объемов систем и ярусов.

Это, разумеется, не значит, что при использовании радиолярий в стратиграфии мезозоя не суще-

ствует проблем, напротив, к настоящему времени их достаточно много. К ним, в частности, относятся: корреляция биостратонов по радиоляриям с зонами по другим группам организмов и подразделениями общей шкалы; прослеживание радиоляриевых зон в разрезах неритического типа; выделение зон по радиоляриям в регионах высоких широт и их корреляция; наконец, наличие противоречий в подходах и принципах построения зональных схем по радиоляриям. Задача этой статьи состоит в обсуждении и анализе этих проблем.

Корреляция радиоляриевых зон и подразделений общей шкалы

Радиолярии присутствуют во многих типах морских осадочных пород: в глинах и других тонких терригенных породах, в пелитоморфных известняках и мергелях, в фосфоритах и, конечно, в кремнистых породах. Последние наиболее часто содержат радиолярии хорошей сохранности, которые могут быть извлечены из породы и изучены. С остальными типами отложений дело обстоит намного сложнее в силу неустойчивости биогенного кремнезема, который обычно замещается кварцем, кальцитом, пиритом, глауконитом и иными минералами, причем замещение сопровождается полным или значительным разрушением биогенных структур. Поэтому в большинстве случаев разрезы карбонатного или терригенного состава характеризуются лишь отдельными изолированными местонахождениями или уровнями находок радиолярий. Такие отдельные уровни не могут служить материалом для обоснования зон, поскольку неизбежны перерывы в прослеживании биостратонов и их несмыкаемость. Исключением являются некоторые глинистые толщи с многочисленными известковыми или фосфатными конкрециями; последние нередко содержат радиолярии хорошей сохранности, благодаря чему появляется шанс найти последовательно сменяющие друг друга комплексы радиолярий без значительных hiatus. При этом в таких толщах нередко встречаются представительные комплексы макроископаемых, в том числе ортостратиграфических групп (аммоноидеи, наутилоидеи, иноцерамиды и др.)

В то же время разрезы кремнистых толщ, богато охарактеризованные радиоляриями, лишь изредка содержат остатки иных фоссилий. В меловых отложениях могут встретиться планктонные фораминиферы, очень редко – иноцерамы. В юрских и нижнемеловых толщах иногда обнаруживаются аптихи. Использовать наннопланктон сложно из-за высокой степени литификации пород, находки диатомей хорошей сохранности редки даже в верхнем мелу. Единственным исключе-

нием являются конодонты, часто встречающиеся в триасовых кремнистых толщах и позволяющие их точно датировать.

Поэтому обоснованность зональных схем мезозоя по радиоляриям может быть разной в зависимости от надежности соотнесения радиоляриевых биостратонов с подразделениями общей шкалы. В настоящее время наблюдается очень пестрая картина. Зональные радиоляриевые схемы триаса Японии [Sugiyama, 1997] и Дальнего Востока России [Брагин, 2000] разработаны по разрезам кремнистых толщ, содержащих представительные комплексы конодонтов, по которым выделяются зоны циркумтропической шкалы [Kozur, 2003], причем практически все зоны, кроме немногих, в которых характерные виды конодонтов представлены мелководными формами (табл. 9.1). Зональные шкалы среднего и верхнего триаса Западной Европы и Средиземноморья [Kozur, Mostler, 1994] интересны еще и тем, что радиоляриевые зоны в них имеют прямую корреляцию с биостратонами по аммоноидеям, поскольку радиолярии и головоногие моллюски встречены совместно во многих разрезах.

Для нижней юры наиболее интересной представляется зональная схема, разработанная на материале по терригенным толщам Британской Колумбии, содержащим фауну аммоноидей [Carter et al., 1998; Gorican et al., 2006]. В других районах стратиграфические построения по радиоляриям не подкреплены пока данными по иным группам, и мы часто имеем дело с последовательностью биостратонов, которые лишь с большой степенью условности или предположительно могут быть соотнесены с подразделениями общей шкалы.

Сходная ситуация наблюдается и для более высокого интервала мезозоя, средней юры – нижнего мела. В настоящее время разработано несколько конкурирующих зональных схем. К наиболее ранним относится зональная схема верхней юры Калифорнии, разработанная Е.А. Пессаньо [Pessagno, 1977] и длительное время расширявшаяся

Таблица 9.1

Сопоставление зон по радиоляриям триаса Западной Европы, Дальнего Востока России и Японии с зонами по конодонтам Западной Европы и стандартными зонами по аммоноидеям

Ярус	Польярус	Аммоноидеи (стандартная зональная шкала)	Конодонты (Западная Европа) [Kozur, 2003]	Радиолярии			
				Западная Европа [Rjzur, 2003]	Дальний Восток [Брагин, 2000]	Япония [Sugiyama, 1992, 1997]	
Рэтский	B	<i>Choristoceras marchi</i>	<i>Misicella ultima</i>	?	<i>Globolaxtorum tozeri</i>	<i>Haecelicyrtium breviora</i>	
	H	<i>Choristoceras haueri</i>	<i>Misicella posthernsteini</i>	<i>Praecitriduma mostleri</i>	<i>Livarella densiporata</i>	«Skirt F»	
		<i>Cochloceras suessi</i>		?			
Норийский	B	<i>Sagenites reticulatus</i>	<i>Misicella hernsteini</i> - <i>Parvigondolella andrusovi</i>	<i>Betraccium deweveri</i>	<i>Betraccium deweveri</i>	<i>Praemosaturnalis pseudokahleri</i> <i>Praemosaturnalis multidentatus</i> <i>Lysemelas olbia</i>	
		<i>Sagenites quinquepunctatus</i> <i>Halorites macer</i>	<i>Mockina bidentata</i>				
	C	<i>Mesohimavattites columbianus</i>	<i>Mockina postera</i>	?			<i>Trialatus robustus</i> - <i>Lysemelas olbia</i>
		<i>Cyrtopleurites bicrenatus</i>	<i>Orchardella ? spiculata</i> <i>Mockina medionorica</i>				
	H	<i>Juvavites magnus</i>	<i>Epigondolella triangularis</i> - <i>Norigondolella hallstattensis</i>	<i>Capnodoce ruesti</i>	<i>Capnodoce crystallina</i>		<i>Capnodoce</i> - <i>Trialatus</i>
		<i>Malayites paulckeii</i>	<i>Epigondolella quabrata</i>				
		<i>Stikinoceras kerri</i>	<i>Epigondolella primitia</i>				
	Карийский	B	<i>Klamathites macrolobatus</i>	<i>Epigondolella pseudodiebeli</i>	<i>Nakasekoellus inkensis</i>	<i>Capnuhospaera theloides</i>	<i>Poulpus carcharus</i>
			<i>Tropites welleri</i>	<i>Epigondolella nodosa</i> <i>Paragondolella carpathica</i> <i>Paragondolella postinclinata</i>			
			<i>Tropites dilleri</i>				
C		<i>Austrotrachyceras austriacum</i> <i>Trachyceras aonoides</i>	<i>Gladigondolella tethydis</i> - <i>Paragondolella polygnathiformis</i>	<i>Tetraporobranhia haeckeli</i>		<i>Capnuhospaera</i>	
H		<i>Trachyceras aon</i>	<i>Budurovignathus diebeli</i> - <i>Paragondolella polygnathiformis</i>	<i>Tritortis kretaensis</i>	<i>Tritortis kretaensis kretaensis</i>	<i>Spongosserrula dehliei</i>	
		<i>Daxatina canadensis</i> - <i>Frankites sutherlandi</i>					
Ладинский	B	<i>Frankites regoledanus</i>	<i>Budurovignathus supralongobarbarica</i>	<i>Muelleritortis cochleata</i>	<i>Muelleritortis cochleata</i>	<i>Muelleritortis cochleata</i>	
		<i>Protrachyceras archelaus</i>	<i>Budurovignathus mungoensis</i>				
		<i>Protrachyceras grecleri</i>	<i>Budurovignathus hungaricus</i>	<i>Muelleritortis firma</i>	<i>Falcispongos falciformis</i>	<i>Yeharaia elegans</i>	
	<i>Eoprotrachyceras curionii</i>	<i>Budurovignathus truempui</i> <i>Paragondolella trammeri</i> - <i>Neogondolella aequidentata</i>	?				
	H	<i>Nevadites sedecensis</i>	<i>Paragondolella alpina</i> - <i>P. trammeri trammeri</i>	<i>Ladinocampe multiperforata</i>	<i>Oertlispongos inaequispinosus</i>		
		<i>Reitzites reitzi</i>	<i>Paragondolella alpina</i> - <i>P. trammeri preatrammeri</i>	<i>Spongosilicarmiger italicus</i>	<i>Triassocampe scalaris</i>	«Spine A2»	
Анзйский	B	<i>Kellnerites felsoeersensis</i>	<i>Neogondolella mesotriassica</i>	<i>Spongosilicarmiger transitus</i>			
		<i>Paraceratites trinodosus</i>	<i>Neogondolella constricta</i> <i>Paragondolella bifurcata</i>	<i>Tetraspinocyrtis laevis</i>	<i>Triassocampe deweveri</i>	<i>Triassocampe deweveri</i>	
	C	<i>Schreyerites binodosus</i>		<i>Parasepsagon robustus</i> <i>Baratuna cristianensis</i>	<i>Triassocampe coronata</i>	<i>Triassocampe coronata</i>	
		<i>Balatonites balatonicus</i>	<i>Nicoraella germanica</i> - <i>N. kockeli</i>				
		<i>Nevadisculites taylori</i>		<i>Paroertlispongos diacanthus</i>			
	H	<i>Agdharbandites ismidicus</i>	<i>Nicoraella germanica</i>		<i>Hozmadia gifuensis</i>	<i>Eptingium nakasecoi</i>	
		<i>Nicomidites osmani</i>					
		<i>Lenotropites caurus</i>					
		<i>Silberlingites muelleri</i>					
		<i>Pseudokeyserlingites quexi</i>	<i>Neogondolella regalis</i>	<i>Stigmosphaerostylus?</i> <i>phattalungensis</i>			
	<i>Japonites welteri</i>	<i>Chiosella timorensis</i>					
Олетский	B	<i>Neopopanoceras haugi</i>	<i>Chiosella gondolelloides</i> <i>Triassospathodus sosioensis</i> <i>Triassospathodus triangularis</i>	<i>Hozmadia ozawai</i>	<i>Pseudostylosphaera fragilis</i>	<i>Pa rentactinia nakatsugawaensis</i>	
		<i>Prohungarites-Subcolumbites</i>	<i>Triassospathodus homeri</i>				
		<i>Procolumnbites</i>	<i>Icriospathodus collinsoni</i>				
		<i>Columbites parisianus</i>	<i>Triassospathodus hungaricus</i>				
		<i>Tirolites cassianus</i>					
	H	<i>Anasibirites kingianus</i>	<i>Neospathodus waageni</i> - <i>Scythogondolella milleri</i>	?		<i>Follicucullus</i>	
	<i>Flemingites flemingianus</i>	<i>Neospathodus waageni</i> <i>Chengyuania nepalensis</i>					
Индский	B	<i>Prionolobus rotundatus</i> <i>Pleurogironites planidorsatus</i>	<i>Neospathodus dieneri</i> <i>Sweetospathodus kummeli</i>	<i>Stigmosphaerostylus turkensis</i>	?		
	H	<i>Ophiceras tibeticum</i>	<i>Clarkina postcarinata</i> <i>Clarkina carinata</i> <i>Isarcicella isarcica</i>	?		?	
		<i>Otoceras woodwardi</i> <i>Otoceras fissisellatum</i>	<i>Hindeodus parvus</i>				

и совершенствовавшаяся [Pessagno et al., 1984; Pessagno, 1990]. Материалом для этой схемы послужили кремнистые толщи западных районов Северной Америки, в целом слабо охарактеризованные иными фоссилиями, кроме радиолярий. Другая зональная схема разработана для меловых отложений донных осадков Мирового океана [Sanfilippo, Riedel, 1985]. Здесь радиолярии встречаются совместно с другими планктонными организмами (фораминиферы, наннопланктон), и корреляция радиоляриевых зон с подразделениями общей шкалы более успешна, но сами радиоляриевые зоны имеют большой объем в силу неполной охарактеризованности многих разрезов радиоляриями.

Наиболее детальная и шире всего используемая зональная схема была разработана группой П. Баумгартнера [Baumgartner et al., 1995] для средней юры – нижнего мела на материале по кремнистым и карбонатно-кремнистым отложениям Тети-

ческого (Средиземноморского) региона с привлечением данных по донным осадкам океанов, а также по разрезам других областей суши (преимущественно кремнистых). Эта схема отличается большей дробностью зон, коррелируемых с подразделениями общей шкалы, причем все это сделано за счет суммирования очень обширного материала.

Верхний мел до настоящего времени остается интервалом, где радиолярии применяются мало. Это, в первую очередь, связано с тем, что большинство офиолитовых комплексов мира сформировались ранее и не содержат верхнемеловые осадочные породы. Тем не менее, для верхнего мела действует существующая зональная шкала для океанических разрезов [Sanfilippo, Riedel, 1995]; кроме нее на материале по терригенным толщам Калифорнии разработана еще одна схема, хорошо соотносящаяся с данными по макроостаткам (иноцерамиды, аммоноидеи) [Pessagno, 1976]. Обе схемы нуждаются в ревизии и детализации.

Принципы построения зональных шкал мезозоя по радиоляриям и существующие между ними противоречия

Поскольку радиолярии – относительно новая группа в зональной стратиграфии мезозоя, логично ожидать, что пути построения зональных схем и принципы выделения зональных биостратонов по радиоляриям будут следовать направлениям и отвечать принципам, уже использованным в практике работы с другими, раньше востребованными и лучше исследованными группами фоссилий. Тем не менее, мы увидим, что это не всегда так. Наряду с традиционными и хорошо опробованными подходами в биостратиграфии мезозоя по радиоляриям встречаются и другие направления, в результате которых возникают построения, не имеющие аналогов в практике работы с другими микрофоссилиями и стоящие как бы в стороне от общепринятой практики. Кроме того, и среди биостратиграфических работ традиционного направления наблюдаются обычные для современных зональных построений явления: использование зон разного типа и разные способы проведения границ зон, что было показано в общем обзоре зональной стратиграфии [Гладенков, 2010]; неудивительно, что они подтверждаются и для работ по радиоляриям.

Рассмотрим это на примере радиоляриевых зон среднего и верхнего триаса (см. табл. 9.1). В схеме, предложенной для Западной Европы [Kozur, Mostler, 1994; Kozur, 2003], большинство зон выделяются по комплексу сосуществующих видов. Например, зона *Tetraporobrachia haeckeli* (средний карний) отвечает стратиграфическому

интервалу аммоноидных зон *Trachyceras aonoides* и *Austrotrachyceras austriacum*) и выделяется как интервал совместного нахождения видов *Palaeosaturnalis triassicus*, *Parapoulpus oertlii*, *Pseudosatur-niforma carnica*, *Spongortilispinus carnicus*, *Tetraporobrachia haeckeli* и *Veghicyclia austriaca*. Но встречаются и иные случаи. Например, зона *Capnodoce ruesti* выделяется в интервале встречаемости вида-индекса и может быть рассмотрена как биоэона. Или другой пример – зоны *Muelleritortis cochleata* (средняя и верхняя части верхнего ладина) и *Tritortis kretaensis* (нижний карний), принцип выделения которых достаточно необычен. Обе зоны характеризуются сосуществованием видов *Muelleritortis cochleata* и *Tritortis kretaensis*. Зона *Muelleritortis cochleata* выделяется по количественному преобладанию (доминации) вида-индекса над видом *Tritortis kretaensis*. Следующая зона выделяется как интервал доминации собственного вида-индекса *Tritortis kretaensis* над *Muelleritortis cochleata*.

Проведение нижних границ зон данной схемы основывается в большинстве случаев на появлении вида-индекса и ряда сопутствующих видов. Иногда в этот список включаются и исчезающие виды. Но есть и случаи отступления от этого правила. Нижняя граница зоны *Tritortis kretaensis* проводится по началу явного количественного преобладания вида-индекса над видом *Muelleritortis cochleata*, что определено самим принципом выделения данной зоны. Этот случай наиболее слож-

ный и проблематичный для зональной схемы триаса Западной Европы.

Сходная картина большой пестроты зональных подразделений наблюдается и при рассмотрении схемы, принятой для Японии [Sugiama, 1997]. Обращает на себя внимание то, что нижние границы большинства зон проведены по появлению вида-индекса, при этом упоминаются и сопутствующие виды, появляющиеся одновременно с видом-индексом. Среди видов-индексов встречаются достаточно необычные примеры; так, в качестве вида-индекса одной из зон среднего триаса приводится «игла A2». Это один из часто встречаемых фрагментов радиолярий, не описанный как палеонтологический вид. Нужно заметить, что вряд ли целесообразно использовать таксоны в открытой номенклатуре в качестве видов-индексов.

Две нижние зоны данной схемы являются комплексными (*Follicucullus* – *Parentactinia* и *Parentactinia nakatsugawaensis*). В верхнем триасе выделена одна зона совместной встречаемости (Concurrent range Zone) – *Capnodoce* – *Trialatus*. Следует отметить, что в данном случае это зона совместной встречаемости двух родов. Вообще, использование родов в качестве зональных таксонов достаточно типично для данной работы. Еще один случай – интервал-зоны. К ним относится зона *Haeckelicyrtium breviora* – *Bipedis horiae*, нижняя граница которой проводится по исчезновению *Haeckelicyrtium breviora*, а верхняя – по появлению *Bipedis horiae*.

При разработке зональной схемы триаса Дальнего Востока России [Брагин, 1991; 2000] была сделана попытка добиться возможно большего единообразия биостратонов как по их типу, так и по принципам выделения. Основное внимание было уделено палеонтологической характеристике зон по радиоляриям, поскольку при обосновании биостратонов было использовано большое количество видов. Среди них выделяются несколько групп: 1) виды, впервые появляющиеся на нижней границе зоны (обычно из них выбирается вид-индекс); 2) виды, исчезающие на нижней границе зоны; 3) виды, появляющиеся или исчезающие внутри зоны (такие таксоны могут служить материалом для более дробного расчленения); 4) транзитные виды; 5) доминирующие виды. Благодаря этому удалось выдержать единый принцип проведения нижних границ зон – они были проведены по появлению нескольких видов или группы видов, среди которых и выбирался вид-индекс. Соотнесение радиоляриевых биостратонов с подразделениями общей шкалы было проведено по схеме «зоны по радиоляриям – зоны по конодонтам – зоны по аммоноидеям» (см. табл. 9.1).

Существенно сложнее представляется построение шкал для юрской и меловой систем, поскольку здесь, за исключением нижней юры Британской Колумбии, очень мало разрезов, которые бы, с одной стороны, были полно охарактеризованы радиоляриями, а с другой – содержали представительные ассоциации ортостратиграфических групп (или группы). Наиболее часто используемая зональная схема [Baumgartner et al., 1995], разработанная для средней юры – нижнего мела, обладает характеристиками, ставящими ее особняком не только среди других радиоляриевых схем, но и среди биостратиграфических шкал вообще. Это обусловлено, как представляется, недостаточной палеонтологической характеристикой опорных разрезов, а также недостаточной полнотой сохранностью радиолярий в разрезах кремнистых толщ и следующими отсюда трудностями корреляции радиоляриевых биостратонов с подразделениями общей шкалы.

Зональная шкала средней юры – нижнего мела области Тетис разрабатывалась длительное время большой группой специалистов. В работе были использованы данные по большому числу разрезов Средиземноморской области, к которым были добавлены данные по западным районам Северной Америки, по Японии и донным осадкам Мирового океана. Для выделения зон в ходе анализа огромного материала по множеству разрезов использовалась следующая методика. Сначала были выделены так называемые унитарные ассоциации. Каждая унитарная ассоциация представляет собой максимальный по количеству комплекс совместно встречающихся видов, повторяющийся во многих разрезах. При этом в состав унитарных ассоциаций попали прежде всего виды, обладающие лучшей способностью сохраняться в плотных кремнистых и карбонатных породах относительно глубоководного генезиса. Хрупкие формы, не выдерживающие перенос (обычный для дистальных турбидитов, к которым принадлежат многие толщи мезозоя Тетиса) и легко растворяющиеся в глубоководных условиях, в состав таких ассоциаций попадают редко. Таким образом, унитарная ассоциация лишь частично отражает состав радиоляриевых комплексов данного времени. Надо также отметить, что выделение унитарных ассоциаций проводилось с помощью компьютерной программы BIOGRAPH.

После получения унитарных ассоциаций на их основе выделялись зоны. Всего в интервале от аалена до апта выделены 22 зоны на основе распространения 451 вида. Вследствие того, что многие унитарные ассоциации были обнаружены только в одном или двух разрезах, зоны были выделены как интервалы распространения двух или трех

унитарных ассоциаций, а в итоге как интервалы совместной встречаемости ряда характерных видов. При этом не принимались во внимание такие традиционные критерии, как появление или исчезновение вида. В итоге была разработана зональная шкала без датум-плейнов. Поэтому границы между выделенными зонами не являются строго определенными. Стратиграфические интервалы зон определялись по совместной встречаемости с ортостратиграфическими фоссилиями. Их сравнительно немного: аммоноидеи, кальпионеллиды, нанофоссилии. Надо отметить, что из-за редкой или неравномерной встречаемости таких групп в мезозое Средиземноморья не было возможности избрать какой-либо опорный разрез с последовательными зонами по аммоноидеям или другим ортостратиграфическим группам. Поэтому унитарные ассоциации радиолярий и зоны по радиоляриям соотносятся с данными по ортостратиграфическим группам из разных местонахождений.

Одно из важнейших следствий всего этого состоит в том, что построенная зональная шкала имеет прежде всего утилитарное значение. Она позволяет достаточно детально датировать кремнистые толщи, иногда с дробностью до подъяруса. Ее практическое применение очень успешно в пределах области Тетис, но в районах Палеопацифики использовать эти данные сложнее из-за существенных различий в составе комплексов. Для высокоширотных регионов эта шкала не может быть применена. При успешности практического применения возможности использования зональной шкалы по унитарным ассоциациям сильно ограничены вследствие особого принципа построения. Так, данная шкала не может быть использована при решении вопросов геологических границ (будь то ярусы или системы), так как в ней нет строгого проведения границ собственных биостратонов. Поэтому для того, чтобы радиолярии юры и мела могли быть использованы в общей стратиграфии наряду с традиционными группами,

необходимо построение классической схемы стратиграфии этого интервала с выделением датум-плейнов и границ биостратонов.

Еще один вопрос касается стратиграфических интервалов зон по радиоляриям и продолжительности существования видов радиолярий в мезозое. Ранее было показано, что триасовый период является временем относительно быстрой эволюции радиолярий, когда многие виды существовали сравнительно короткое время и быстро сменялись новыми [Брагин, 2005]. Интервалы стратиграфического распространения большого количества таксонов среднего и верхнего триаса отвечают части яруса или подъяруса. Например, вид *Muelleritortis cochleata* (Nakaseko et Nishimura) распространен только в средней и верхней части верхнего ладина и в нижнем карнии. Вид *Betraccium deweveri* Pessagno et Blome встречается только в верхненорийском подъярусе. Иная ситуация наблюдается в юрском и меловом периодах, когда большинство видов радиолярий существовали достаточно продолжительное время. Интервалы их стратиграфического распространения достигают отдела и более. Например, вид *Mirifusus dianae* (Karrer) распространен от келловея до нижнего готерива включительно, а вид *Holocryptocanium barbui* Dumitrica – от титона до сеномана.

В то же время объемы выделяемых в наше время зон по радиоляриям как в триасовой системе, так и в более молодых отложениях мезозоя, сопоставимы друг с другом и равняются в среднем подъярусу. В случае юрской и меловой систем эта дробность достигнута благодаря использованию большого количества видов. При сравнении с зонами по ортостратиграфическим группам (см. табл. 9.1) можно заметить, что объемы радиоляриевых зон триаса приблизительно в два раза больше, чем объемы зон по аммоноидеям и конодонтам. При дальнейших исследованиях радиолярий, по мере более полного их описания, детальность расчленения триаса по радиоляриям может быть повышена.

Радиолярии высокоширотных областей мезозоя и проблемы корреляции отложений низких и высоких палеоширот

Исторически сложилось так, что подавляющее большинство работ по радиоляриям мезозоя было проведено в областях низких палеоширот (Тетис, Япония, запад США, Дальний Восток России). Поэтому ассоциации радиолярий высоких палеоширот мезозоя описаны в лучшем случае частично, не полно. Мы мало знаем не только о систематическом составе этих комплексов, но и об их латеральном распространении и вертикальной смене. Недостаточно разработан и вопрос о переходных

(экотонных) комплексах. В силу всего этого пока трудно говорить о перспективах использования радиолярий для расчленения и корреляции борельных и нотальных отложений мезозоя; можно сделать лишь ряд замечаний предварительного характера.

Триасовые радиолярии известны из нескольких борельных районов (Омолонский массив, Новосибирские острова, Шпицберген) [Брагин, Егоров, 2000; Tekin et al., 2006; Bragin, 2011], а также из Но-

вой Зеландии [Aita, Sporli, 1994; Aita, Bragin, 1999; Nori et al., 2003]. При их рассмотрении выявляются некие закономерности, отчасти прослеживающиеся и в более поздних интервалах мезозоя. Так, в разрезах Омолонского массива и Новосибирских островов устанавливаются последовательно сменяющие друг друга комплексы. Степень таксономического разнообразия этих ассоциаций зависит от фациальной приуроченности и возрастает на стратиграфических уровнях максимального развития фосфоритов и горючих сланцев, приуроченных, вероятно, к периодам трансгрессий. Выделяемые комплексы радиолярий отличаются друг от друга и могут быть использованы в местной стратиграфии. В то же время высокоширотные ассоциации радиолярий триаса резко отличаются по таксономическому составу от одновозрастных тропических комплексов, поскольку в их составе отсутствуют многие характерные таксоны, широко распространенные в низкоширотных областях. Надо отметить, что комплексы радиолярий высоких широт заметно беднее: они насчитывают до 50 видов [Bragin, 2011], в то время как в триасе Средиземноморья есть ассоциации, включающие до 200 видов.

В составе среднетриасовых комплексов радиолярий Омолонского массива, Новосибирских островов и Новой Зеландии имеется ряд видов, встречающихся и в более южных районах. Это могут быть таксоны широкого распространения или даже космополиты. Число таких видов сравнительно невелико: в разрезах острова Котельный они составляют 25–40% от общего систематического состава. Интересно, что в этих разрезах процентное отношение «южных» видов к общему их числу остается приблизительно постоянным. Ряд данных видов существовал в пределах узких временных интервалов. Использование данных по ним позволяет сопоставить описанные триасовые толщи с разрезами Средиземноморской области, что имеет особое значение для решения фундаментальной проблемы корреляции между высокоширотными и низкоширотными триасовыми отложениями.

Среднетриасовые ассоциации радиолярий Омолонского массива и Новосибирских островов имеют большое сходство с одновозрастными комплексами Новой Зеландии. Это сходство заключается прежде всего в присутствии характерного индикатора – рода *Glomeropyle*, имеющего биполярное распространение [Aita, Bragin, 1999] и встречающегося с оленека по нижний карний. Кроме того, общими для разрезов этих чрезвычайно удаленных друг от друга районов являются и виды, общие с низкоширотными разрезами. Это открывает перспективы использования радиоля-

рий для корреляции триасовых отложений бореальной и нотальной палеобиогеографических областей; кроме того, ясно, что корреляция разрезов нотальных и низкоширотных областей также может проводиться.

Тем не менее, все это хорошо лишь теоретически; на деле же исследователь сталкивается с такой неполнотой данных, что реальное осуществление этих работ остается делом будущего. Хуже всего обстоит дело с недостатком знаний по стратиграфическому и географическому распространению радиолярий – мы сейчас знаем только несколько разрезов в бореальной области, да и те охарактеризованы радиоляриями лишь на отдельных интервалах. Поэтому зональные биостратоны в триасе бореальных районов пока не выделялись. Единственным исключением может служить разрез среднего и верхнего триаса центральной части о. Котельный, для которого выделены слои с характерными комплексами радиолярий [Bragin, 2011]. Ниже приводится краткое описание этих биостратонов, стратиграфическое положение которых установлено по совместному нахождению с другими группами фауны (головоногие и двустворчатые моллюски) (табл. 9.2).

Slou с Glomeropyle clavatum (верхний анизий). Нижняя граница условно проводится по появлению вида-индекса и других видов рода *Glomeropyle*, поскольку в нижележащих отложениях радиолярии не обнаружены. Общий состав комплекса: *Glomeropyle clavatum*, *G. boreale*, *G. manihempuaensis*, *G. insulanum*, *Triassospongospaera multispinosa*, *Tetraspongodiscus hibernus*, *T. borealis*, *Eptingium abditum*, *E. manfredi*, *Spongostephanidium japonicum*, *Ladinocampe vicentinensis*. Радиолярии обнаружены в отложениях, охарактеризованных позднеанизийскими аммоноидеями *Indigirophyllites* sp. ex gr. *I. spetsbergensis* (Oeberg) и двустворчатыми моллюсками *Daonella* sp. cf. *D. americana* Smith, *D.* sp. ex gr. *D. americana* Smith, *D.* sp. cf. *D. moussoni* Merian. Часть обнаруженных видов радиолярий новые, другие представляют интерес для корреляции. *Glomeropyle boreale* описан из среднетриасовых (ладинских) отложений Омолонского массива, а также отмечен в нижнем ладине Новой Зеландии [Aita, Bragin, 1999; Брагин, Егоров, 2000]. *Glomeropyle manihempuaensis* до настоящего времени был известен только в нижнем ладине Новой Зеландии [Aita, Bragin, 1999]. *Triassospongospaera multispinosa* известна в широком стратиграфическом интервале (анизий – карний) Австрии, Венгрии и Словакии [Kozur, Mostler, 1979; Kozur, Mostler, 1981]. *Eptingium manfredi* встречается в интервале от верхнего анизия до нижнего ладина и имеет очень широкое географическое распространение: он известен в Западной

Европе [Dumitrica, 1978; Dumitrica et al., 1980; Kozur, Mostler, 1994], в Японии [Nakaseko, Nishimura, 1979], на Дальнем Востоке России [Брагин, 1991]. Также широко распространен *Spongostephanidium japonicum* – он встречается в анизии Японии [Nakaseko, Nishimura, 1979], Филиппин [Cheng, 1989; Yeh, 1990], Западной Европы [Gorican, Buser, 1990; Ramovs, Gorican, 1995]. Вид *Ladinocampe vicentinensis* до настоящего времени был известен только из нижнего ладина Италии [Kozur, Mostler, 1994]. Позднеанизийская датировка комплекса, полученная по аммоноидеям и двустворчатым моллюскам, подтверждается совместным нахождением в комплексе двух широко распространенных и хорошо известных видов – *Eptingium manfredi* и *Spongostephanidium japonicum*, поскольку интервал их общего распространения охватывает верхний анизий. Присутствие вида *Ladinocampe vicentinensis*, известного ранее только из нижнего ладина, не создает сколько-нибудь серьезного противоречия, поскольку вертикальное распространение этого вида еще недостаточно исследовано. Виды рода *Glomeropyle* ранее были исследованы только в двух изолированных стратиграфических интервалах: ладине [Aita, Bragin, 1999; Брагин, Егоров, 2000] и верхнем оленеке [Hori et al., 2003]; соответственно, мы пока не знаем времени появления видов *Glomeropyle boreale* и *G. manihepuaensis*. По наличию общих видов слои с *Glomeropyle clavatum* сопоставляются с зоной *Triassocampe deweveri* и нижней частью зоны *Triassocampe scalaris* Дальнего Востока России [Брагин, 2000].

Отложения нижнего ладина в центральной части о. Котельный, по-видимому, отсутствуют; на этот интервал приходится стратиграфический перерыв, что существенно затрудняет проведение анализа. Ранее были описаны радиолярии нижнего ладина Новой Зеландии [Aita, Bragin, 1999], а также ладинские радиолярии Омолонского массива [Aita, Bragin, 1999; Брагин, Егоров, 2000], комплексы которых имеют некоторую схожесть с ассоциацией верхнего анизия о. Котельный. Общим для всех этих комплексов является отчетливое количественное преобладание видов рода *Glomeropyle*, являющегося, как было показано ранее [Aita, Bragin, 1999], таксоном биполярного (бореально-нотального) распространения.

Слои с *Muelleritortis kotelnyensis* (верхний ладин). Нижняя граница проведена условно по появлению вида-индекса, а также *M. firma*, поскольку в разрезе центральной части о. Котельный нижний ладин выпадает из разреза. Общий состав комплекса: *Muelleritortis kotelnyensis*: *Muelleritortis firma*, *M. kotelnyensis*, *Tiborella nivea*, *Pseudostylosphaera goestlingensis*, *P. omolonica*, *Triassospongospaera multispinosa*, *Sarla cincinnata*, *S.*

obscura, *S. prava*, *Eonapora stiriaca*, *Glomeropyle* sp. Совместно с радиоляриями были найдены двустворчатые моллюски *Daonella frami* Kittl., *D. sp. cf. D. subtenuis* Kittl., *Magnolobia* sp. cf. *M. subarctica* (Popow), *M. ? sp. cf. M. neraensis* (Trusch.), *Mytilus* sp. aff. *M. anceps* Kur. верхнего ладина. По радиоляриям эта датировка подтверждается: *Muelleritortis firma* известен в верхнем ладине Словении [Gorican, Buser, 1990]. *Pseudostylosphaera goestlingensis* появляется в верхнем ладине и встречается вплоть до верхов нижнего карния в Западной Европе, Турции и Японии [Kozur, Mostler, 1979; 1981; Sugiyama, 1997; Tekin, 1999]. Бореальный вид *Pseudostylosphaera omolonica* встречается в интервале верхний ладин – нижний карний (скорее всего, только низы нижнего карния) [Брагин, Егоров, 2000]. Широкий интервал распространения *Triassospongospaera multispinosa* не противоречит этим выводам. Благодаря присутствию рода *Muelleritortis* и вида *Pseudostylosphaera goestlingensis* данные слои сопоставляются с зоной *Muelleritortis cochleata* верхнего ладина Дальнего Востока России [Брагин, 2000]. Наличие вида *Muelleritortis firma* позволяет сопоставить эти отложения с зоной *Muelleritortis firma* низов верхнего ладина Западной Европы [Kozur, 2003].

Слои с *Glomeropyle cuneum* (нижний карний). Нижняя граница проведена по появлению вида-индекса. Общий состав комплекса: *Pentactinocarpus colum*, *Glomeropyle cuneum*, *G. algidum*, *G. aculeatum*, *Kahlerosphaera isopleura*, *Stauracanthocircus folium*, *Tetraspongodiscus uncatus*, *Poulpus costatus*, *Eonapora robusta*, *Planispinocyrtilis kotelnyensis*, *Annulotriassocampe baldii*, *Pseudoeucyrtis annosus*. Здесь же встречаются нижекарнийские аммоноидеи *Arctophyllites* sp. cf. *A. taimyrensis* (Popow) и двустворчатые моллюски *Primahalobia zhilnensis* (Polubotko). В составе комплекса очень мало известных ранее видов: *Poulpus costatus* ранее был встречен в нижнем карнии Австрии [Kozur, Mostler, 1981], а *Eonapora robusta* – лишь однажды в верхнем анизии Венгрии [Kozur, Mostler, 1981]. *Annulotriassocampe baldii* – хорошо изученный вид широкого географического распространения, встречающийся в интервале карний – нижний норий [Kozur, Mostler, 1994; Tekin, 1999; Wang et al., 2002; Bragin, 2007]. Недостаток данных не позволяет пока уверенно говорить о перспективах прямой корреляции нижнего карния о. Котельный с разрезами южных регионов. По стратиграфическому интервалу слои с *Poulpus costatus* соответствуют зоне *Tritortis kretaensis kretaensis* нижнего карния Дальнего Востока России [Брагин, 2000], хотя представители семейства *Muelleritortiidae* здесь уже не встречаются.

Слои с *Capnuchosphaera triassica* (верхний карний). Нижняя граница проведена по появлению вида-индекса. Общий состав комплекса: *Pseudostylosphaera glabella*, *P. gracilis*, *P. voluta*, *P. gelida*, *Kahlerosphaera unca*, *K. aspinosa*, *K. fuscina*, *K. acris*, *Capnuchosphaera kuzmichevi*, *C. triassica*, *C. angusta*, *Sarla intorta*, *S. compressa*, *S. aequipeda*, *Betraccium irregulare*, *B. kotelnyensis*, *Spongortilispinus carnicus*, *S. subtilis*, *Dumitricasphaera simplex*, *D. aberrata*, *D. arbustiva*, *Zhamojdasphaera epipeda*, *Z. proceruspinosa*, *Vinassaspongus subsphaericus*, *Palaeosaturnalis triassicus*, *Paronaella concreta*, *P. aquilonia*, *Tetraspongodiscus cincinnalis*, *Annulotriassocampe baldii*, *Canoptum zetangense*, *Whalenella speciosa*, *Syringocapsa turgida*, *Droltus gelidus*, *D. niveus*. Радиолярии встречены в слоях, охарактеризованных аммоноидеями верхов верхнего карния *Sirenites yakutensis* Kiparisova. В составе радиолярий немало видов, известных в южных районах, что позволяет подтвердить датировку и осуществить корреляцию. Так, *Kahlerosphaera aspinosa* известна в верхнем карнии и нижнем нории Западной Европы [Kozur, Mostler, 1981] и Турции [Tekin, 1999]. *Capnuchosphaera triassica* – хорошо изученный вид, распространенный в нижнем карнии – нижнем нории Западной Европы [De Wever et al., 1979; Lahm, 1984; Halamic, Gorican, 1995], Восточного Средиземноморья [De Wever et al., 1979; Tekin, 1999; Bragin, 2007], Тибета [Wang et al., 2002], Филиппин [Yeh, 1990], Японии [Nakaseko, Nishimura, 1979]. *Betraccium irregulare* описан из нижнего нория Кипра [Bragin, 2007] и более пока нигде не известен. *Spongortilispinus carnicus* – еще один хорошо изученный вид, встречающийся в карнии – нижнем нории Западной Европы [Kozur, Mostler, 1979; Lahm, 1984; Halamic, Gorican, 1995; Danelian et al., 2000], западных районов США и Канады [Carter et al., 1989; Yeh, 1989], Восточного Средиземноморья [Bragin, Krylov, 1999; Tekin, 1999; Bragin, 2007], Закавказья [Книппер и др., 1997], Тибета [Wang et al., 2002], Новой Зеландии [Grapes et al., 1990]. *Dumitricasphaera simplex* пока была известна только из средней части карнийского яруса Турции [Tekin, 1999] – этот интервал наиболее близко совпадает с предполагаемым возрастом образца. *Zhamojdasphaera proceruspinosa* известна из карнийских отложений Австрии [Kozur, Mostler, 1981; Lahm, 1984] и нижненорийских отложений Кипра [Bragin, 2007]. *Vinassaspongus subsphaericus* встречается в интервале от верхнего ладина до верхнего карния в Западной Европе [Kozur, Mostler, 1979; Lahm, 1984; Gorican, Buser, 1990], Японии [Kido, 1982] и Турции [Tekin, 1999]. *Palaeosaturnalis triassicus* известен из карния – нижнего нория Западной Европы [Kozur, Mostler, 1972, 1981, 1983; Lahm, 1984;

Dozstaly, 1993], Восточного Средиземноморья [Tekin, 1999; Bragin, Krylov, 1999; Bragin, 2007] и Тибета [Wang et al., 2002]. *Canoptum zetangense* до сих пор был известен только из карнийского яруса Тибета [Wang et al., 2002]. *Whalenella speciosa* и *Syringocapsa turgida* описаны из верхнего карния – среднего нория западных районов США [Blome, 1984a; Blome, Reed, 1995], а также известны из верхнего карния – нижнего нория Турции [Tekin, 1999]. Слои с *Capnuchosphaera triassica* сопоставляются с зоной *Capnuchosphaera theloides* верхнего карния Дальнего Востока России [Брагин, 2000].

Слои с *Palaeosaturnalis mocki* (нижний норий). Нижняя граница проведена по появлению вида-индекса. Общий состав комплекса: *Pseudostylosphaera glabella*, *P. gelida*, *P. voluta*, *Kahlerosphaera retunsa*, *Capnuchosphaera deweveri*, *Sarla globosa*, *Palaeosaturnalis mocki*, *Paronaella aquilonia*, *Syringocapsa turgida* и *Droltus gelidus*. Радиолярии встречены в слоях, охарактеризованных нижненорийскими аммоноидеями *Omolonosirenites kinasovi* и наутилоидеями *Proclydonautilus cf. spirolobus*. Обращает на себя внимание тот факт, что в составе этого комплекса есть некоторые виды, известные в более древнем, средне-позднекарнийском. Кроме этого, присутствуют виды, известные в южных регионах. *Capnuchosphaera deweveri* – широко распространенный вид, встречающийся в карнийско-нижненорийском интервале в Западной Европе [De Wever et al., 1979; Kozur, Mostler, 1979; Lahm, 1984], Восточном Средиземноморье [De Wever et al., 1979; Bragin, Krylov, 1999; Bragin, 2007], Японии [Nakaseko, Nishimura, 1979], на западе США и Канады [Blome, 1983; 1984a], в Новой Зеландии [Aita, Sporli, 1994], на Филиппинах [Yeh, 1990]. *Palaeosaturnalis mocki* известен в нижнем нории Западной Европы [Kozur, Mostler, 1983] и Восточного Средиземноморья [Bragin, Krylov, 1999; Tekin, 1999; Bragin, 2007]. *Syringocapsa turgida* встречается в верхнем карнии – среднем нории Орегона [Blome, 1984a], в верхнем карнии – нижнем нории Турции [Tekin, 1999]. Слои с *Capnuchosphaera deweveri* сопоставляются с зоной *Capnodoce crystallina* нижнего нория Дальнего Востока России [Брагин, 2000]. В более высоких интервалах разреза радиолярии либо не обнаружены, либо их комплексы не представительны и имеют плохую сохранность. Из-за этого нельзя уверенно говорить о положении верхней границы данных слоев.

Завершая анализ данных по зональности борельных отложений триаса, можно сказать, что в них возможно выделение радиоляриевых зон, коррелируемых с биостратонами более южных регионов, а также с подразделениями общей шкалы. Эта

задача может быть решена, но для этого требуются детальные исследования многих разрезов триаса Арктики, в ходе которых можно будет установить, как выделяемые подразделения прослеживаются в самой Арктике. Не менее важно устранение проблемы несмыкаемости комплексов, иначе говоря, получение полной последовательности ассоциаций радиолярий. Еще одна из нерешенных задач – поиск переходных или экотонных комплексов радиолярий триаса.

Сходная степень изученности характерна и для высокоширотных радиолярий юрского периода. В настоящее время данные по ним очень неравномерны. Мы ничего не знаем о типично бореальных радиоляриях нижней юры, но имеются монографические работы по нижней юре Британской Колумбии – области, характеризующейся смешанным типом фауны моллюсков [Carter et al., 1998; Goricán et al., 2006]. Это справедливо и для средней юры, радиолярии которой также хорошо изучены в Британской Колумбии [Carter et al., 1988]. Однако в бореальных районах до сих пор описан только один комплекс из келловоя Аляски [Blome, 19846]. Отложения верхней юры могут быть детально расчленены, поскольку радиолярии в них известны и частично описаны из многих бореальных регионах: Восточно-Европейская платформа [Вишневская, 2001; Bragin, 1997], Тимано-Печорская плита [Козлова, 1971, 1976, 1994], Западно-Сибирская плита [Козлова, 1983], Северо-Сибирская плита [Брагин, 2009, 2011]. Есть также данные по Антарктиде [Kiessling, 1997]; кроме того, детально описаны комплексы верхней юры западных районов Северной Америки [Pessagno, 1977; Hull, 1997], характеризующиеся уникальным смешанным составом, где сочетаются тетические и бореальные виды. Кроме этого, комплексы подобного смешанного состава встречаются и среди кремнистых толщ Корякского нагорья [Вишневская, 2001]. На основе анализа этих данных среди позднеюрских высокоширотных комплексов радиолярий выделяются южнобореальные и северобореальные, существенно различающиеся по систематическому составу [Pessagno et al., 1987; Kiessling, Scasso, 1996; Bragin, 1997; Вишневская, 2001].

Важнейшей особенностью северобореальных комплексов радиолярий поздней юры является обязательное наличие и численное доминирование представителей населлярий семейства Parvicungulidae с крупным апикальным рогом, не встречающихся в тетических регионах. Кроме того, в составе данных комплексов полностью отсутствуют представители семейства Pantanelliidae, которое широко представлено в низкоширотных областях. Состав южнобореальных комплексов несколько иной: здесь также доминируют

Parvicungulidae с крупным апикальным рогом, но совместно с ними встречаются и некоторые южные таксоны, например, некоторые Pantanelliidae. Эта классификация, а так же характеристики комплексов разработаны еще в 80-х годах прошлого века [Pessagno et al., 1987] и постоянно детализируются [Kiessling, Scasso, 1996; Kiessling, 1999; Вишневская, 2001]. Для дополнения и уточнения этих данных нужно рассмотреть типичные комплексы двух типов: северобореального и южнобореального.

Недавно удалось детально описать комплексы радиолярий средне- и верхневолжского подъярусов разреза Нордвик (Арктическая Сибирь) [Брагин, 2011]. Эти комплексы можно считать типично северобореальными. В их составе широко представлены и количественно доминируют типично бореальные представители семейства Parvicungulidae, а также разнообразные формы из недавно описанного семейства населлярий Echinocampidae, которое также может иметь бореальную природу [Брагин, 2009]. Виды, известные в других районах (особенно южных) редки. В средневолжском подъярусе это *Praeparvicungula cappa* (Cortese), описанный из средиземноморских разрезов [Cortese, 1993; Kiessling, 1999], и вид спумеллярий *Praeconocaryomma spinosa* Yang, известный в Калифорнии [Yang, 1993]. В верхневолжском подъярусе доминируют представители семейства Echinocampidae, причем они становятся более разнообразными. Помимо известного ниже рода *Arctocapsula* здесь появляются еще два рода: *Echinocampe* и *Nordvikella*. Из ранее известных таксонов здесь встречен *Parvicungula khabakovi*, описанный из валанжина Корякского нагорья [Дундо, Жамойда, 1963] и позднее встреченный в верхней юре (кимеридж – титон) Калифорнии [Pessagno, 1977], Мексики [Hull, 1997], а также в верхнеюрско-нижнемеловых отложениях (кимеридж – валанжин) Корякского нагорья [Вишневская, 2001]. Данный вид распространен в бореальных районах, а также в области конвергенции, протягивающейся вдоль западных областей Северной Америки и характеризующейся совместной встречаемостью бореальных и тетических таксонов позднеюрских радиолярий [Kiessling, 1997]. Из кимериджа-титона Мексики описан также вид *Praeparvicungula rotunda*, скорее всего имеющий бореальное происхождение, как и другие виды этого рода [Hull, 1997]. Наконец, вид *Pyramotertonium planocephalum* описан из верхневолжских отложений Тимано-Печорской плиты [Козлова, 1976, 1994], и, очевидно, имеет бореальное происхождение.

Остальные виды этих комплексов либо являются новыми, либо определены в открытой номен-

клатуре, и поэтому не имеют решающего значения для анализа комплекса. Тем не менее, можно отметить, что ни один из видов, обнаруженных в разрезе Нордвик, за исключением *Praeparvicingula cappa* (Cortese), не известен в типичных низкоширотных (тетических) разрезах. Кроме этого, следует упомянуть полное отсутствие характерных для низких широт высоких таксонов. К таким для верхней юры относятся семейства Willriedellidae и Saturnalidae. Но особенно интересно полное отсутствие здесь семейства Pantanelliidae. Ранее выдвигалась точка зрения о том, что это семейство может служить таксоном-индикатором низких широт [Pessagno et al., 1987], и, действительно, большинство видов этого семейства описаны и встречены только в тетических областях, а также в конвергентной области запада Северной Америки. Позднее были внесены некоторые уточнения, поскольку некоторые виды семейства удалось обнаружить в составе переходных (южнобореальных) комплексов верхней юры Восточно-Европейской платформы [Bragin, 1997] и даже в комплексах Антарктического полуострова [Kiessling, 1999], которые, впрочем, содержат некоторые низкоширотные виды и также могут считаться переходными. В свете этого особенно важно полное отсутствие пантанеллиид в составе комплексов Нордвика, что позволяет считать их типично бореальными и совершенно не содержащими тепловодных элементов. Это свидетельствует также о принципиальной правильности схемы, предложенной Пессаньо [Pessagno et al., 1987].

Таким образом, ассоциации радиолярий волжского яруса разреза Нордвик состоят практически исключительно из высокоширотных таксонов, некоторые из которых могут лишь проникать в области распространения комплексов переходного типа, но совершенно не встречаются в тетических разрезах. Это означает, что изученные комплексы могут считаться типично северобореальными. В дальнейшем требуется установить географическое распространение подобных комплексов, что позволит очертить границы бореальной или арктобореальной палеобиохории. Пока это невозможно, так как выявлено и описано лишь очень малое число достоверных бореальных (в том числе южнобореальных) комплексов позднеюрского возраста. Также пока здесь невозможно выделение биостратонов по радиоляриям и их корреляция. Для выделения местных зон или даже слоев с фауной не хватает материала. Кроме того, в случае разреза Нордвик, где практически не встречаются хорошо известные тетические виды и где большинство видов либо необходимо описывать как новые, либо можно определить лишь в открытой номенклатуре, прослеживание тетических биостратонов или

даже самая приблизительная корреляция с ними в настоящее время невозможны.

Примером южнобореального комплекса может служить ассоциация кимериджского возраста, изученная в разрезе Дьяково (Москва) [Bragin, 1997]. В ее составе доминируют три вида: *Thecosphaera* (?) sp. A, *Praeparvicingula donnae* Bragin и *P. sp. aff. P. vera* Pessagno et Whalen. Два последних вида – представители семейства Parvicingulidae с развитыми апикальными рогами, то есть типичные бореальные формы. Из других населлярий интересны *Pseudodictyomitrella* (?) sp. aff. *P. spinosa* Grill et Kozur, имеющие сходство с представителями нового бореального семейства Echinocampidae и требующие дополнительного изучения. Среди спумеллярий есть как формы, типичные для бореальных областей, как *Crucella squama* (Kozlova), описанная из нижнего кимериджа Тимано-Печорской плиты [Козлова, 1971], так и формы, схожие с известными в тетических регионах – *Paronaella* sp. aff. *P. kotura* Baumgartner и *Tripocyclus* sp. cf. *T. amajacensis* Pessagno et Yang. Наиболее интересны из спумеллярий представители семейства Pantanelliidae, являющиеся индикаторами принадлежности комплекса к южнобореальному типу. Это два вида: *Pantanellium moscowiense* Bragin и *P. sp. aff. P. tierrablancaense* Pessagno et MacLeod. Оба вида принадлежат к морфофилогенетической линии *P. meraceibaense*, представители которой типичны для Калифорнии [Pessagno et al., 1987].

Для южнобореальной области также наблюдается недостаток фактического материала, не позволяющий пока даже наметить местные биостратоны. Тем не менее, нет сомнений в принципиальной возможности этого, достаточно, например, обратиться к разновозрастным комплексам радиолярий, частично описанным в отложениях верхней юры Западно-Сибирской плиты [Козлова, 1983] и Тимано-Печорской плиты [Козлова, 1994]. Налицо явная смена последовательных ассоциаций, которая могла бы послужить основой для выделения зон или слоев с фауной. В то же время для корреляции этих биостратонов с радиоляриевыми зонами Тетической области материала почти нет. Крайне мало общих видов, разница таксономического состава очень велика. Здесь скорее возможно сопоставление с разрезами западных районов Северной Америки, для которых свойственно совместное нахождение почти всего спектра бореальных таксонов и многих тетических форм [Pessagno, 1977; Hull, 1997; Kiessling, 1997]. Учитывая сложность корреляции тетических [Baumgartner et al., 1995] и калифорнийских [Pessagno, 1977, 1990; Pessagno et al., 1984] зон по радиоляриям, а также проблемы разработки радиоляриевой зональной

шкалы верхней юры области Тетис [Baumgartner et al., 1995], о которых говорилось выше, приходится признать, что и эта задача – дело будущего. В любом случае, приступать к ее решению можно лишь после осуществления необходимых работ, которые могли бы определить таксономический состав разновозрастных бореальных комплексов и проследить их распространение.

Наконец, остается рассмотреть особенности переходных комплексов радиолярий поздней юры. Это удобно сделать по комплексам, описанным В.С. Вишневской из кремнистых отложений Корякского нагорья [Вишневская, Филатова, 1996; Вишневская, 2001]. Так, в позднем бате – раннем титоне г. Семиглавая в составе комплекса доминируют высококонические парвицинулиды с апикальным рогом, характерные для комплексов высоких широт. Обычны представители семейства Pantalelliidae, среди которых, помимо обычного рода *Pantanellium*,

отмечается и род *Gorgansium*. Но, кроме этого, встречаются и немногочисленные представители типично низкоширотных таксонов, не отмечавшихся в составе даже южнобореальных комплексов: родов *Palinandromeda*, *Mirifusus*, *Podobursa* [Вишневская, 2001]. Благодаря этому комплексы достаточно представительны и могут быть сопоставлены как с типично бореальными, так и с тетическими. Сложное геологическое строение Корякского нагорья препятствует использованию этого района в качестве опорного в бореально-тетической корреляции. Тем не менее, юрские и меловые отложения Корякского нагорья расчленяются на слои с фауной по радиоляриям благодаря смешанному таксономическому составу комплексов и присутствию характерных тетических таксонов [Вишневская, 2001]. Рассмотренная выше методика такого расчленения не отличается от использованной для триасовых бореальных отложений о. Котельный.

Таблица 9.2

Сопоставление слоев с радиоляриями в отложениях триаса о. Котельный с радиоляриевыми зонами среднего и верхнего триаса Сихотэ-Алинь

Ярус	Подъярус	Зоны по радиоляриям, Сихотэ-Алинь [Брагин, 2000]	Слои с радиоляриями (о. Котельный)
Норий	Средний	<i>Capnodoce crystallina</i>	
	Нижний		<i>Palaeosaturnalis mocki</i>
Карний	Верхний	<i>Capnuchosphaera theloides</i>	<i>Capnuchosphaera triassica</i>
	Нижний	<i>Tritortis kretaensis kretaensis</i>	<i>Glomeropyle cuneum</i>
Ладин	Верхний	<i>Muelleritortis cochleata</i>	
		<i>Falcispongius falciformis</i>	
	Нижний	<i>Oertlispongius inaequispinosus</i>	
		<i>Triassocampe scalaris</i>	
Анизий	Верхний	<i>Triassocampe deweveri</i>	<i>Glomeropyle clavatum</i>
	Средний	<i>Triassocampe diordinis</i>	

Заключение

Зональные шкалы по радиоляриям разработаны для всего интервала мезозоя, но характеризуются разной степенью детальности, обоснованности ортостратиграфическими группами фауны и коррелятивности. Самая высокая детальность достигнута для среднего верхнего триаса и средней юры – нижнего мела, где дробность радиоляриевых зон

достигает подъяруса или части подъяруса. Наиболее обоснованы триасовые зональные шкалы, сопоставленные с подразделениями по ортостратиграфическим группам (головногие моллюски, конодонты) в опорных разрезах. Радиоляриевые зоны мезозоя достаточно успешно прослеживаются только в циркумтропических палеобиохориях.

Выделяются две группы зональных шкал мезозоя по радиоляриям: классические, с использованием датум-плейнов и однозначным проведением границ биостратонов по имеющимся реперам, и формализованные, где зоны выделяются как интервалы развития унитарных ассоциаций, без выделения датум-плейнов и без фиксированных границ биостратонов, сопряженных с какими-либо событиями биотической природы. Существует проблема использования данных по радиоляриям при решении общих вопросов стратиграфии, что связано с формализованным характером зональных шкал второго типа и трудностью использования данных при решении вопросов о геологиче-

ских границах и объемах стратиграфических подразделений общей шкалы.

Корреляция между высоко- и низкоширотными отложениями мезозоя по радиоляриям возможна благодаря присутствию ряда «тетических» видов в составе триасовых бореальных комплексов (Омолонский массив, о. Котельный), проникновению некоторых низкоширотных таксонов в южнобореальные комплексы юры, наконец, благодаря существованию комплексов радиолярий переходного или смешанного типа. Но осуществление ее возможно лишь при детальном палеонтологическом исследовании бореальных радиолярий мезозоя.

Литература

- Брагин Н.Ю.* Биостратиграфия триасовых отложений Южного Сахалина // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1986. № 4. С. 61–75.
- Брагин Н.Ю.* Радиолярии и нижнемезозойские толщи Востока СССР // Тр. ГИН АН СССР. Вып. 469. М.: Наука, 1991. 125 с.
- Брагин Н.Ю.* Радиоляриевые зоны триаса Дальнего Востока России // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2000. Т. 8. № 6. С. 59–73.
- Брагин Н.Ю.* Развитие радиолярий и динамика их биоразнообразия в конце перми и в раннем мезозое // Палеонтол. журн. 2005. № 2. С. 13–29.
- Брагин Н.Ю.* Echinocampidae – новое семейство позднеюрско-раннемеловых радиолярий Арктической Сибири // Палеонтол. журн. 2009. № 4. С. 6–17.
- Брагин Н.Ю.* Радиолярии волжского яруса и берриаса севера Средней Сибири // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2011. Т. 19. № 2. С. 1–16.
- Брагин Н.Ю., Егоров А.Ю.* Средне- и поздне триасовые радиолярии из разреза Джугаджак (Омолонский массив) // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2000. Т. 8. № 4. С. 49–58.
- Вишневецкая В.С.* Радиоляриевая биостратиграфия юры и мела России. М.: ГЕОС, 2001. 374 с.
- Вишневецкая В.С., Филатова Н.И.* Радиоляриевая биостратиграфия мезозоя Северо-Востока России // Тихоокеанская геология. 1996. Т. 15. № 1. С. 16–44.
- Гладенков Ю.Б.* Зональная биостратиграфия в решении фундаментальных и прикладных задач геологии // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2010. Т. 18. № 6. С. 1–14.
- Дундо О.П., Жамойда А.И.* Стратиграфия мезозойских отложений бассейна р. Великой и характерный комплекс валанжинских радиолярий // Геология Корякского нагорья. М.: Недра, 1963. С. 64–86.
- Книппер А.Л., Сатиан М.А., Брагин Н.Ю.* Верхнетриасовые - нижнеюрские вулканогенно-осадочные отложения Старого Зодского перевала (Закавказье) // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1997. Т. 5. № 3. С. 58–65.
- Козлова Г.Э.* О находке радиолярий в нижнекемериджских отложениях Тимано-Уральской области // Докл. АН СССР. 1971. Т. 201. № 5. С. 1175–1177.
- Козлова Г.Э.* Поздневолжские радиолярии севера СССР // Биостратиграфия отложений мезозоя нефтегазоносных областей СССР // Тр. ВНИГРИ. Вып. 388. Л., 1976. С. 79–83.
- Козлова Г.Э.* Распространение радиолярий в баженовской свите Западной Сибири // Палеобиогеография и биостратиграфия юры и мела Сибири. М.: Наука. 1983. С. 47–55.
- Козлова Г.Э.* Комплексы мезозойских радиолярий Тимано-Печорского нефтегазоносного региона // Поиски, разведка и добыча нефти и газа в Тимано-Печорском бассейне и Баренцевом море. Сб. докл. междунар. конф. СПб., 1994. С. 60–74.
- Назаров Б.Б.* Радиолярии нижнего – среднего палеозоя Казахстана (методы исследований, систематика, стратиграфическое значение) // Тр. ГИН АН СССР. Вып. 275. М.: Наука, 1975. 202 с.
- Aita Y., Bragin N. Yu.* Non-Tethyan Triassic Radiolaria from New Zealand and Northeastern Siberia // Geodiversitas. 1999. Vol. 21. № 4. P. 503–526.
- Aita Y., Sporli K.B.* Late Triassic Radiolaria from the Torlesse Terrane, Rimutaka Range, North Island, New Zealand // New Zealand Journal of Geology and Geophysics. 1994. Vol. 37. P. 155–162.
- Baumgartner P.O.* A Middle Jurassic – Early Cretaceous low latitude radiolarian zonation based on unitary associations and age of Tethyan radiolarites // Eclogae geol. Helv. 1984. Vol. 77. № 3. P. 729–841.
- Baumgartner P.O., O'Dogherty L., Gorican S. et al.* Middle Jurassic to Lower Cretaceous Radiolaria of Tethys: Occurrences, Systematics, Biochronology // Mem. de Geol. Lausanne. 1995. № 23. P. 1–1172.
- Blome Ch.D.* Upper Triassic Capnuchosphaeridae and Capnodocinae (Radiolaria) from East-Central Oregon // Micropaleontology. 1983. Vol. 29. № 1. P. 11–49.
- Blome Ch.D.* Upper Triassic Radiolaria and radiolarian zonation from Western North America // Bull. Amer. Paleontol. 1984a. Vol. 85. № 1. P. 1–88.
- Blome Ch.D.* Middle Jurassic (Callovian) radiolarians from carbonate concretions, Alaska and Oregon // Micropaleontology. 1984b. Vol. 30. № 4. P. 343–389.

- Blome Ch.D., Reed K.M.* Radiolarian biostratigraphy of the Quinn River Formation, Black Rock terrane, north-central Nevada: Correlations with eastern Klamath terrane geology // *Micropaleontology*. 1995. Vol. 41. № 1. P. 49–68.
- Bragin N.Yu.* Radiolaria from the phosphorite basal horizons of the Volgian stage in the Moscow region (Russia) // *Revue de Micropal.* 1997. Vol. 40. № 4. P. 283–296.
- Bragin N.Yu.* Late Triassic radiolarians of Southern Cyprus // *Paleontol. J.* 2007. Vol. 41. № 10. P. 951–1029.
- Bragin N.Yu.* Triassic radiolarians of Kotel'nyi Island (New Siberian Islands, Arctic) // *Paleontol. J.* 2011. Vol. 45. № 7. P. 1–68.
- Bragin N.Yu., Krylov K.A.* Early Norian Radiolaria from Cyprus // *Geodiversitas*. 1999. Vol. 21. № 4. P. 539–569.
- Carter E.S., Cameron B.E.B., Smith P.L.* Lower and Middle Jurassic radiolarian biostratigraphy and systematic paleontology, Queen Charlotte Islands, British Columbia // *Geol. Surv. Canada*. 1988. Bull. 386. P. 1–109.
- Carter E.S., Orchard M.J., Tozer E.T.* Integrated ammonoid-conodont-radiolarian biostratigraphy Late Triassic Kunga Group, Queen Charlotte Islands, British Columbia // *Geol. Surv. Canada. Curr. res.* 1989. Pap. 89-1H. P. 23–30.
- Carter E.S., Whalen P.A., Guex J.* Biochronology and paleontology of Lower Jurassic (Hettangian and Sinemurian) radiolarians, Queen Charlotte Islands, British Columbia // *Geol. Surv. Canada*. 1998. Bull. 496. P. 1–162.
- Cheng Y.-H.* Upper Paleozoic and Lower Mesozoic radiolarian assemblages from the Busuanga Island, North Palawan Block, Philippines // *Bull. Nat. Museum Natur. Sci.* 1989. № 1. P. 129–175.
- Cortese G.* Radiolarian biostratigraphy of the Tuscan Cherts (Tuscan Succession) from Val di Lima, Tuscany, Northern Apennines // *Paleopelagos*. 1993. № 3. P. 165–185.
- Danelian T., Lekkas S., Alexopoulos A.* Decouverte de radiolarites triasiques dans un complexe ophiolitique a l'Extreme-Sud du Peloponnese (Agelona, Lakonie, Grece) // *C. R. Acad. Sci. Paris. Sciences de la Terre et des planets*. 2000. № 330. P. 639–644.
- De Wever P., Sanfilippo A., Riedel W.R., Gruber B.* Triassic Radiolaria from Greece, Sicily and Turkey // *Micropaleontology*. 1979. Vol. 25. № 1. P. 75–110.
- Dozstaly L.* Geochronological evaluation of Mesozoic formations of Darnó Hill at Reck on the basis of radiolarians and K-Ar age data // *Acta Geologica Hungarica*. 1993. Vol. 35. № 4. P. 371–393.
- Dumitrica P.* Cryptocephalic and cryptothoracic Nassellaria in some Mesozoic deposits of Romania // *Rev. Roumaine Geol. Geophys. Geogr. (ser. Geol.)*. 1970. Vol. 14. № 1. P. 45–124.
- Dumitrica P.* Family Eptingiidae, n. fam., extinct Nassellaria (Radiolaria) with sagittal ring // *Dari de seama. Inst. Geol. Geofiz. Bucharest*. 1978. Vol. 64. P. 27–38.
- Dumitrica P., Kozur H., Mostler H.* Contribution to the radiolarian fauna of the Middle Triassic of the Southern Alps // *Geol. Palaont. Mitt. Innsbruck*. 1980. Bd 10. № 1. P. 1–46.
- Foreman H.* Upper Devonian Radiolaria from the Huron Member of the Ohio Shale // *Micropaleontology*. 1963. Vol. 9. № 3. P. 236–304.
- Foreman H.* Radiolaria from DSDP Leg 20 // *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*. Washington: U.S. Govt. Printing Office, 1973. P. 249–305.
- Gorican S., Buser S.* Middle Triassic radiolarians from Slovenia (Yugoslavia) // *Geologija Ljubljana*. 1990. Vol. 31–32. P. 133–197.
- Gorican S., Carter E.S., Dumitrica P. et al.* Catalogue and systematics of Pliensbachian, Toarcian and Aalenian radiolarian genera and species. Ljubljana: ZRC Publishing, 2006. 446 p.
- Grapes R.H., Lamb S.H., Campbell H.L. et al.* Geology of the red rocks – turbidite association, Wellington peninsula, New Zealand // *New Zealand Jour. Geol. Geoph.* 1990. Vol. 33. P. 377–391.
- Halamic J., Gorican S.* Triassic radiolarites from Mts. Kalnik and Medvednica (Northwestern Croatia) // *Geologica Croatica*. 1995. Vol. 48. № 2. P. 129–146.
- Hori R.S., Campbell J.D., Grant-Mackie J.A.* Triassic Radiolaria from Kaka Point Structural Belt, Otago, New Zealand // *Jour. Royal Soc. New Zealand*. 2003. Vol. 33. № 1. P. 39–55.
- Hull D.M.* Upper Jurassic tethyan and southern boreal radiolarians from western North America // *Micropaleontology*. 1997. Vol. 43. Supp. 2. P. 1–202.
- Kido S.* Occurrence of Triassic chert and Jurassic siliceous shale at Kamiaso, Gifu Prefecture, Central Japan // *Proc. First Jap. Radiol. Symp. News Osaka Micropaleont.* 1982. Spec. vol. 5. P. 135–152.
- Kiessling W.* Late Jurassic – Early Cretaceous Radiolaria from Antarctica as a key to understand Middle Mesozoic paleoceanography // *Abstract book of Interrad VIII. Paris*, 1997. P. 75.
- Kiessling W.* Late Jurassic Radiolarians from the Antarctic Peninsula // *Micropaleontology special issues*. 1999. Vol. 45. № 1. P. 1–96.
- Kozur H.* Integrated ammonoid, conodont and radiolarian zonation of the Triassic and some remarks to Stage/Substage subdivision and the numeric age of the Triassic stages // *Albertiana*. 2003. Vol. 28. P. 57–74.
- Kozur H., Mostler H.* Beitrage zur Erforschung der Mesozoischen Radiolaria. T. 1 // *Geol. Palaontol. Mitt. Innsbruck*. 1972. Vol. 2. № 819. P. 1–60.
- Kozur H., Mostler H.* Beitrage zur Erforschung der Mesozoischen Radiolaria. T. III // *Geol. Palaontol. Mitt. Innsbruck*. 1979. Vol. 9. № 112. P. 1–132.
- Kozur H., Mostler H.* Beitrage zur Erforschung der mesozoischen Radiolarien. Teil IV // *Geol. Palaontol. Mitt. Innsbruck*. 1981. Sonderbd 1. S. 1–208.
- Kozur H., Mostler H.* The polyphyletic origin and the classification of the Mesozoic saturnalids (Radiolaria) // *Geol. Palaont. Mitt. Innsbruck*. 1983. Vol. 13. № 1. P. 1–47.
- Kozur H., Mostler H.* Anisian to middle Carnian radiolarian zonation and description of some stratigraphically important radiolarians // *Geol. Palaont. Mitt. Innsbruck*. 1994. Sonderbd 3. S. 39–255.
- Lahm B.* Spumellarienfaunen (Radiolaria) aus den mitteltriassischen Buchensteiner Schichten von Recoaro (Norditalien) und den obertriassischen Reiflingeralken von Grossreifling (Osterreich). Systematik. Stratigraphie // *Munchner Geowiss. Abh. Reihe A. Geologie und Palaontologie*. 1984. Vol. 1. P. 1–161.

- Nakaseko K., Nishimura A.* Upper Triassic Radiolaria from Southwest Japan // *Sci. Rep. Coll. Gen. Educ. Osaka Univ.* 1979. Vol. 28. № 2. P. 61–109.
- Pessagno E.A.Jr.* Radiolarian zonation and stratigraphy of Upper Cretaceous portion of the Great Valley Sequence // *Micropaleontol. Spec. publ.* 1976. № 2. P. 1–96.
- Pessagno E.A.Jr.* Upper Jurassic Radiolaria and radiolarian biostratigraphy of the California Coast Ranges // *Micropaleontology.* 1977. Vol. 28. № 2. P. 56–113.
- Pessagno E.A.Jr.* Radiolarian taxa range zones for the North American Jurassic // *Contrib. Cushman Found. Foraminiferal Res.* 1990. № 597. P. 1–16.
- Pessagno E.A.Jr., Blome Ch.D., Longoria J.F.* A revised radiolarian zonation for the Upper Jurassic of Western North America // *Bull. Amer. Paleont.* 1984. № 87 (320). P. 1–51.
- Pessagno E.A.Jr., Longoria J.F., MacLeod N. et al.* Studies of North American Jurassic Radiolaria. Part I. Upper Jurassic (Kimmeridgian – Upper Tithonian) Pantaneliidae from the Taman Formation, East-Central Mexico: tectonostratigraphic, chronostratigraphic and phylogenetic implications // *Cushman Found. Foraminiferal Res. Spec. Publ.* 1987. № 20. P. 1–55.
- Pessagno E.A.Jr., Newport R.L.* A new technique for extracting radiolaria from radiolarian cherts // *Micropaleontology.* 1972. Vol. 18. № 2. P. 231–234.
- Ramovs A., Gorican S.* Late Anisian – Early Ladinian radiolarians and conodonts from Smarna Gora near Ljubljana, Slovenia // *Razprave IV. Razreda SAZU.* 1995. Vol. 36. № 9. P. 179–221.
- Riedel W.R., Sanfilippo A.* Cenozoic Radiolaria from the Caribbean, Deep Sea Drilling Project, Leg 15 // *Initial Rep. of Deep Sea Drilling Project.* 1971. Vol. 7. P. 1529–1672.
- Riedel W.R., Sanfilippo A.* Radiolaria from the southern Indian Ocean, Leg 26 // *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project.* Vol. 26. Washington: U.S. Govt. Printing Office, 1974. P. 771–813.
- Sanfilippo A., Riedel W.R.* Cretaceous Radiolaria // *Plankton stratigraphy.* / Eds.: H.M. Bolli, J.B. Saunders, K. Perch-Nielsen. Cambridge: Univ. Press, 1985. P. 573–630.
- Sugiyama K.* Triassic and Lower Jurassic radiolarian biostratigraphy in the siliceous claystone and bedded chert units of the southeastern Mino Terrane, Central Japan // *Bull. Mizunami Fossil Mus.* 1997. № 24. P. 79–153.
- Tekin U.K.* Biostratigraphy and systematics of Late Middle to Late Triassic radiolarians from the Taurus Mountains and Ankara Region, Turkey // *Geol. Palaont. Mitt. Innsbruck.* 1999. Sdb. 5. S. 1–296.
- Tekin U.K., Mørk A., Weitschat W.R.* Radiolarians from the Ladinian – early Carnian successions of Svalbard // *NGF Abstracts and Proceedings.* 2006. Vol. 3. P. 131–134.
- Wang Y., Wang J., Pei F.* A late Triassic radiolarian fauna in the Dingqing ophiolite belt, Xizang (Tibet) // *Acta Micropaleontologica Sinica.* 2002. Vol. 19. № 4. P. 323–336.
- Yang Q.* Taxonomic studies of Upper Jurassic (Tithonian) Radiolaria from the Taman Formation, east-central Mexico // *Palaeoworld.* 1993. № 3. P. 1–164.
- Yao A., Matsuoka A., Nakatani T.* Triassic and Jurassic radiolarian assemblages in southwest Japan // *Proc. First Jap. Radiol. Symp. (News Osaka Micropaleont. Spec. vol. 5.* 1982. P. 27–44.
- Yeh K.-Y.* Studies of Radiolaria from Fields Creek Formation, east-central Oregon, U.S.A. // *Bull. Nat. Museum Natur. Sci.* 1989. № 1. P. 43–109.
- Yeh K.-Y.* Taxonomic studies of Radiolaria from Busuanga Island, Philippines // *Bull. Nat. Museum Natur. Sci.* 1990. № 2. P. 1–63.

10. Средне-позднепалеозойский рубеж и особенности позднепалеозойского седименто- и биогенеза на Северо-Востоке Азии

В.Г. Ганелин

Рассмотрены изменения био- и седиментогенеза на рубеже среднего и позднего палеозоя на Северо-Востоке Азии. В позднепалеозойских бассейнах региона в составе доминирующих черносланцевых осадков установлена прокариотная природа широко распространенных толщ известняков. Высказаны аргументы в пользу возможного взрывно-грязевого происхождения среднекаменноугольных и пермских микститов, ранее считавшихся ледово-морскими. Показана аналогия позднепалеозойских донных сообществ и их биотопов с восстановленными биомами и биотопами современных сиповых экосистем. Выявленные особенности увязаны с представлениями о позднепалеозойском рифтогенезе и низкотемпературной гидротермальной деятельности, обусловивших формирование высокоуглеродистых, существенно кремнистых, сульфидоносных осадков, формировавшихся в бассейне эвксинного типа. Аналогичные особенности за пределами Северо-Востока Азии, особенно представительные в Гондване, позволяют предположить глобальный характер позднепалеозойской глубинной дегазации и деструкции земной коры.

Ganelin V.G. Middle-Late Palaeozoic transition and peculiar features of Late Palaeozoic sedimento – and biogenesis in Northeast Asia

Changes in bio- and sedimentogenesis at the Middle-Late Paleozoic boundary in Northeastern Asia basins are considered. It was established that limestones widely spread in the dominating black shales of the Late Paleozoic basins have a prokaryotic genesis. Some arguments were presented for possible explosive-mud genesis of Middle Carboniferous and Permian diamictites considered previously to be glacial-marine deposits. The Late Paleozoic bottom assemblages and their biotopes were shown to be analogues with reduced biomes and biotopes of modern seep ecosystems. The revealed features were related to the Late Paleozoic riftogenesis and low-temperature hydrotherms which provided formation of high-carbon, mostly siliceous sulfide-bearing sediments in a Black Sea type basin. Analogues features recorded outside the Northeastern Asia region and most representative in Gondwana allow supposition of a global Late Paleozoic bottom degazation and destruction of the Earth crust.

Введение

Граница среднего – позднего палеозоя является одной из наиболее значимых событийных границ в фанерозойской истории планеты. С этим рубежом связаны существенные изменения в ее тектонической истории, характере седиментогенеза, значимые преобразования палеогеографии и биогеографии. Еще Н.М. Страхов [1960] обратил внимание на резкое изменение характера климатической дифференциации этого времени и объяснил ее изменением угла наклона земной оси к плоскости эклиптики. Современные палеогеографические реконструкции, базирующиеся на представлениях тектоники плит, связывают этот феномен с перемещением в высокие широты обломков распавшейся Пангеи. Эти выводы получили едва ли не всеобщее признание и, казалось бы, удовлетво-

рительно согласуются с данными седиментологии и палеонтологии. В контексте этих представлений отмечается, что в позднем палеозое – впервые в фанерозойской истории проявилась биполярность биот – образовались два высокоширотных ареала холоднлюбивых ассоциаций: бореальный (или ангарский) и нотальный (или гондванский), разделенных широким поясом теплолюбивых ассоциаций, большая часть которых связывается с океаном Палеотетис. Представления о том, что как в современную эпоху, так и в позднем палеозое, широтный, т.е., в частности, климатический фактор, определил главные особенности биогеографии позднего палеозоя ныне общепризнаны.

На Северо-Востоке Азии позднепалеозойский рубеж выражен очень отчетливо. С середи-

ны раннего карбона здесь, в Верхояно-Охотском и Колымо-Омолонском регионах, начались существенные седиментологические перестройки, завершившиеся к середине башкирского века [Ганелин, 1973; Ganelin, Chernjak, 1996]. Преимущественно карбонатная седиментация первой половины раннего карбона сменилась терригенным позднепалеозойским осадконакоплением. Одновременно произошло резкое, кризисного характера изменение бентосной биоты. Таксономически разнообразные, существенно космополитные палеобиоценозы раннекаменноугольного карбонатного эпиплатформенного бассейна сменились резко эндемичными, таксономически бедными сообществами, прославившимися холоднолюбивыми – бореальными. Широкое распространение подобных фаун от Таймыра до Чукотки и Забайкалья определило выделение здесь биогеографически целостной геохории – Таймыро-Колымской области [Ганелин, Котляр, 1984].

Смена карбонатного накопления терригенным, так же, как и смена фаун, произошла на фоне деструкции эпиплатформенных шельфовых бассейнов, которые сменила система глубоководных прогибов рифтового типа. Подобная корреляция тектонических и седиментологических явлений не ограничивается Северо-Востоком Азии, но имеет глобальный характер и обнаруживается в бассейнах Центральной Азии, Дальнего Востока и, особенно ярко, в Южном полушарии – в Австралии,

в Новой Зеландии, в Патагонии. В частности, на севере Евразии выявлены три этапа деструкции и одновременного расширения ареала «холоднолюбивой» фауны: 1) вторая половина раннего карбона, 2) начало позднего карбона, 3) и, наконец, середина ранней перми, когда так называемая бореальная фауна распространилась во всем обрамлении современного Арктического бассейна [Ганелин, 1997].

Можно заключить, что главные черты биогеографической дифференциации в позднем палеозое определились не климатическими факторами, а тектонической природой бассейнов [Ганелин, 1997]. При этом фауны тетического типа населяли эпиконтинентальные бассейны, а бореальные формировались в экосистемах рифтового типа. Однако какие именно механизмы определяли своеобразие биоты в бассейнах рифтового типа, остается неясным. Самый перспективный путь к решению этого вопроса видится в реконструкции условий существования биот и исследованиях истории их становления в позднепалеозойских отложениях Восточной и Северо-Восточной Сибири, где прослеживается последовательный переход от континента Ангариды к его морским окраинам и далее к фациям единого огромного бассейна. В большинстве других районов мира, где представлены так называемые холоднолюбивые ассоциации позднепалеозойского бентоса, мы встречаемся лишь с фрагментами былых позднепалеозойских геохорий.

Основные черты палеогеографии и литотипы позднепалеозойского бассейна Северо-Востока Азии

В течение всего позднего палеозоя на Северо-Востоке Азии существовал крупный морской бассейн общей площадью свыше 2 500 000 км² – один из бассейнов в их биогеографически и седиментологически целостной системе, какую представляет собой Таймыро-Колымская палеогеографическая область. К ней относятся также Забайкалье и Северная Монголия [Ганелин, Котляр, 1984]. С середины ранней перми и, по-видимому, далее, на протяжении раннего мезозоя, Таймыро-Колымская область вместе с Восточно-Европейской и Западно-Европейской входит в единую Биармийскую палеогеографическую надобласть (рис. 10.1).

По особенностям седиментогенеза и биоты в Таймыро-Колымской области выделяются три подобласти: Верхояно-Охотская, Колымо-Омолонская и Новосибирско-Чукотская (рис. 10.2).

В этих геохориях, при значительной общности позднепалеозойской биоты, прослеживаются определенные различия в характере седиментогенеза;

на отдельных стратиграфических интервалах выявляются существенные различия в составе бентоса, особенно это касается Новосибирско-Чукотского региона. Особняком стоит Восточно-Корякская область, характеризующаяся тетическим сообществом фузулинид. Она изучена еще очень слабо и здесь не рассматривается.

Верхояно-Охотская подобласть располагалась на пассивной окраине материка Ангариды, где проградирующие конуса выноса крупных рек образовали мощные толщи исключительно терригенных осадков. Выделяются два района наиболее мощной разгрузки – Яно-Куларский и Аян-Юрхский. Новосибирско-Чукотская подобласть – это тоже окраинные бассейны, но у материка Гипербореи (Арктиды). Располагающаяся между ними Колымо-Омолонская подобласть наиболее удалена от источников сноса и сочетает в себе мелкоководные фации срединных поднятий и глубоководные в обрамляющих их погруженных зонах (рис. 10.3).



Рис. 10.1. Районирование пермской системы на территории Северной Евразии [Ганелин, Котляр, 1984] с изменениями
 1 – суша, 2 – море

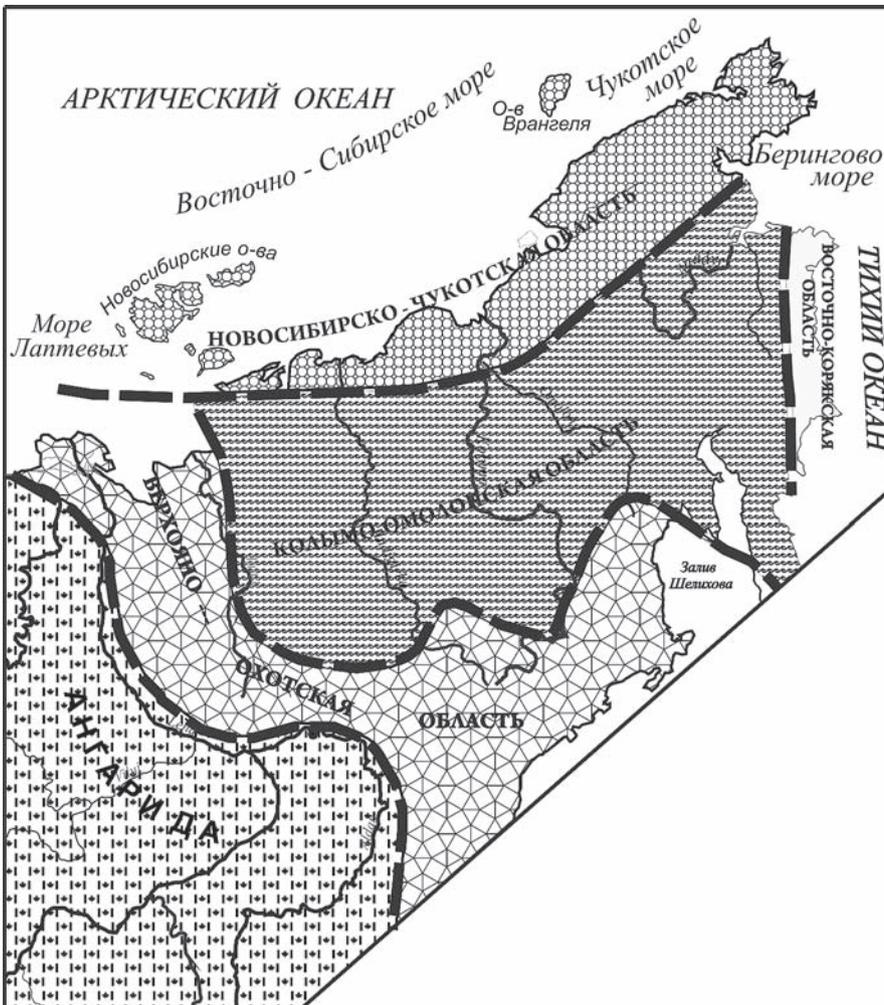


Рис. 10.2. Районирование позднепалеозойских бассейнов Северо-Востока Азии

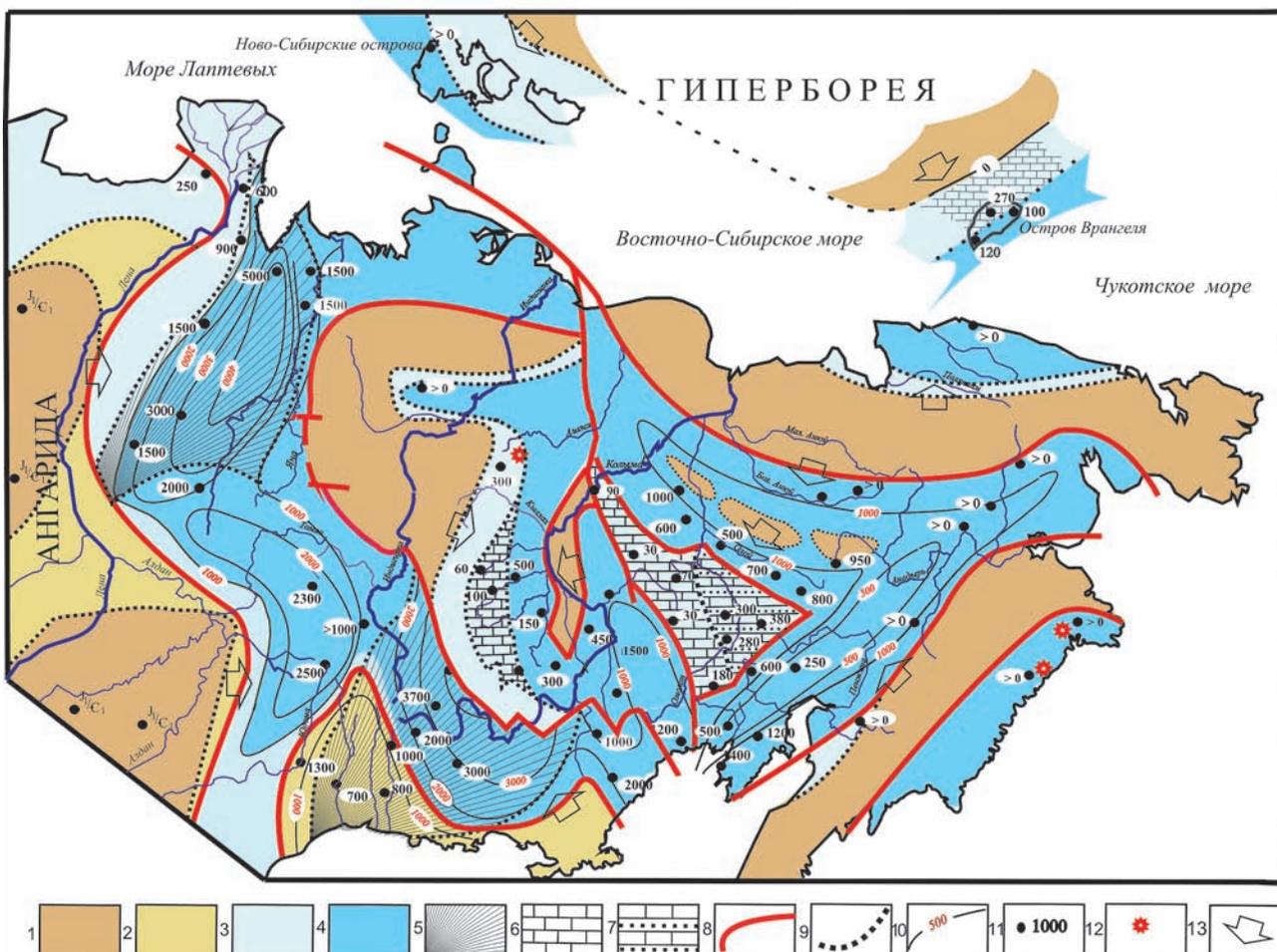


Рис. 10.3. Схема мощностей и фаций перми (джигдалинская и оломонская серии) на Северо-Востоке Азии
 1 – денудационная суша, 2 – аккумуляционная суша, 3 – мелкое море, 4 – глубокое море, 5 – подводные конуса выноса, 6 – районы площадного распространения известняков, 7 – переслаивание известняков и терригенных пород, 8 – тектонические ограничения основных структурных зон, 9 – границы фаций, 10 – изопакиты, 11 – мощности, 12 – вулканические фации, 13 – направление сноса

Общей особенностью позднепалеозойского седиментогенеза является преимущественно черносланцевый его характер. Углеродисто-глинистые, углеродисто-кремнистые и пеплово – кремнистые отложения почти непрерывны в разрезе и широко распространены. Местами они марганцевоносны, повсеместно сульфидоносны. В интервале среднего карбона – ранней перми в Колымо-Омолонском регионе широко проявился базитовый вулканизм. Вулканические накопления достигают местами километровой мощности. Можно полагать, что высокая углеродистость, кремнистость и сульфидоносность осадков определена деятельностью низкотемпературных гидротерм, связанных с вулканическими и поствулканическими явлениями в бассейне эвксинного типа [Ганелин, 1979]. Два компонента черносланцевых серий – аутигенные карбонаты и микститы представляют особый интерес для

реконструкции обстановок осадконакопления и характера позднепалеозойских экосистем.

Аутигенные карбонаты составляют в черносланцевых сериях отдельные биогермы и биостромы. Кроме того, толщи известняков значительной, до 400 м мощности замещают черносланцевые серии по простиранию, что широко распространено в Колымо-Омолонском и Новосибирско-Чукотском (остров Врангеля) регионах (рис. 10.3, 10.4). В известняковых толщах в мелководных фациях на срединных поднятиях (Омолонский массив, Приколымье) наиболее разнообразен раковинный бентос, и соответствующие карбонатные экосистемы на срединных поднятиях можно считать центрами расселения сообществ. Изотопная геохимия карбонатов, их макро-микро- и ультрамикроструктуры свидетельствуют об их микробиальной природе.

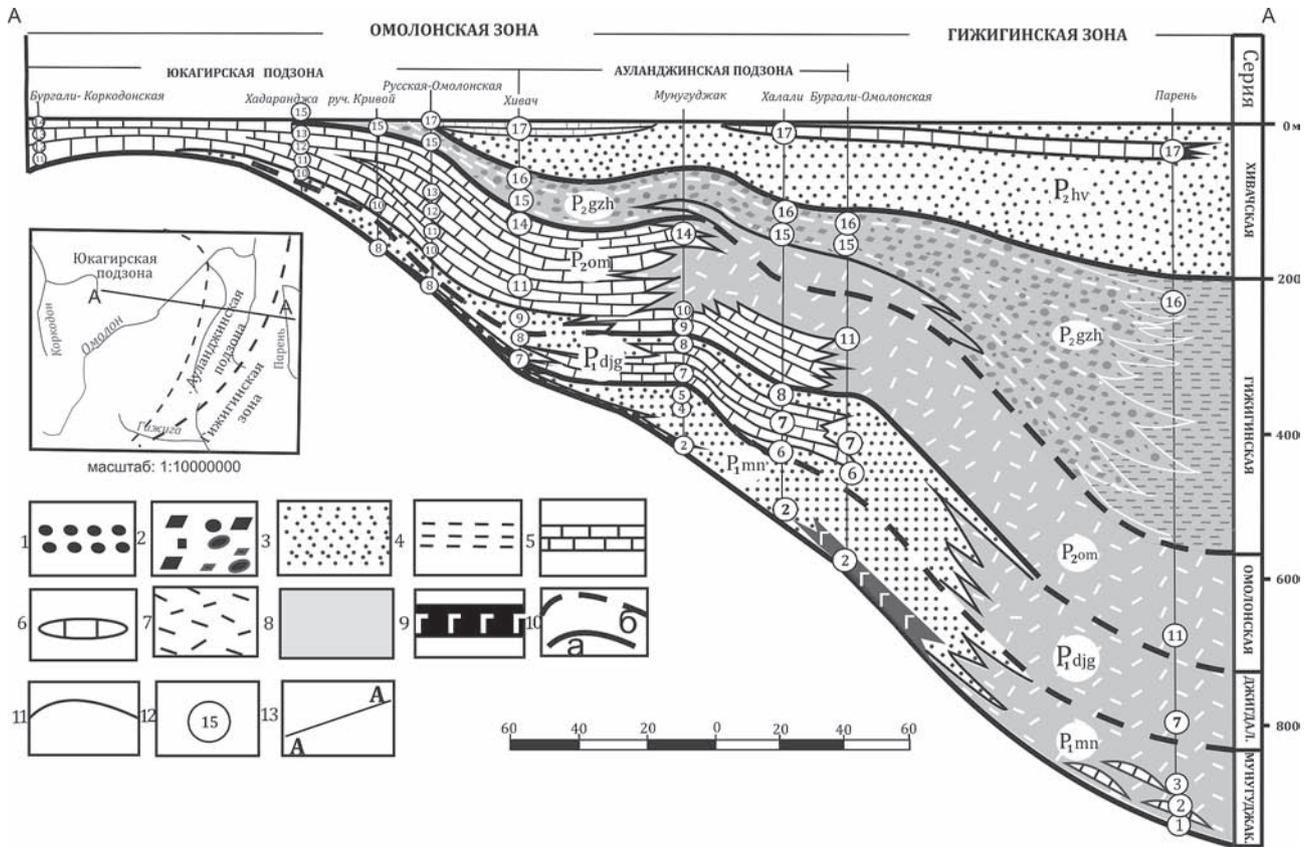


Рис. 10.4. Фациальный профиль пермских отложений Омолонского массива и Гижигинской зоны.

1 – конгломераты, 2 – микститы, 3 – песчаники, алевролиты, 4 – флиш, 5 – известняки, 6 – линзы известняков, 7 – тонкообломочная кремнистая пирокластика, 8 – черносланцевые комплексы, 9 – базальты, 10 – границы региональных серий: а – совпадающие с литологическими границами, б – внутри литологических комплексов, 11 – границы литологических подразделений, 12 – номера стратиграфических зон, 13 – линия профиля (на врезке).

P mn – мунугуджакская серия, P dvg – джигдалинская серия, P om – омолонская серия, P gzh – гижигинский регионарус, P hv – хивачский регионарус

В отложениях первой половины ранней перми, вероятно, также среднего-позднего карбона, карбонатолиты распространены мало, ареалы связанного с ними раковинного бентоса также отмечены лишь локально. Этот бентос принадлежит верхоянскому типу сообществ [Ganelin, 2010]. Карбонатолиты этого возрастного интервала слагают биогермные линзовидные и куполовидные тела размером до 7х0,7 м в углеродистых пеплово-кремнистых породах с содержанием $C_{орг}$ до 4%. В этих телах микритовые известняки насыщены тонкодисперсным пиритом, часто представленным фрамбоидальными скоплениями. В известняках много, местами до 50%, тонкого вулканокластического материала. Биогермам свойственна тончайшая горизонтальная слоистость, связанная, очевидно, с формированием этих тел микробными матами. Хотя раковинный бентос в этом возрастном интервале

чрезвычайно редок, некоторые из этих тел являются ископаемые оазисы жизни. Их население представлено плотно расположенными поселениями брахиопод, иногда двустворок, в меньшей степени гастропод, конулярий, хиолитов, прикрепленных песчаных фораминифер, радиолярий. В биостромах среднего карбона им сопутствуют довольно многочисленные остатки пелагических групп – аммоноидеи, наутилоидеи, при этом некоторые из них представлены крупными формами до 30 см. [Руженцев, Ганелин, 1971].

При изучении карбонатолитов под электронным микроскопом иногда удается наблюдать гребневидную поверхность матов, образованную, по-видимому, минерализованным гликокаликсом. На некоторых срезах видны скопления бактериморфных образований, представленных округлыми и удлиненными формами размером до

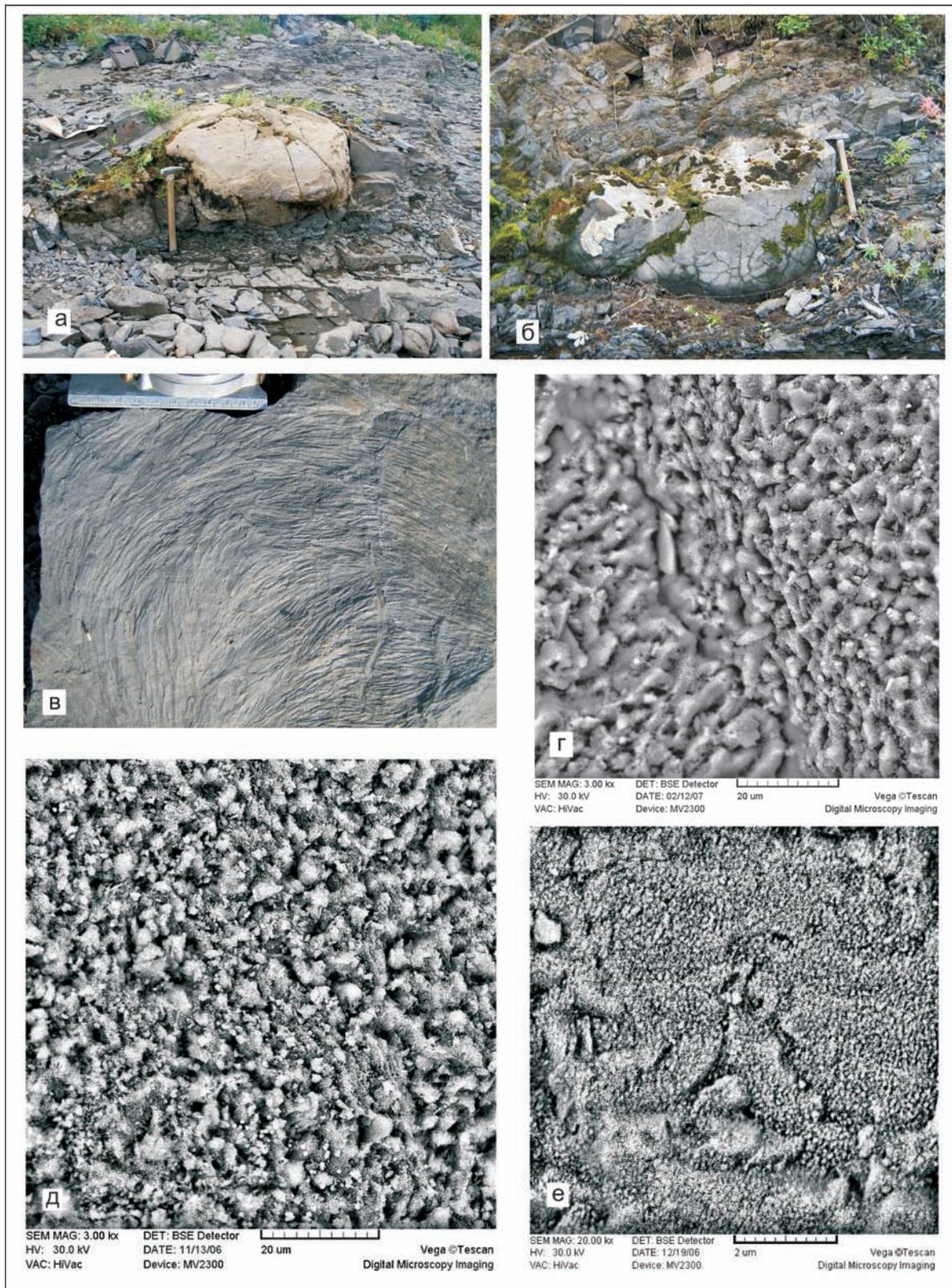


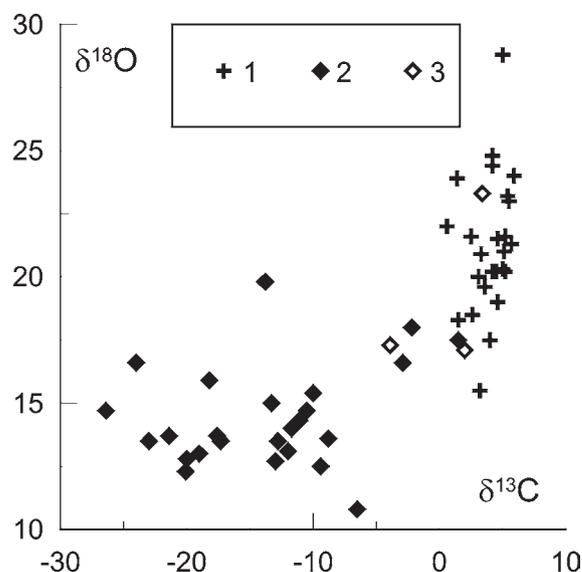
Рис. 10.5. Карбонатные биогермы в черносланцевых породах среднего карбона–нижней перми. Гижигинская зона, верховья р. Парень.

а – карбонатный биогерм в породах ольчинской свиты, средний карбон, башкирский ярус; б – карбонатный биогерм в породах магивеевской свиты, нижняя пермь, ассель–сакмар; в – тонкая слоистость в биогерме ольчинской свиты, башкирский ярус; г–е – бактериморфные структуры в карбонатах магивеевской свиты, нижняя пермь; обр. № 8-11-вг-06.

а–в – фотографии, г–е – СЭМ

Рис. 10.6. Соотношение изотопного состава углерода (‰ PDB) и кислорода (‰ SMOW) в позднепалеозойских карбонатах Колымо-Омолонского бассейна.

1 – нижняя–верхняя пермь; 2 и 3 – верхний карбон–нижняя пермь (2 – валовые пробы, 3 – раковины брахиопод), по Б.Г. Покровскому [Ганелин и др., 2010]



2–3 мкм (рис. 10.5г-е). Б.Г. Покровский установил, что породы характеризуются весьма низкими значениями $\delta^{13}\text{C}$ от $-9,4$ до $-26,4\text{‰}$, и величинами $\delta^{18}\text{O}$ от $12,5$ до $15,9\text{‰}$, (рис. 10.6). Поскольку раковины брахиопод из этих пород имеют «нормально-морской» изотопный состав углерода, можно полагать, что низкие значения $\delta^{13}\text{C}$ в валовых пробах этих известняков связаны с участием в их формировании органического углерода, окисленного сульфатредуцирующими бактериями. Низкие значения $\delta^{18}\text{O}$ свидетельствуют, как полагает Б.Г. Покровский, либо о сильном обеднении поровых растворов в них в результате низкотемпературного обмена с вулканогенным материалом, либо о необычно интенсивном флюидном режиме при их образовании, связанном с активной гидротермальной деятельностью. Аномально легкий изотопный состав углерода карбонатолитов, так же, как и особенности их литологии, позволяют предположить, что в данном случае мы имеем дело с минерализованным хемотрофным бактериальным сообществом, основу трофической цепи которого составляли метанотрофные прокариоты – археи, бактерии. Все это может быть сопоставлено с тем, что наблюдается в современных осадках Черного моря, где в анаэробных условиях в микробных матах происходят активные процессы сульфатредукции и анаэробного окисления метана, обусловленные деятельностью архей и сульфатредуцирующих бактерий. Как установлено, при окислении черноморского метана часть образующегося углерода расходуется на образование углекислоты, которая связывается в карбонатах, слагающих плиты, кораллоподобные постройки и конкре-

ции [Lein et al., 2003; Леин, Иванов, 2005; Reitner et al., 2005]. По аналогии можно полагать, что в среднекаменноугольно-раннепермских карбонатолитах на Северо-Востоке Азии мы имеем дело с минерализованным хемотрофным бактериальным сообществом, продуктом жизнедеятельности прокариот. Тесная связь бентосных ассоциаций верхожанского типа именно с такими карбонатолитами позволяет отнести эти экосистемы к так называемым сиповым сообществам (сообществам холодных высачиваний), где роль продуцентов принадлежит хемоавтолитотрофным прокариотам.

Широкое распространение карбонатолитов средней–поздней перми связано с трансгрессией, начавшейся в конце раннепермского времени. Карбонатные корки, биогермы, биостромы, так же, как и нормально пластующиеся известняки, повсеместны и особенно широко распространены в мелководных фациях на срединных поднятиях в Колымо-Омолонском регионе (Омолонский массив, Омудевское поднятие, Приколымье), где слагают толщи до 400м, но описаны и в черносланцевых глубоководных отложениях (хр. Тасхяхтах, Алазейско-Олойская зона, Сугойская зона, хр. Пеккульней, Гижигинская зона, Аян-Юряхская зона). Присутствуют они и в Новосибирско-Чукотской подобласти на острове Врангеля, где представлены относительно мелководной толщиной до 200 м, а также карбонатными корками среди глубоководных черных углеродистых глинистых сланцев. Имеются указания на присутствие аналогичных пород в пермских толщах юго-западной Аляски – в горах Тэйлор, а также на острове Хагемейстера [Hoar, Coonrad, 1976].

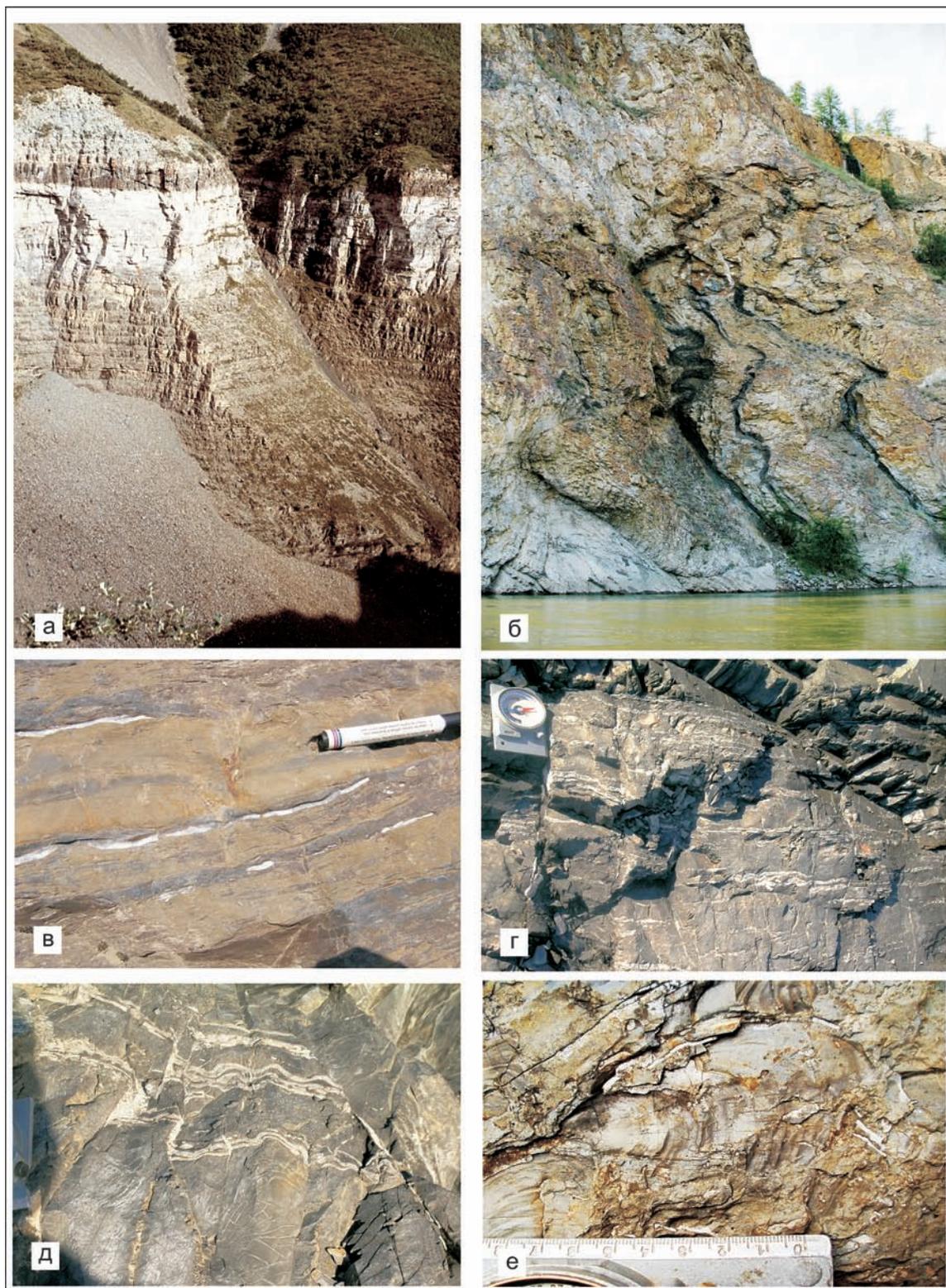


Рис. 10.7. Известняки и карбонатные корки в черносланцевых породах средней перми.

а – известняки омолоной свиты, средняя пермь (Омолонский массив, бассейн р. Хивач, ручей Водопадный); б – известняки тактайюряхской свиты, хорошо видна расчлененная кровля наслаивающихся друг на друга биогермов (залегание опрокинутое, Сугойская зона, р. Колыма; в – межпластовые карбонатные корки в известняках тактайюряхской свиты (там же); г, д – обильные карбонатные корки в кремнисто-глинистых породах рогачевской свиты (Омулевское поднятие, р. Таскан) (фото И.Л. Ведерникова); е – ядро створки колымииды с фрагментами карбонатных корок, облекавших раковину, рогачевская свита (там же) (фото И.Л. Ведерникова)

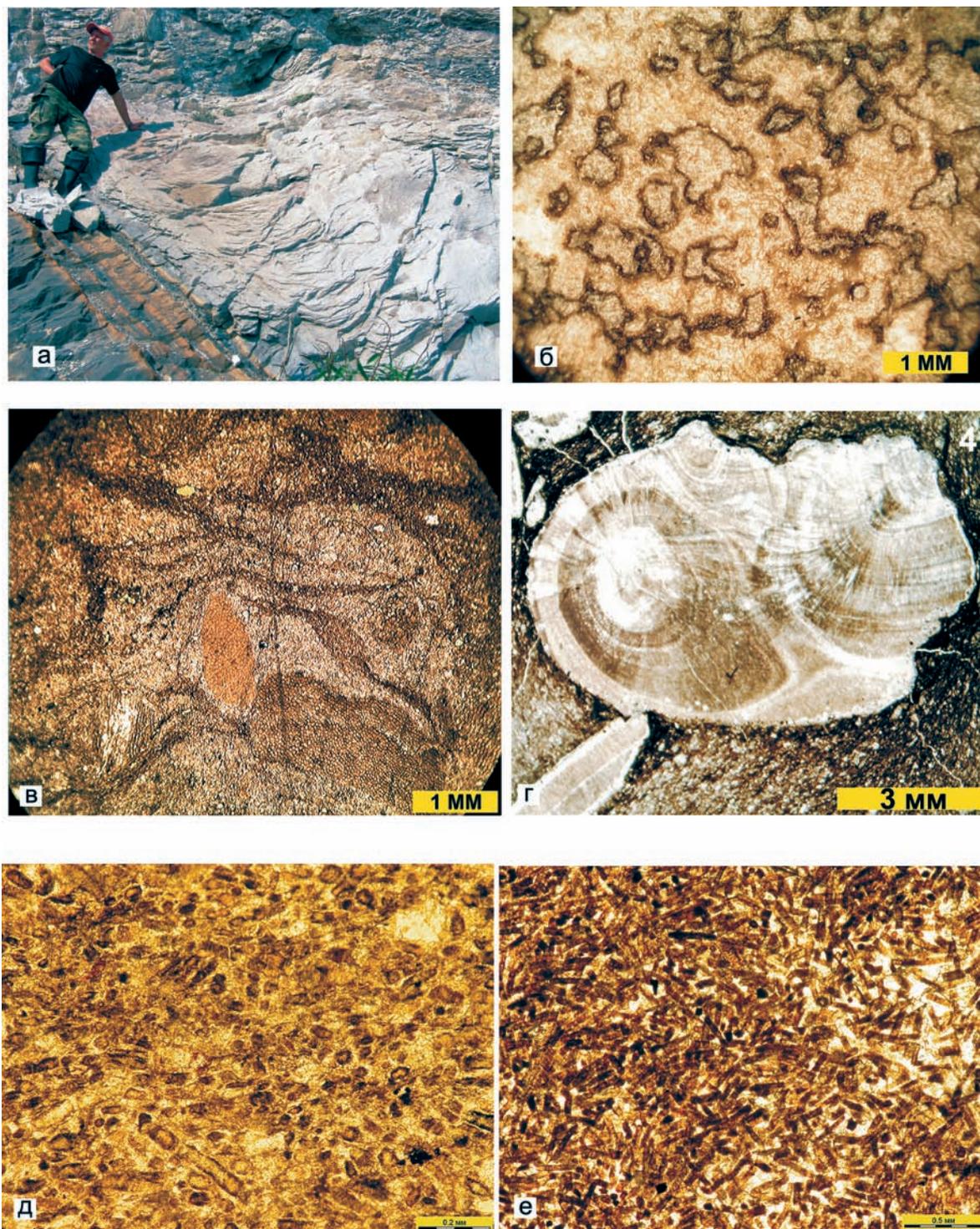


Рис. 10.8. Карбонатный биогеом и микроструктуры карбонатов.

а – биогеом тактайюрхской свиты, перекрываемый нормально пластующимися известняками (залегание опрокинутое), средняя пермь (Сугойская зона, р. Колыма) (фотография); б – агрегаты микроколоний – известняк оломонской свиты, средняя пермь, лона 13 – *Terrakea korkodonensis*, обр. № 1-8/вг-66 (Оломонский массив, ручей Водопадный) (пришлифовка в отраженном свете); в – строматолитоподобные текстуры в известняках хивачской свиты, верхняя пермь, лона 17 – *Stepanoviella paracurvata*, обр. № 2-1/вг-99 (там же) (шлифы, николи II); г – фрагмент карбонатной корки и карбонатная конкреция радиально-лучистого строения, федоровская свита, нижняя пермь, лона 7 – *Anidanthus aagardi*, обр. № 12-5/вг-06 (Гижигинская зона, р. Парень) (шлифы, николи II); д – известняк формации Вудид Пик, верхняя пермь, обр. № NZ-5-2а (Новая Зеландия, о-в Д'Урвилл) (шлифы, николи II); е – известняк оломонской свиты, средняя пермь, лона 12 – *Terrakea borealis*, обр. № 2-9/вг-77 (Оломонский массив, р. Русская – Оломонская) (шлифы, николи II)

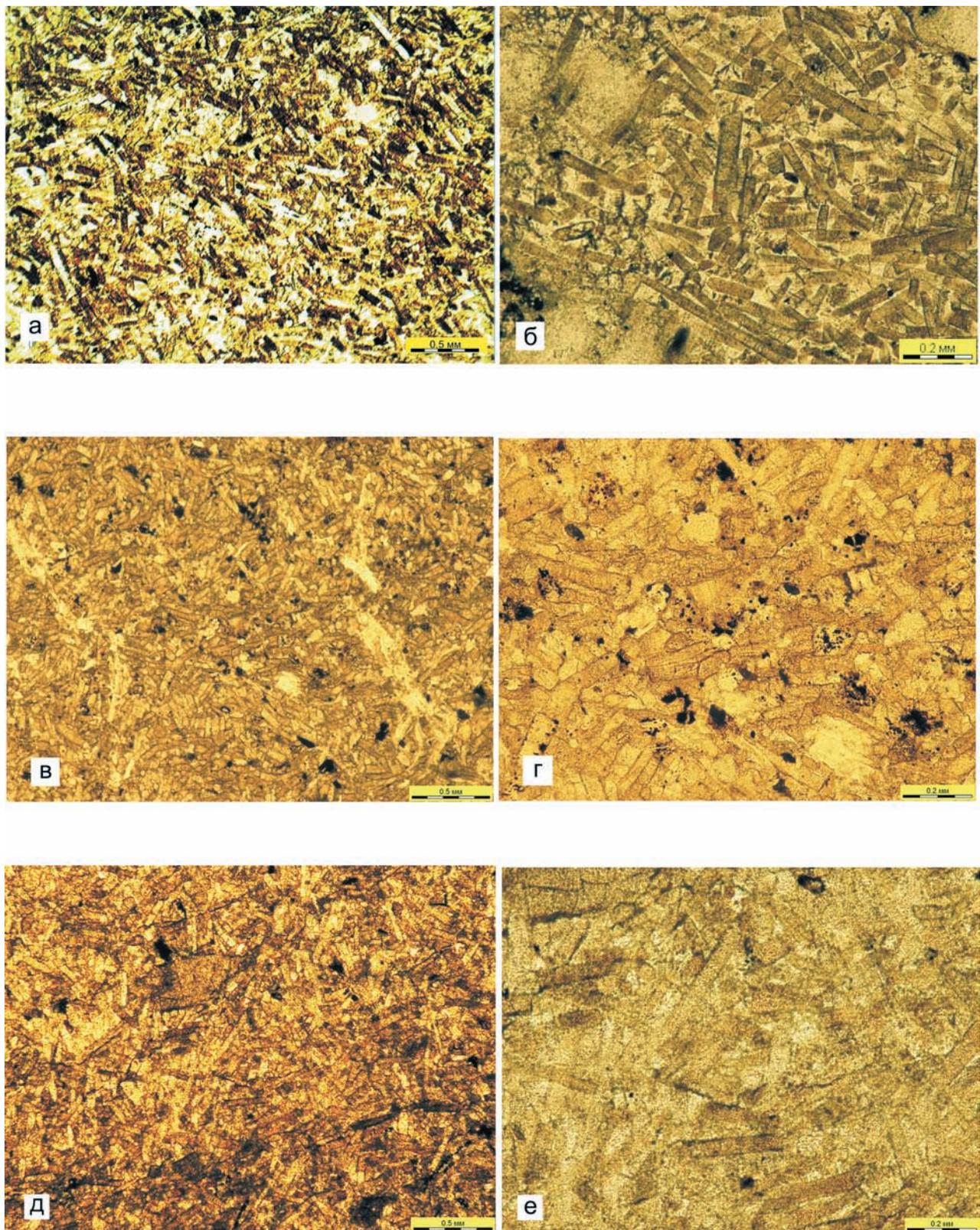


Рис. 10.9. Микроструктуры известняков (шлифы, николи II).

а, б – известняк омононской свиты с разными увеличениями, средняя пермь, лона 13 – *Terrakea korkodonensis*, обр. № 1-8/вг-66 (Омононский массив, ручей Водопадный); в, г – известняк тактайюряхской свиты с разными увеличениями, средняя пермь, обр. № 10-1а-вг-08 (Сугойская зона, р. Колыма); д, е – известняк фольской свиты с разными увеличениями, верхи нижней перми, лона 9 – *Kolymaella ogonerensis*, обр. № 14а-вг-99 (Омононский массив, р. Мунугуджак)

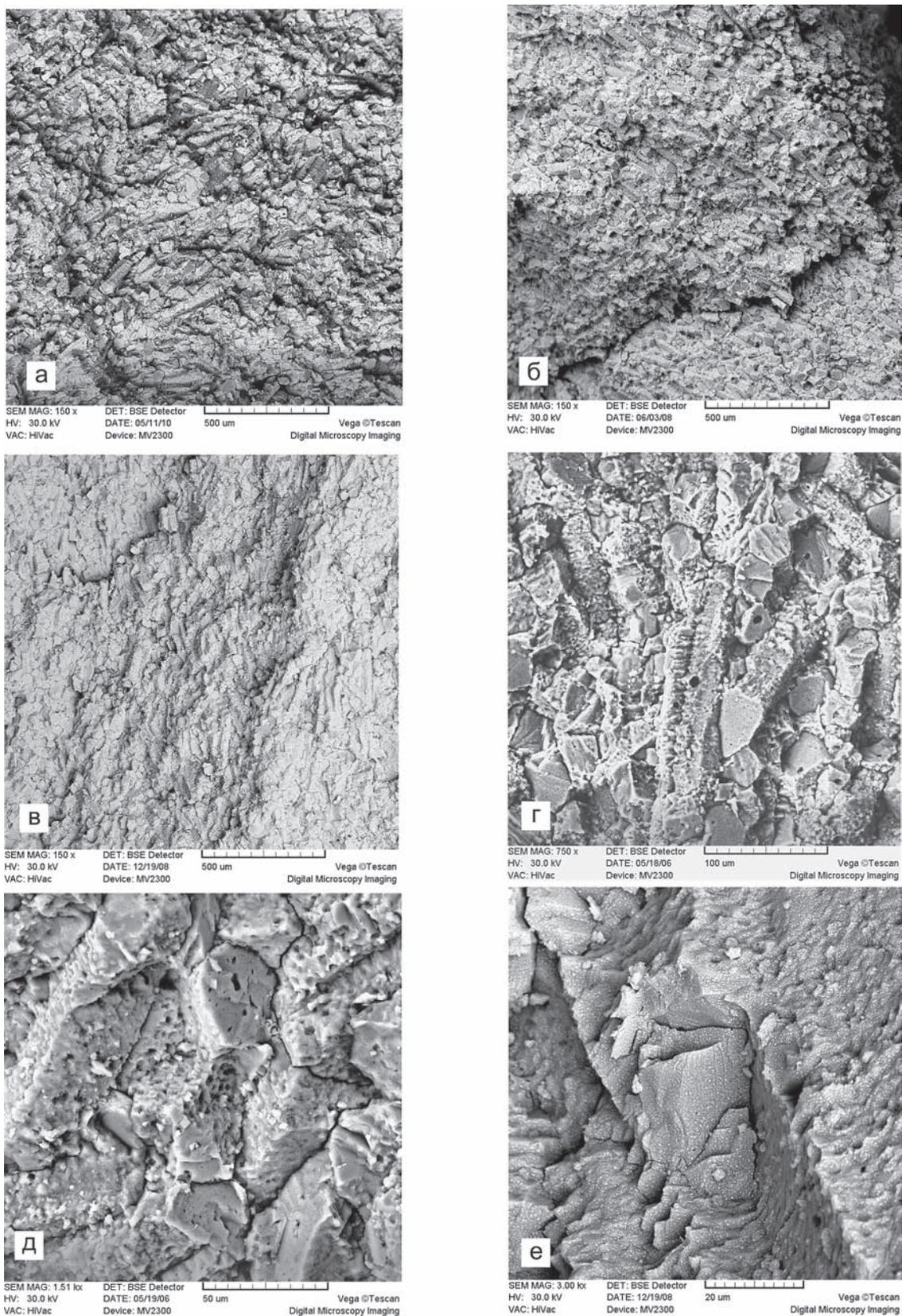


Рис. 10.10. Известняки оломонской свиты, средняя пермь, лона 13 – *Terrakea korkodonensis*, обр. № 1-8/вг-66 (Оломонский массив, ручей Водопадный) (СЭМ)

а–в – скопление призматических колоний, снятое в разных плоскостях; г, д – то же, с большим увеличением (хорошо видна пористость призм); е – поверхность призматических микроколоний, образованная минерализованным гликокаликсом

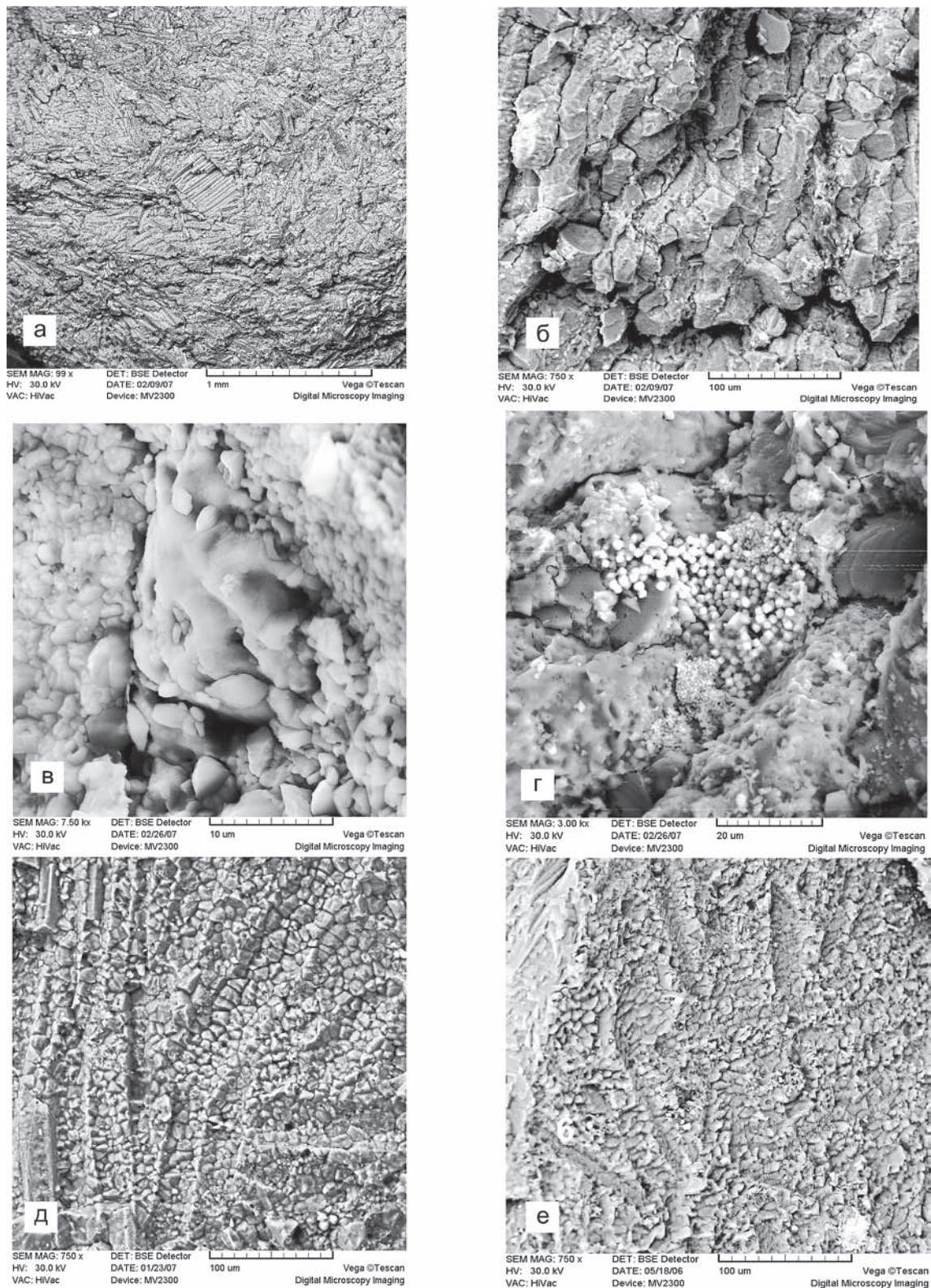


Рис. 10.11. Известняки рулонской и омононской свит (СЭМ).

а, б – известняк рулонской свиты с разными увеличениями, обр. № 14-вг-99, вторая половина нижней перми, лона 7 – *Anidanthus aagardi* (Омононский массив, р. Мунугуджак), обр. № 9-1а/вг-99; в – палочковидные клетки и колония, покрытая фарфоровидным кальцитом, рулонская свита (тот же образец); г – россыпь фрамбондов пирита в известняке, рулонская свита (тот же образец); д – ветвящаяся колония в известняке, рулонская свита (тот же образец); е – ветвящаяся колония в известняке омононской свиты, средняя пермь, лона 10 – *Mongoliosia russiensis*, обр. № 2-9/нк-80 (Омононский массив, ручей Кривой)

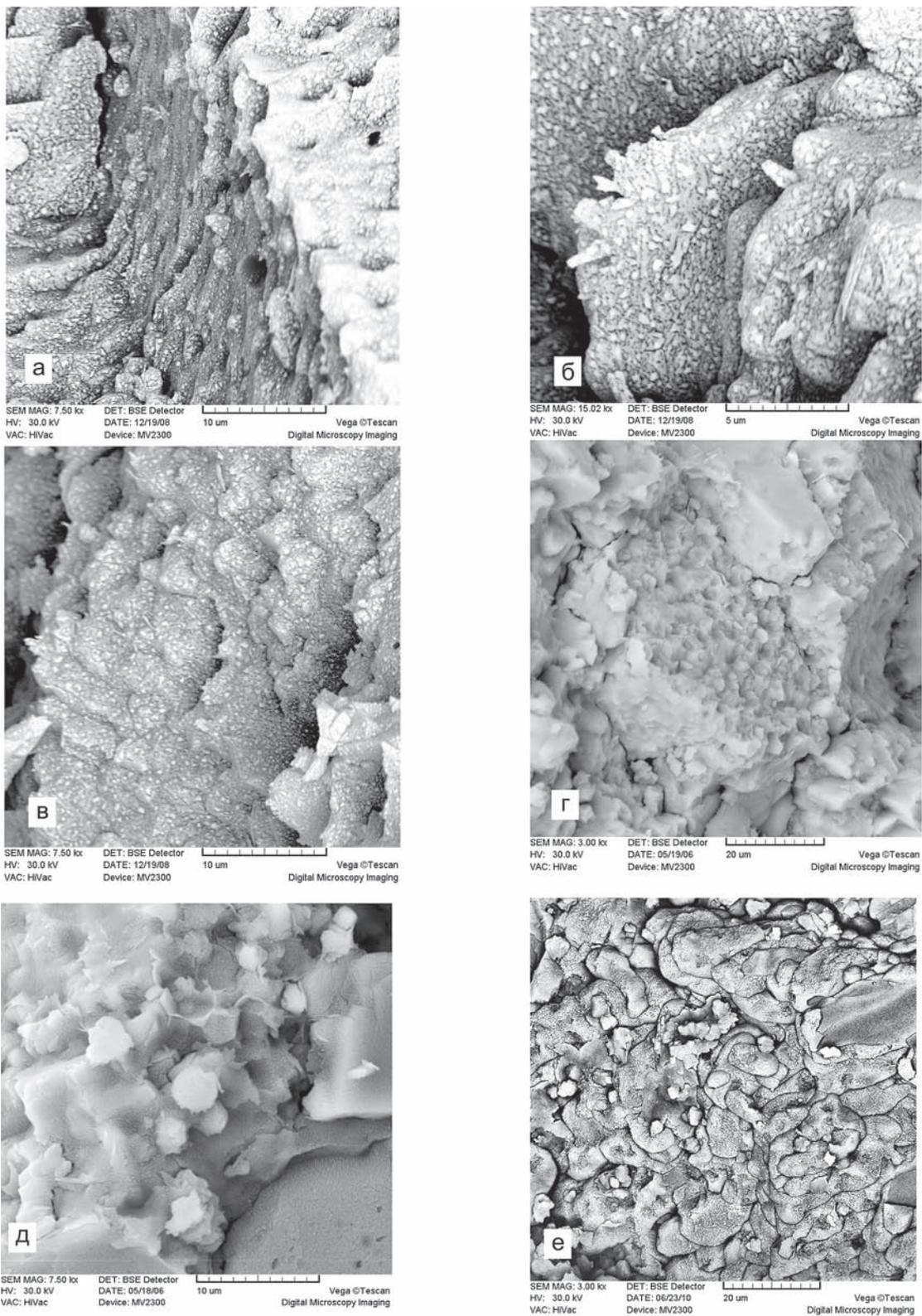


Рис. 10.12. Известняки оломонской свиты, средняя пермь, лона 13 – *Terrakea korkodonensis*, обр. № 1-8/вг-66 (Оломонский массив, ручей Водопадный) (СЭМ).

а–в – складчатая и бугорчатая скульптура поверхности призматических микроколоний, хорошо различимы пятнистая фактура поверхности, тонкие ворсинки (б) и крупные поры (а); г, д – поперечный срез призмы, в которой хорошо различимы ячеистая структура минерализованного гликокаликса и бактериморфные коковидные образования; е – сложно переплетающиеся бактериальные нити, покрытые утолщенным минерализованным гликокаликсом

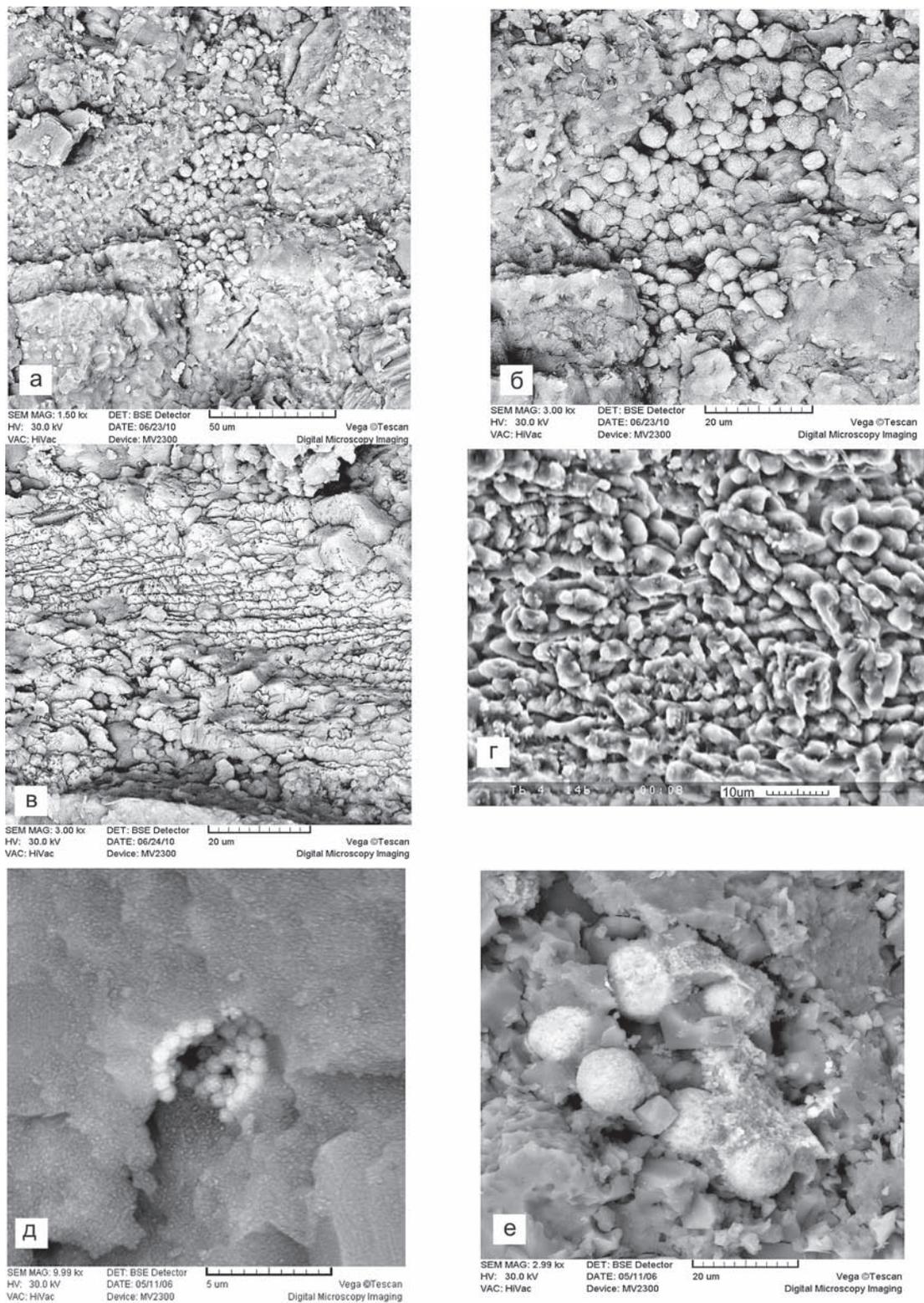


Рис. 10.13. Известняки оломонской и фольской свит (СЭМ).

а, б – продольный срез призмы с отчетливо наблюдаемыми коковидными бактериморфными образованиями, образец протравленный HCl, средняя пермь, лона 13 – *Terrakea korkodonensis*, обр. № 1-8/вг-66 (Омолонский массив, ручей Водопадный); в – агрегаты микроколоний, представленные пучками рядоположенных нитей, образованных делящими клетками, и покрытых утолщенным минерализованным гликокаликсом (тот же образец); г – палочковидные клетки в известняках фольской свиты, верхи нижней перми, лона 9 – *Kolymaella ogonerensis*, обр. № 14а-вг-99 (Омолонский массив, р. Мунугуджак); д, е – фрамбовидальный пирит в известняках фольской свиты (тот же образец)

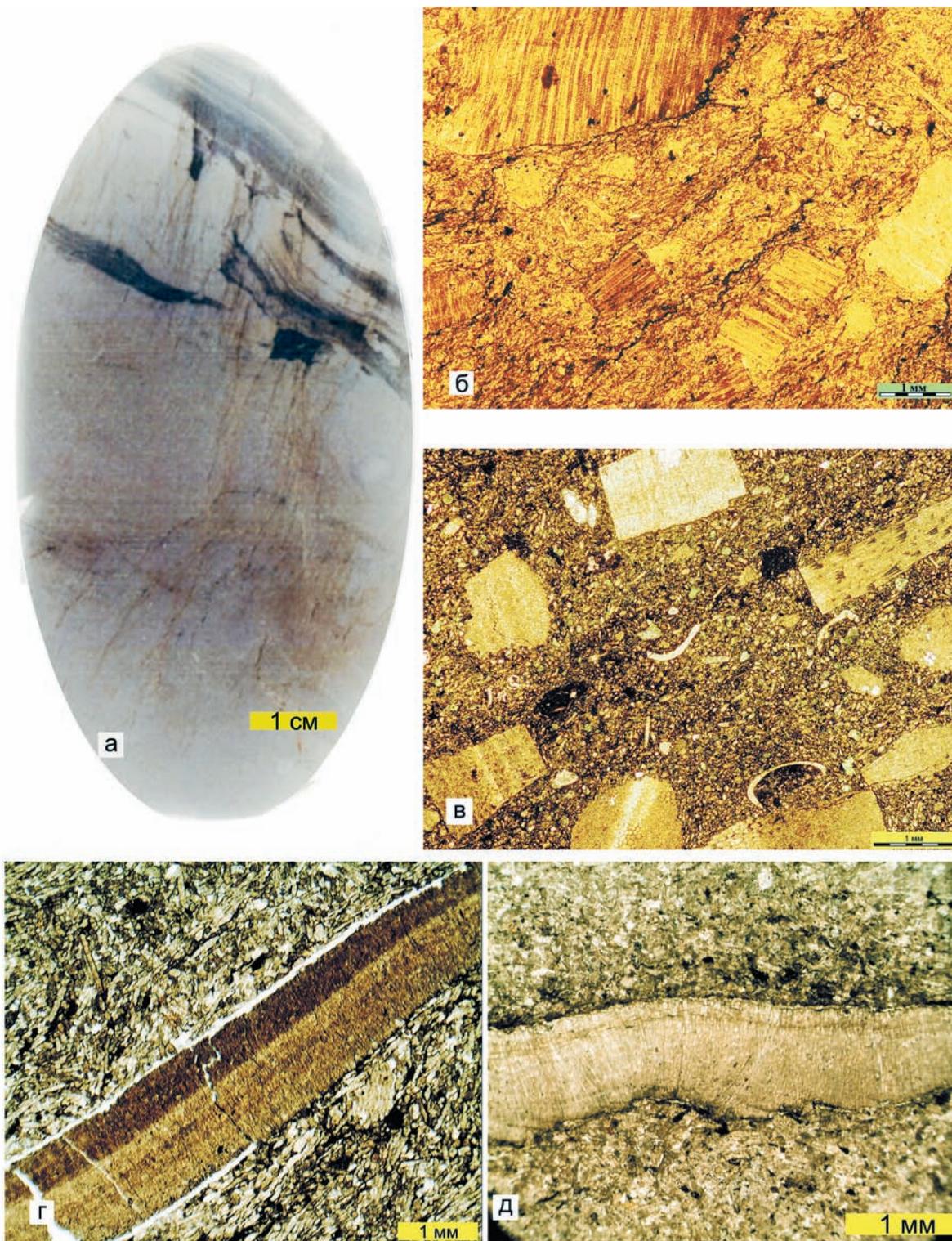


Рис. 10.14. Известняки верхов нижней, средней и верхней перми (шлифы, николи II)

а – тончайшая слоистость и следы микроканалов, выполненных битумом, в известняках тактайюряхской свиты, средняя пермь, обр. № 10-1а-вг-08 (Сугойская зона, р. Колыма); б – карбонатные корки в известняках формации Вудид Пик, верхняя пермь, обр. № NZ-5-2а (Новая Зеландия, о-в Д'Урвилл); в – в известняках хивачской свиты, верхняя пермь, лона 17 – *Stepanoviella paracurvata*, обр. № 2-1/вг-99 (Омолонский массив, бассейн р. Хивач, ручей Водопадный); г – карбонатная корка в известняке рулонской свиты с разными увеличениями, обр. № 14-вг-99, вторая половина нижней перми, лона 7 – *Anidanthus aagardi* (Омолонский массив, р. Мунугуджак); д – карбонатная корка в известняке фольской свиты, средняя пермь, лона 9 – *Kolymaella ogonerensis*, обр. № 14-3-вг-99 (там же)

Со средне-верхнепермскими карбонатолитами связано широкое расселение нового бентоса, относящегося к колымо-омолонскому типу ассоциаций, частично также и печоро-колымскому [Ganelin, 2010]. Карбонатолиты, к которым приурочен этот бентос, образуют как нормально пластующиеся тела тонкослоистых известняков, слагающих толщи биостромов мощностью до 400 м, так и отдельные биогермные тела (рис. 10.7а,б; 10.8а). Биогермы имеют высоту чаще от 1 м до 3 м, редко до 30 м и протяженность от первых метров до десятков метров, а, возможно, и более. Налегание отдельных биогермов друг на друга происходит по неровной волнистой поверхности. Иногда кровля биогермов имеет сильно расчлененный рельеф (рис. 10.7б). Как правило, породы имеют тончайшую слоистость. Известняки, как правило, «зловонные», с резким запахом сероводорода, часто переполнены тонкодисперсным пиритом. В шлифах можно видеть, что известняки, как из биогермов, так и из нормально пластующихся тел, нацело состоят из тонких иголок кальцита (рис. 10.8д,е; 10.9а-е), что традиционно служило основанием считать их обломочной породой, продуктом переработки раковинного материала иноцерамоподобных двустворок. Этим карбонатолитам было присвоено специальное название – «колымские, атомодесмовые» известняки. Однако их обстоятельное исследование в прозрачных шлифах и под электронным микроскопом показало ошибочность этого мнения и не оставило сомнений в их аутигенности. Карбонатолиты имеют хорошо сохранившуюся минерализованную микробальную структуру. При значительном увеличении под сканирующим микроскопом видно, что известняк представляет собой агрегат микроколоний призматической и кубковидной форм (рис. 10.10а-д; 10.11а,б). Призмы-колонии (длинной до 300 мкм и шириной до 30 мкм) плотно пригнаны друг к другу при полном отсутствии какого-либо матрикса, имеют морщинистую и ноздреватую поверхность (рис. 10.10д-е; 10.12а-в), которая облекает минерализованные клетки кокоидной, реже палочковидной или яйцеобразной формы размером до 2 мкм (рис. 10.11в; 10.12г,д; 10.13а,б,г). Местами можно видеть делящиеся клетки, порой образующие пучки рядоположенных или переплетающихся нитей, ветвящиеся или розетковидные скопления (рис. 10.11в,д,е; 10.12е; 10.13в,г). Характерна насыщенность тонкодисперсным пиритом, часто фрамбоидальным (рис. 10.13д,е). По поверхности колоний разбросаны поры (газовые вакуоли?) от долей микрона до 1 мкм (рис. 10.10г,д; рис. 10.12а). К ним часто приурочены выделения сульфидов (рис. 10.13д). В черных сланцах карбонатолиты очень часто образуют бактериальные корки толщиной от сотни микрон до сантиметров (см. рис. 10.7г,д). Такие же корки, часто межпластовые, наблюдаются повсеместно и в карбонатных тол-

щах (см. рис. 10.7в). При просмотре шлифов видно, что фрагменты этих корок встречаются в известняках повсеместно (рис. 10.14б-д), распознаются они и под сканирующим микроскопом (см. рис. 10.11а). Как правило, эти корки ошибочно принимались за обломки раковин двустворчатых моллюсков, что и послужило основанием считать эти известняки обломочными.

Изотопный состав карбонатолитов из средне-верхнепермских пород характеризуется «нормально-морскими» для пермского периода значениями $\delta^{13}\text{C} = 4,1 \pm 1,4\%$ и широкими вариациями $\delta^{18}\text{O}$ – от 15,5‰ до 28,8‰ (см. рис. 10.6). Учитывая особенности латерального распределения соответствующих толщ, можно полагать, что карбонатолиты формировались, по-видимому, на разных уровнях стратифицированного бассейна – как в пределах фотической, так и афотической зон. Можно полагать, что их происхождение связано с жизнедеятельностью неких гипотетических прокариот, фиксирующих морской карбонат – строгих анаэробов, но факультативных фото- хемоавтотрофов. Можно предположить также наличие здесь консорциума из фотосинтезирующих анаэробных серных бактерий и архей. Адаптационная стратегия последних, как известно, позволяет им распространиться по всей толще океанских вод.

Микститы черносланцевых серий представляют не меньший интерес для реконструкции палеообстановок, чем описанные выше карбонатолиты. Местами они присутствуют среди среднекаменноугольных отложений и довольно широко распространены в верхнепермских.

Среднекаменноугольные микститы присутствуют лишь в двух районах, обрамляющих Сугойский прогиб с запада и востока. По западному обрамлению прогиба, граничащему с Приколымским поднятием, они известны на левобережье бассейна р. Колымы, в верховьях р. Поповки. На восточном его обрамлении, на границе с Омолонским массивом они описаны автором на правобережье бассейна р. Колымы, в среднем течении р. Коркодон. На окраине Приколымского поднятия эти образования представлены в составе нятвенской толщи (100 м), которая сменяет карбонатный комплекс нижнего карбона и подстилает мощный базитовый комплекс чахаданской свиты (средний карбон–нижняя пермь). Микститы в составе нятвенской толщи присутствуют локально, быстро выклиниваясь по простиранию и переходя в углеродистые сланцы, не содержащие грубого материала. На р. Поповке, в составе 30-ти метровой пачки, сланцы содержат обильный разнородный по составу рассеянный материал. Преобладают обломки и глыбы подстилающих известняков и песчаников часто с обильными раковинами бра-

хиопод, нередко обломки базальтов и их туфов, липаритов, иногда гранитов. В раковинах брахиопод местами присутствует твердый битум, что позволило Б.В. Пепеляеву связать генезис этих образований с грязевым вулканизмом.

На восточном обрамлении Сугойского прогиба микститы представлены в составе песчано-алевритовой толщи видимой мощностью около 400 м. В ее составе образуют около 5 пачек толщиной до 2 м углеродистых глинистых сланцев, среди которых обильно рассеян песчано-гравийно-галечный материал, представленный преимущественно разноокатанными обломками липарито-дацитов и кварца.

Гораздо шире подобные образования распространены в верхнепермских отложениях, образуя пояс в пределах окраины Ангариды от Южного Верхоянья до Северного Приохотья. Другой пояс этих пород обрамляет южную и юго-восточную окраину Омолонского массива. В обоих регионах эти образования приурочены в основном к гижигинскому горизонту татарского яруса. В Верхоянье и Приохотье микститы приурочены к мощным (до 1500 м) глинисто-сланцевым комплексам пассивной окраины Ангарского континента. Здесь породы являются рудовмещающими для крупных и очень крупных золотых месторождений штокверкового типа. На Омолонском массиве мощность толщ, вмещающих аналогичные породы, составляет 30–60 м, увеличиваясь до 200–300 м в его краевых частях и районах, пограничных с Гижигинским прогибом.

Особенностью пород является их тиллитоподобный облик – песчаный, гравийно-галечный и валунный материал хаотично рассеян в темно-сером и черном глинисто-алевритовом, как правило, неслоистом матриксе, имеющем часто характерную концентрически-скорлуповатую отдельность. Другой особенностью пород является преимущественно вулканогенный характер обломков среднего, реже кислого состава. Светлые, разрушенные и измененные обломки вулканических пород, разбросанные в темном матриксе, придают породам рябой облик, что и послужило их именованию в полевом геологическом сленге «рябчиками». Преобладающая фракция – от 0,5 до 5 см, хотя встречаются обломки до 20 см. Содержание обломков чаще 5–10%, достигая местами 60–70%. Окатанность различная, часто хорошая. Алевропелитовый матрикс пород несортирован, имеет хлорито-кремнисто-глинистый состав, представляющий собой, по-видимому, измененный пирокластический материал [Бяков и др. 2010; Михайлов, 1971 г., неопубликованная работа]. Характерно чередование микситов с пачками чистых глинисто-алевритовых пород, местами с хорошо

выраженной градационной слоистостью, следами течения нелитифицированного осадка. Отмечаются флюидалные текстуры. Тяжелая фракция, изученная в омолонских микститах, представлена тремя разнородными комплексами минералов: 1) кислых–средних пород, 2) пород основного и ультраосновного состава и 3) метаморфогенных пород [Михайлов, 1971 г., неопубликованная работа]. Некоторая загадочность этих образований определяется наличием большого количества пирокластики при отсутствии соответствующих излившихся аналогов. Это породило различные взгляды на происхождение пород. Первоначально они описывались как туфы. С конца 1950-х годов широко бытует мнение о ледово-морской природе этих образований, источником которых предполагается гипотетическая суша в Охотском море [Калугин, 1958]. В.И. Устрицкий [1975] ледово-морской перенос вулканогенного материала увязал с синхронным вулканизмом в пределах выделенного им гипотетического Шелиховского вулканогенного пояса. Отвергнув идею ледового переноса, А.С. Бяков вслед за В.И. Устрицким увязал происхождение этих пород с синхронным вулканизмом за пределами территории, переименовав гипотетический Шелиховский пояс в столь же гипотетическую Охотско-Тайганоскую вулканическую дугу [Бяков и др., 2010]. Авторы справедливо указали на широкое присутствие материала грязекаменных потоков, с которыми и увязали перенос соответствующей пирокластики.

В последнее время группа ростовских геологов высказала мнение о синхронном вулканизме *in situ*, предположив, что излившиеся образования частично скрыты под более молодыми отложениями, частично уничтожены эрозией [Хардинов и др., 2009]. Очевидно, проблема требует дальнейшего изучения. В этой связи можно высказать несколько дополнительных соображений.

Обращает на себя внимание пространственная приуроченность пород к континентальной окраине – зоне повышенной проницаемости, для которой одним из существенных факторов седиментогенеза выступает мощная разгрузка глубинных флюидов. Это позволяет предположить, что рассматриваемые породы принадлежат к классу флюидно-эксплозивных систем, диагностике и изучению которых уделяется все большее внимание. «В последние годы выявляется все большая роль флюидных систем, как универсального механизма в образовании и преобразовании земной коры и локализации в ее пределах всей гаммы известных ныне полезных ископаемых <...>. Флюид – преимущественно водная, водно-газовая, паровая или газовая среда, заключенная или переносимая в массе горных пород литосферы. Компоненты флюида

соединяются с петрогенными, рудными и иными элементами» [Летников, 2000, с. 206]. Флюидолиты представляют собой сложную и разнообразную ассоциацию пород – от брекчиевидных и конгломератовидных до алевропсаммитовых и карбонатных. Нередки случаи, когда их ошибочно принимают за ледниковые образования [Казак и др., 2008]. Формирование этих пород не связано с внедрением расплавов. Оно происходило как за счет резкого выброса, так и более или менее постепенного поступления газовой-водных растворов. Последние, отделившись от материнской, предельно газонасыщенной магмы, переносили разнообломочную пирокластику, от пепловой до псефитовой. Развитие флюидных систем сопровождается широкой гаммой динамических эффектов, в том числе и грязевым вулканизмом.

В пользу флюидно-эксплозивно-грязевого происхождения рассматриваемых пород свидетельствует: структурное положение этих образований; общий региональный черносланцевый фон литогенеза; отсутствие реального (не гипотетического) поверхностного источника сноса; резкое их латеральное выклинивание, что возможно связать с принадлежностью пространственно разбросанным локальным ареалам, имеющим различные центры извержений; некоторые черты морфологии пород,

в частности, наличие флюидальных текстур, наличие оруденения штокверкового характера. Можно полагать, что «рябчики» и приуроченное к ним золотое оруденение являются сингенетическими образованиями.

Разгрузка холодных углеводородных, сульфидсодержащих флюидов, сопровождаемая активным грязевым вулканизмом, широко проявлена в современных бассейнах. В последние годы эти процессы изучены в Черном, Охотском, Балтийском, Норвежском морях, в восточной Атлантике – залив Кадис, западной Атлантике – Калифорнийский залив, и других бассейнах [Леин, 2004; Блинова, 2006; Беляницкая, 2011]. В глубоководной части Черного моря, к примеру, известно свыше трех десятков грязевых вулканов, при этом диаметр их достигает 1,5–2 км [Лимонов, 2004]. Примерно такое же количество вулканов изучено в заливе Кадис. Повсеместно грязевулканические брекчи сопровождаются массовым распространением аутигенных карбонатов, образующих кораллоподобные и столбообразные постройки, карбонатные корки, плиты, покрывающие значительные площади морского дна. В этом отношении позднепалеозойские образования Северо-Востока Азии имеют много аналогов в современных бассейнах, хотя, возможно, идентичны с последними не в полной мере.

Биогеоценозы Северо-Востока Азии и экосистемные аналоги за его пределами

Черносланцевая специфика позднепалеозойского седиментогенеза Северо-Востока Азии вполне коррелируется со своеобразием его позднепалеозойской бентосной биоты. Последняя, как известно, резко обеднена таксономически и весьма эндемична. Причину этого обычно видят в ее высокоширотном положении и холодноводности. Однако ранее, автором было показано, что ареалы распространения так называемых бореальных, холодноводных фаун не согласуются с этими представлениями. Вместе с тем была выявлена тесная корреляция появления соответствующих сообществ с процессами рифтогенеза и заложением глубоких черносланцевых бассейнов [Ганелин, 1997]. Приуроченность наибольшего разнообразия бентоса к толщам прокариотных карбонатолитов, охарактеризованных выше, дает основание рассматривать соответствующие биотопы как центры расселения сообществ и связывать их своеобразие не с климатическими, а трофическими факторами.

В эволюции позднепалеозойской биоты Северо-Востока Азии хорошо различимы три крупных этапа, выраженных последовательной сменой трех бентосных формаций – верхоянской, печоро-

колымской, колымо-омолонской [Ganelin, 2010].

Верхоянский тип бентосных ассоциаций – фауна *Verkhoyania-Jakutoproductus*, распространен от середины башкирского века до середины артинского. Таксономически он наиболее беден и резко эндемичен. Приурочен, как правило, к маломощным известняковым телам (биогермы, биостромы), углерод которых аномально легок. До раннеартинского времени ареалы его распространения крайне редки и пространственно ограничены.

Середина артинского времени знаменует собой крупную биотическую перестройку, связанную с позднеартинской трансгрессией. Монотипные биотопы сообществ верхоянского типа, сменяются политипными печоро-колымского. Происходит смена доминантов сообществ. В их составе весьма ощутимо присутствие уральских и особенно печорских элементов, обусловленное расширением палеогеографических связей.

Колымо-омолонский тип ассоциаций сменяет предшествующий ему печоро-колымский после биотического кризиса, разделяющего раннюю и среднюю пермь. По таксономическому составу он наиболее разнообразен, тесно связан с бактериальными карбонатами, образующими мощные тела

сероводородистых известняков. Просуществовал на протяжении остальной части перми и полностью исчез вблизи пермо-триасовой границы.

Рассмотренные особенности позднепалеозойского био-седиментогенеза не ограничиваются Северо-Востоком Азии. Аналогичные экосистемы фрагментарно присутствуют в обширном Памиро-Гималайском поясе, Внутренней Монголии, Российском Приморье. Но наиболее яркие аналоги представлены в Южном полушарии, в позднепалеозойских отложениях Гондваны. В частности, почти идентичные с сообществами верхоянского типа ассоциации характеризуют среднекаменноугольные – раннепермские биотопы группы Teruel в Патагонии [Taboada, Pagani, 2010]. Здесь описаны морфологические типы практически всех доминантов верхоянской бентосной формации. Среди них указываются *Verkhojania*, *Jakutoproductus*, *Lanipustula*, *Levipustula*, *Costatumulus*. Примечателен и алевроито-глинистый состав формаций группы Teruel, содержащей несколько горизонтов диамиктитов, принимаемых за ледово-морские образования. Еще более поразительные аналогии присутствуют в пермских разрезах Новой Зеландии.

Карбонатная формация Wooded Peak на Южном острове сложена «зловонными» сероводородистыми бактериальными известняками, совершенно тождественными бактериальным карбонатам Северо-Востока Азии [Waterhouse, 1964a,б]. Здесь они также принимаются за обломочные – продукт переработки раковин иноцерамоподобных двустворок – «атомодесмовые известняки» (см. рис. 10.14б). На севере Южного острова, в районе Нельсон известняки представлены глубоководной фацией и контактируют с офиолитовыми комплексами – горы Дан, о-ва Д’Урвилл [Waterhouse, 1964a]. В одновозрастных мелководных фациях на юге острова эти карбонаты содержат раковинный бентос, близкий колымо-омолонскому – тонкоструйчатые линопродуктиды, иноцерамоподобные моллюски и др. Близкие ассоциации брахиопод, двустворок, фораминифер свойственны и австралийским пермским отложениям, особенно восточно-австралийским – бассейнов Боуен, Сидней, Новой Англии [Briggs, 1998]. В мощных терригенных комплексах здесь также выделяют несколько горизонтов микститов, трактуемых как продукт ледового разноса.

Заключение

Изложенный краткий обзор позволяет сделать несколько предварительных выводов. Вещественный состав позднепалеозойских комплексов на Северо-Востоке Азии, так же как и характер биотопов позднепалеозойского бассейна, позволяет предположить, что определяющую роль в формировании осадков и населения этого бассейна играли процессы, связанные с глубинной дегазацией недр. Последняя проявилась, по-видимому, как в виде высачиваний холодных флюидов (сипов), приуроченных к региональной системе разломов (трещин), так и в эксплозивно-грязевой форме. Результатом явился интенсивный вынос восстановленных соединений, в первую очередь, метана и сероводорода, определивших экологию бассейна.

Можно полагать, что сформировавшиеся здесь восстановленные биомы представляют собой симбиоз его обитателей с аноксидными

хемо-метанотрофными и фототрофными прокариотами. При этом наиболее специализированные формы, такие как иноцерамоподобные моллюски, достигавшие гигантских размеров, являлись, по-видимому, эндосимбионтами, экологическими аналогами батимодиол и каллиптоген современных сиповых сообществ. Глобальное распространение подобных биотопов дает основание предполагать глобальный характер позднепалеозойской глубинной дегазации и связанную с ней деструкцию земной коры. Результатом явилось формирование позднепалеозойских сульфидных бассейнов и свойственной им сульфидной биоты, что и определило биогеографическое своеобразие позднепалеозойской биосферы.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проекты № 11-05-00950, 11-05-00053) и Программы № 25 Президиума РАН.

Литература

Беляницкая Г.А. Мексиканский залив – центр природных и техногенных нефтяных катастроф // Региональная геология и металлогения. 2011. № 45. С. 51–68.
Блинова В.Н. Состав и происхождение углеводородных флюидов в грязевых вулканах залива Кадис // Автореф. дисс. ... канд. геол.-мин. наук. М.: МГУ, 2006. 30 с.

Бяков А.С., Ведерников И.Л., Акунин В.В. Пермские диамиктиты северо-востока Азии и их вероятное происхождение // Вестн. СВНЦ ДВО РАН. 2010. № 1. С. 14–24.
Ганелин В.Г. Верхний палеозой Колымо-Омолонского массива // Автореф. дисс. ... канд. геол. – мин. наук. М.: ГИН, 1973. 31 с.
Ганелин В.Г. Бореальная бентосная биота в структуре

- позднепалеозойского мирового океана // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1997. Т. 5. № 3. С. 29–42.
- Ганелин В.Г., Бяков А.С., Ведерников И.Л. и др.* Аутигенные карбонаты позднепалеозойских бассейнов Северо-Востока Азии // Мат-лы Всеросс. литол. совещания «Рифы и карбонатные псефитолиты». Сыктывкар, 2010. С. 47–49.
- Ганелин В.Г., Котляр Г.В.* Районирование и общая характеристика пермской системы на территории СССР. В кн.: Основные черты стратиграфии пермской системы СССР. / Под ред. Г.В. Котляра и Д.Л. Степанова. Л.: Недра, 1984. С. 15–29.
- Казак А.П., Копылова Н.Н., Толмачева Е.В., Якобсон К.Э.* Флюидно-эксплозивные образования в осадочных комплексах. СПб.: ВСЕГЕИ, 2008. 38 с.
- Калугин Х.И.* Стратиграфия пермских отложений западной части Охотско-Колымского водораздела // Мат-лы по геологии и пол. ископ. Северо-Востока СССР. Вып. 13. Магадан, 1958. С. 35–48.
- Лейн А.Ю.* Аутигенное карбонатообразование в океане // Литол. и полезн. ископаемые. 2004. № 1. С. 3–35.
- Лейн А.Ю., Иванов М.В.* Крупнейший на Земле метановый водоем // Природа. 2005. № 2. С. 19–25.
- Летников Ф.А.* Флюидный режим эндогенных процессов в континентальной литосфере и проблемы металлогении // Проблемы глобальной геодинамики. М.: ГЕОС, 2000. С. 204–224.
- Лимонов А.Ф.* Грязевые вулканы // Соросовский образовательный журнал. 2004. Т. 8. № 1. С. 63–69.
- Руженцев В.Е., Ганелин В.Г.* Руководящие среднекаменноугольные аммоноидеи на Омолонском массиве // Палеонтол. журн. 1971. № 1. С. 49–61.
- Страхов Н.М.* Основы теории литогенеза. Т. 1. Типы литогенеза и их размещение на поверхности Земли. М.: Изд-во АН СССР, 1960. 211 с.
- Устрицкий В.И.* История развития Северо-Востока СССР в позднем палеозое // Верхний палеозой Северо-Востока СССР. Л.: НИИГА, 1975. С. 54–75.
- Хардигов А.Э., Парада С.Г., Холодная И.А.* Литолого-фациальные условия золотоносности верхнепермских отложений Аян-Юрхского антиклинория Яно-Колымской складчатой области // Руды и металлы. 2009. № 2. С. 22–28.
- Briggs D.J.C.* Permian Productidina and Strophalosiidina from the Sydney – Bowen Basin and New England Orogen: systematic and biostratigraphic significance // Association of Australasian Paleontologists. Mem. 1998. P. 1–258.
- Ganelin V.G.* Brachiopods in the Late Paleozoic benthic biota of Northeast Asia // 6th International Brachiopod Congress. Abstracts. Melbourne, 2010. P. 43–44.
- Ganelin V.G., Tschernjak G.E.* Marine Basins of Northeast Asia // The Carboniferous of the World. III. Madrid: Instituto Tecnológico Geominero de Espana, 1996. P. 207–234.
- Hoar J.M., Coonrad W.L.* The United States Geological Survey in Alaska: Accomplishments 1975 m // Geol. Surv. Circ. 1976. № 733. P. 44.
- Lein A.Yu., Pimenov N.V., Ivanov M.V.* The isotopic composition of methane and products of its anaerobic microbial oxidation in the Black sea // Past and present water column Anoxia. Proc. NATO ARW 4–8. Oct. 2003. Sevastopol, 2003. P. 53–54.
- Reitner J., Peckmann J., Blumenberg M. et al.* Concretionary methane-seep carbonates and associated microbial communities in Black Sea sediments // Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol. 2005. Vol. 227. P. 18–30.
- Taboada A.C., Pagani M.A.* The coupled occurrence of *Cimmeriella-Jakutoproductus* (Brachiopoda: Productidina) in Patagonia: implications for Early Permian high to middle paleolatitudinal correlations and paleoclimatic reconstruction // Geologica Acta. 2010. Vol. 8. № 4. P. 513–534.
- Waterhouse J.B.* Permian Brachiopods of New Zealand // N.Z. Geol. Surv. Paleontol. Bull. 1964a. № 5. P. 1–287.
- Waterhouse J.B.* Permian Stratigraphy and Faunas of New Zealand // N.Z. Geol. Surv. Bull. 1964b. A.s. 72. P. 1–101.

11. Строение, состав и особенности формирования осадочного чехла Северо-Западной плиты Тихого океана (синтез сейсмостратиграфических и геологических данных)

В.Н. Патрикеев

На Северо-Западной плите Тихого океана по материалам сейсмического профилирования отраженными волнами и глубоководного бурения рассматриваются структура и особенности формирования осадочного чехла. Показано, что слой 2 океанической коры образует осадочно-вулканогенный чехол, формировавшийся в мезозое за счет переслаивания магматических и осадочных пород. Перекрывающие его отложения карбонатной (трансгрессивной) и кремнисто-глинистой (регрессивной) толщ отлагались в мелководном бассейне. Горизонт пестрых глин фиксирует продолжительный период наземного развития Северо-Западной плиты. Показано, что позднекайнозойская (среднемиоцен-четвертичная) часть чехла, представленная по данным глубоководного бурения тонким переслаиванием терригенных, биогенных и вулканогенных осадков, формировалась преимущественно придонными мутьевыми потоками на фоне интенсивных конседиментационных деформаций базальтового фундамента.

Patrikeev V.N. Structure, composition and peculiarities of the formation of the Northwestern Pacific plate sedimentary cover (a synthesis of seismostratigraphic and geologic data)

Structure and peculiarities of the formation of the sedimentary cover of the NW Pacific plate are considered from the continuous seismic profiling by seismic reflection method and the deep sea drill data. It is shown that the layer 2 of the oceanic crust forms the sedimentary-volcanogenic cover, formed in Mesozoic due to the interbedding of magmatic (basalts) and sedimentary. Unconformities in the sedimentary cover laminated part and the relationship between composition of sediments and a character of their reflection on the time sections (acoustic differentiation) are studied. The overlapping deposits of carbonate, transgressive and siliceous-argillaceous (opaque horizon), regressive strata were deposited on the shallow-water basin. A horizon of speckled clays fixes a durative (up to 80 mln. years) period of terrestrial development NW plate. It is shown that the sedimentary cover late Cenozoic part represented from the deep sea drilling data by a thin interbedding of terrigenous, biogenic and volcanogenic sediments was mainly formed by the near-bottom turbidity flows against the background of intensive consedimentary deformations of basaltic basement.

Введение

Концептуальными основами геологической интерпретации данных бурения и геофизических методов в океанах являются теории тектоники литосферных плит и пелагического седиментогенеза. Согласно первой Северо-Западная плита формировалась в пределах спредингового центра, субдцированного в Японском и Курило-Камчатском желобах. Пелагический седиментогенез начинался еще на вершине спредингового хребта и по мере перемещения плиты продолжался на его склоне и ложе океана с увеличением глубин на 2 км или более (высота хребта над ложем океана). Выше уровня карбонатной компенсации откладывались преимущественно карбонатные осадки, ниже – кремнисто-глинистые. Поэтому кажется вполне правомерным

вывод об относительно мелководном (600–1000 м) излиянии толеитовых лав на вершине хребта и более глубоководной седиментации пелагических осадков карбонатной и кремнисто-глинистой толщ на его склоне и ложе океана соответственно. При движении плиты к активной окраине континента осадконакопление становилось гемипелагическим, при этом вынос осадков на плиту через глубоководные желоба осуществлялся поверхностными течениями и они откладывались в гидродинамически спокойных условиях – «частица за частицей» [Мурдмаа, 1987].

Вместе с тем, постепенно накапливаются факты, которые трудно объяснить с позиций указанных теорий. Отметим, в частности, наличие

галечных горизонтов в скважине 581 в разрезе кремнисто-глинистой толщи [Initial..., 1982], прерыва в осадконакоплении (конденсированный разрез) между верхним мелом и средним миоценом [Точилина, 1985], наличие в районах активных окраин на океанических плитах абиссальных каналов с намывными дамбами [Ломтев и др., 1980, 1997; Mammerickx, 1980; Scholl et al., 1977].

Результаты геологической интерпретации временных разрезов сейсмического профилирования отраженными волнами, полученных ИМГиГ ДВО РАН в 1976–1989 гг., данные глубоководного бурения, полученные в рейсах 6, 19, 20, 32, 56, 57, 86 «Гломар Челленджер» позволили с новых позиций рассмотреть состав, строение и особенности формирования осадочного чехла Северо-Западной плиты Тихого океана. Геологическая интерпретация площадных сейсмических иссле-

дований, увязанных с материалами бурения [Патрикеев, 2009], позволила определить не только структуру отдельных толщ чехла, но и характер несогласий и форму осадочных тел, без которых невозможно судить об условиях их формирования. Общая протяженность профилей превышает 20000 погонных километров. Региональные профили отработаны с шагом 40–70 км, а на нескольких полигонах (разломы Тускарора, Хоккайдо, подводные горы, внешний склон желоба) – 5–25 км. Сейсмостратиграфическая привязка сейсмических профилей выполнена по скважинам DSDP 303, 304, 579, 580, 581 [Initial..., 1982; Initial..., 1973]. В статье в основном рассматривается район плиты между Курильским желобом и возвышенностью Шатского, для которого построены карты батиметрии и изопахит разновозрастных толщ осадочного чехла.

Строение Северо-Западной плиты Тихого океана (фундамент и осадочный чехол)

По данным бурения, в верхней части плиты залегает монотонная толща (D) гемипелагических глубоководных осадков – туффито-кремнисто-глинистая толща [Мурдмаа, 1987] среднего и позднего миоцена – плейстоцена мощностью до 0,5–1 км. Эта толща подстилается маломощным (до 40–60 м) горизонтом (C) пестрых немых глин. Под ним залегает кремнисто-глинистая толща конца раннего мела (B), сменяющаяся ниже по разрезу известняками карбонатной толщи (A), в отдельных районах с прослоями кремней и глин поздней юры – раннего мела. Осадочный разрез залегает на базальтовом фундаменте. Ниже дается характеристика этих образований в стратиграфическом порядке.

Базальтовый фундамент

Имеющиеся материалы позволяют судить о сейсмическом облике базальтового фундамента в довольно широком частотном диапазоне на значительной части Северо-Западной плиты. Так, в диапазоне частот 120–150 Гц в основном выделяется кровля базальтовых тел в виде резкой отражающей границы. В диапазоне частот 40–80 Гц отражения от кровли базальтов являются многофазными с длительностью отраженного сигнала до 0,3 с. В районах со спокойным рельефом в базальтовом фундаменте часто прослеживаются протяженные отражающие площадки. На разрезах МОГТ с миграцией в низкочастотном (10–20 Гц) диапазоне в слое 2 океанической коры преобладают протяженные (десятки километров) слабоинтенсивные фазы отраженных волн [Патрикеев, 2009]. Эти

материалы свидетельствуют о расслоенности базальтового фундамента и, в целом, слоя 2 океанической коры, которая может быть связана с переслаиванием базальтов и осадочных отложений.

Такое переслаивание платобазальтов с осадками установлено по данным бурения в других районах запада Тихого океана [Рудич, 1984]. Например, в абиссальной котловине Науру (скв. 462) в верхней 550-метровой толще слоя 2 базальты переслаиваются с пирокластическими и осадочными породами, представленными туфогенными песками с галькой базальтов и алевролитов [Initial..., 1981].

На переслаивание платобазальтов с осадками могут указывать «окна» и ярусное строение базальтового фундамента, часто наблюдаемое на разрезах у западного подножия возвышенности Шатского [Патрикеев и др., 1997]. Возраст фундамента определялся по фауне в перекрывающих его отложениях. Так, при движении с северо-запада на юго-восток эти определения следующие: скв. 303 – баррем; скв. 304 – валанжин; скв. 195 – валанжин; скв. 197 – валанжин; скв. 307 – валанжин; скв. 198 – поздняя юра (?) – ранний мел. Из этих материалов видно, что предположение об омоложении возраста базальтов в северо-западном направлении не убедительно.

Карбонатная толща (A)

Охватывает интервал сейсмического разреза от кровли базальтового фундамента до времени, на котором отмечается резкое увеличение интенсивности отраженных волн. Карбонатная толща

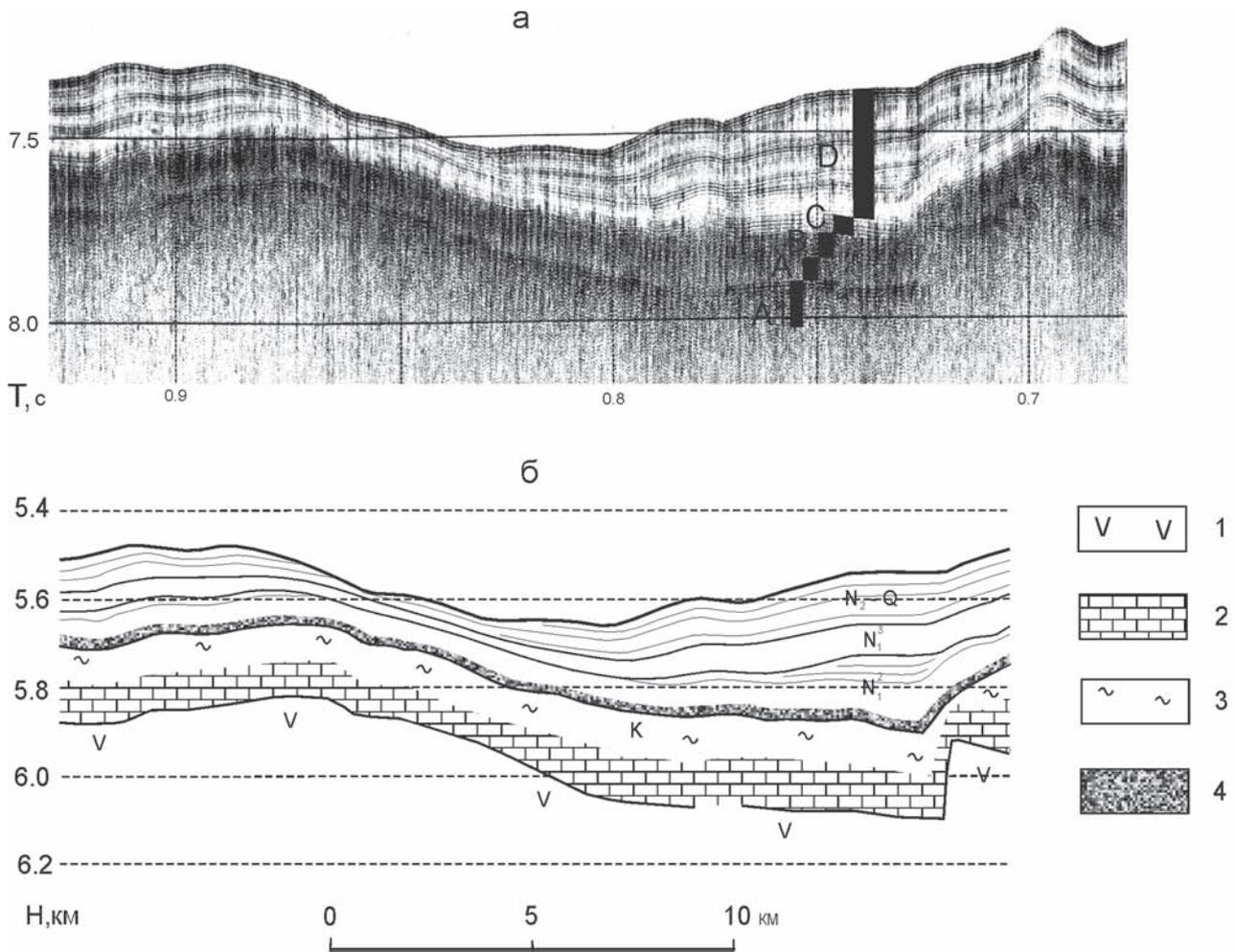


Рис. 11.1. Временной (а) и глубинный (б) разрезы осадочного чехла Северо-Западной котловины Тихого океана: А1 – базальтовый фундамент; А – карбонатная толща; В – кремнисто-глинистая толща (нижний мел); С – горизонт пестрых глин; D – кремнисто-глинистая толща (поздний кайнозой).

1 – базальтовый фундамент; 2 – карбонатная толща; 3 – кремнисто-глинистая толща (нижний мел); 4 – горизонт пестрых глин

имеет отчетливую подошву и неровную, с холмами и карманами, кровлю. На большей части исследуемой территории она является акустически прозрачной, что определяется однородным литологическим составом, представленным известняками (рис. 11.1). На трех массивах возвышенности Шатского, осадочный чехол которых сложен преимущественно карбонатами, сейсмический облик толщ существенно отличный. Его определяет множество протяженных отражений различной интенсивности, связанных, по данным бурения, с прослоями окремнелых известняков.

Мощность толщ А имеет максимальные значения до 500 м на возвышенности Шатского и в окрестности ее южной части. К северо-западу в направлении вала Хоккайдо она уменьшается до полного выклинивания (рис. 11.2). Вблизи сква-

жин 303, 304 мощность карбонатной толщ составляет около 40 м, возрастной диапазон – 128–135 млн лет, скорость осадконакопления около 6 м/млн лет [Initial..., 1973].

Осадконакопление осуществлялось при наличии придонных течений, так как эта толща выполняет расчлененный, домеловой палеорельеф, широко развитый в южной части котловины. Неровная, с холмами и карманами, кровля толщ, по-видимому, указывает на ее размыв.

Кремнисто-глинистая толща (В)

Завершает фаунистически охарактеризованный разрез мезозойского чехла. По данным бурения, толща (В) сложена глинами с прослоями и желваками биогенных кремней. По площади и разрезу соотношение кремнистого и глинистого материала

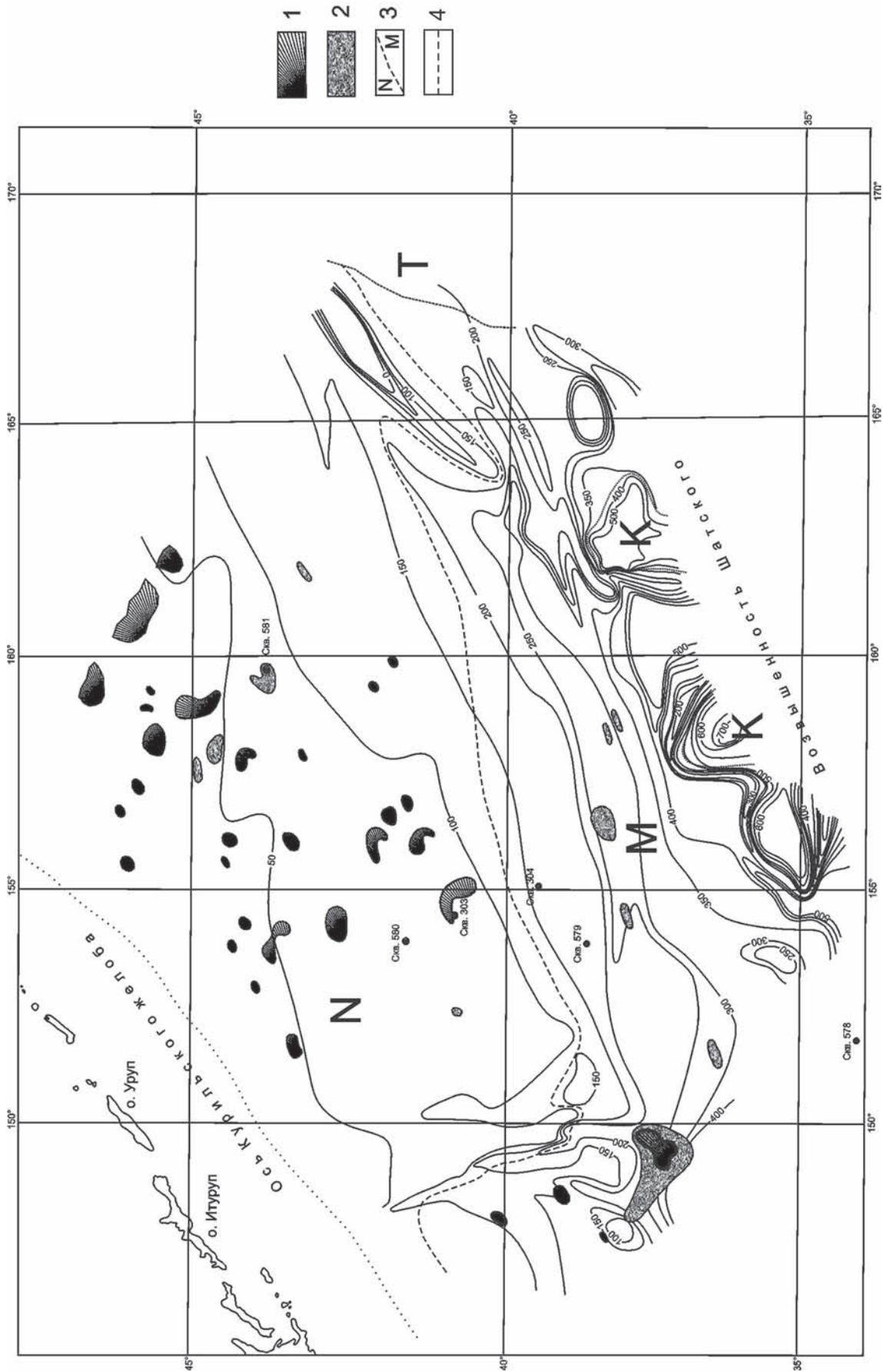


Рис. 11.2. Схема изопахит мезозойского чехла.

1 – абразивные поверхности в кровле базальтового фундамента; 2 – галечные горизонты в кровле мезозойских отложений; 3 – области распространения мезозойских отложений (М – карбонатных и кремнисто-глинистых; N – кремнисто-глинистых; K – карбонатно-кремнистых; T – терригенных); 4 – уровень распространения карбонатной толщи

значительно меняется. В отдельных районах (скв. 304, 581) доля кремней в разрезе резко возрастает. Глины тонкодисперсные, цеолитсодержащие. Кремнистый материал представлен высокопреобразованной халцедон-кварцевой модификацией. Скорость осадконакопления составляет около 5 м/млн лет.

Толща имеет уникальный сейсмический облик и высокую акустическую дифференциацию разреза при скорости распространения продольных волн в нем свыше 3 км/с. На временных разрезах она характеризуется интерференцией разнонаклонных фаз волн высокой интенсивности (см. рис. 11.1). Такой характер отражений от границ внутри этой толщи можно объяснить высокой дислоцированностью слагающих ее отложений либо линзовидным залеганием кремней с размерами линз в плане не более первых сотен метров. Для изучения тонкой структуры толщи (В) выполнены специальные сейсмические исследования на

полигоне 7, в результате которых показано, что ее строение определяется линзовидно-бугристым залеганием кремней [Патрикеев, 2009].

Линзовидно-бугристо-слоистое строение кремнисто-глинистой толщи с неровной стратиграфически размытой (с карманами) подошвой наблюдается в пределах площади распространения карбонатной толщи. На вале Хоккайдо и северной одноименного разлома она обычно залегает на базальтовом фундаменте, поэтому имеет стратиграфически четкую подошву. Кровля толщи, как правило, шероховатая с амплитудами неровностей до первых десятков метров. Следует отметить, что ее бугристо-линзовидное строение наблюдается также в районах, где подстилающие породы, включая кровельные траппы, залегают субгоризонтально и тектонически не деформированы. В плане такое строение толща имеет на вале Хоккайдо, большей части Северо-Западной котловины и на северных отрогах возвышенности Шатского.

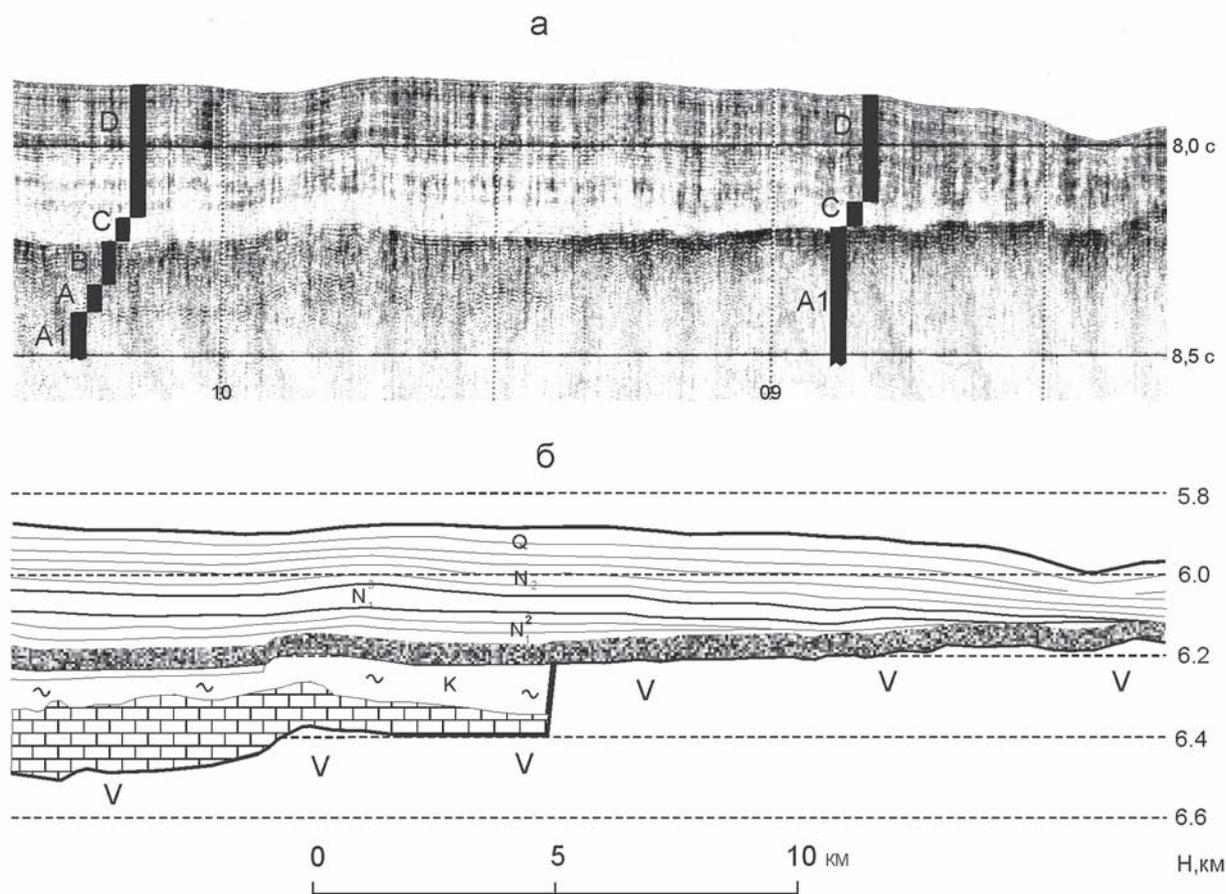


Рис. 11.3. Разрезы, иллюстрирующие абразионную поверхность в кровле базальтового фундамента и подошвенное прилегание кремнисто-глинистой толщи позднего кайнозоя D.

Условные обозначения см. на рис. 11.1

С приближением к южной части этой возвышенности в разрезе толщи (В) появляются линзы и пачки горизонтально и косослоистых осадков. На плите Картографов, между возвышенностью Шатского и Императорским хребтом, она характеризуется высокой акустической дифференциацией, имеет горизонтально слоистое строение и, по-видимому, четкие стратиграфические ограничения.

Мощность толщи (В) постепенно возрастает от 0 до 50 м на вершине вала Хоккайдо на широте Средних Курил и окрестностях одноименного разлома (зона выклинивания) до 300 м к юго-востоку у подножия возвышенности Шатского. Таким образом, площадь развития кремнисто-глинистой толщи шире, чем карбонатной. Увеличение ее мощности сопровождается омоложением осадков в кровле (диахронная граница) от 94 (скв. 303, 304) до 85 (скв. 196) и 80 млн лет в скв. 198. На вале Хоккайдо и его восточном борту кровля толщи часто залегает на одном гипсометрическом уровне с базальтовым фундаментом (в его «окнах») и отсутствует в пределах обширных абразионных поверхностей в кровле базальтового фундамента, что может свидетельствовать о ее размыве (см. рис. 11.1, 11.3). Следует отметить, что на карте изопакит показана только часть абразионных поверхностей, которая не затронута позднекайнозойскими деформациями, широко распространенными на вале Хоккайдо. В скважине 581 обнаружено несколько прослоев аргиллитовой и кремнистой гальки местных пород, что может указывать на близость береговой линии.

Горизонт пестрых глин (С)

По данным бурения (скв. 436, 580, 303, 304, 578 и др.), горизонт сложен немymi глинами от желтого до темно-коричневого цвета и практически везде залегает между фаунистически охарактеризованными отложениями мела и позднего кайнозоя. Его сейсмический облик очень изменчив в пределах региона исследований. Так, на западе и юго-западе региона горизонт является акустически прозрачным, имеет сейсмический облик, зачастую сходный с перекрывающими его отложениями. На севере и северо-востоке он характеризуется отражениями слабой и средней интенсивности и короткой (менее 10 км) протяженности. В этих районах горизонт облекает подстилающие отложения мезозоя и базальтового фундамента, а его мощность (20–40 м) выдержана на значительных по площади участках плиты. В южной части региона, в районе главного абиссального русла, пестроцветные глины выполняют с облеканием пологие депрессии в меловом рельефе плиты и характеризуются субгоризонтальными отражениями средней интенсивности и значительной протяженности.

По сейсмическим материалам установлено отсутствие либо сокращенная мощность пестрых глин на некоторых участках плиты, что связано с их размывом и переотложением в депрессиях, где они залегают горизонтально с увеличением протяженности и интенсивности границ. Размыв и переотложение пестрых глин происходили, в основном, в конце среднего – начале позднего миоцена, о чем свидетельствуют остатки радиолярий и диатомей в верхней части горизонта в скважине 578 и остатки зубов рыб в скважине 436. Следует полагать, что в меньших масштабах этот процесс продолжался и в более позднее, до среднего плиоцена, время, поскольку отложения низов толщи D мощностью 20–40 метров в целом, либо отдельные ее пропластки, окрашены не в серый и зеленый, а в желтый и, иногда, коричневый цвета. По-видимому, размыв пестрых глин осуществлялся контурным течением и турбидитными потоками с бортов абиссальных холмов, гор и тектонических уступов.

Таким образом, горизонт пестрых немых глин фиксирует в разрезе продолжительный этап (до 80 млн лет) терригенного с очень низкой скоростью (менее 0,5 м в млн лет) осадконакопления. В отличие от красных глубоководных глин, выходящих на дно в центральных частях Тихого океана, пестрые глины по материалам глубоководного бурения не содержат фауну и железомарганцевые конкреции, хотя имеют сходный состав, цвет и также характеризуются низкими скоростями осадконакопления. Поэтому бытующее сейчас представление о глубоководном генезисе этих осадков является далеко не бесспорным.

Туффито-кремнисто-глинистая толща (D)

Толща развита на всей плите, за исключением склонов подводных гор, молодых тектонических уступов и некоторых эрозионных промоин. Предшествующими сейсмическими исследованиями показано, что ее мощность сокращается на восток от вала Хоккайдо и к югу и востоку от возвышенности Обручева [Initial..., 1975; Scholl et al., 1977; Ewing et al., 1968]. Минимальные мощности (менее 50 м) обнаружены на возвышенности Шатского и плите Картографов, южнее 38-й параллели [Тектоника..., 1988], а также в окрестностях гор Мид Пасифик [Проблемы..., 1983; Ewing et al., 1968]. По данным бурения, эта толща в значительной степени, от 60% до 80%, представлена терригенным материалом, а на возвышенности Шатского – исключительно биогенным. Некоторые исследователи [Лисицин, 1988; Мурдмаа, 1987] для этой толщи предлагали модель гемипелагического седиментогенеза – осаднения взвеси из водной толщи в виде «снегопада частиц» либо по пеллетному механизму посредством биотурбации.

Транзит терригенных осадков с прилегающих кордильер на плиту через смежные желоба связывали с деятельностью поверхностных течений [Initial..., 1975; Scholl et al., 1977], а разнос тонкого витрокластического пепла с наземных вулканов – с ветрами и течениями. Считалось [Лисицин и др., 1970], что преобладание алеврито-пелитовых и пелитовых илов с низким содержанием фракций крупнее 0,05 мм в разрезах свидетельствует о малой подвижности придонных вод, не препятствующих осаждению даже самых мелких частиц. В связи с этим представляется интересным рассмотреть, насколько согласуются эти представления с сейсмическими и геологическими материалами в исследуемом районе.

Состав и акустическая дифференциация толщи D

По сейсмическим данным в частотном диапазоне 120–150 Гц, в разрезе толщи D переслаиваются акустически прозрачные (однородные по составу и толщиной существенно меньше пяти метров) и акустически контрастные (дифференцированные по составу и толщиной близкой и больше 5 м) пачки с протяженными границами. Акустически контрастные пачки слагают большую часть разреза вала Хоккайдо; акустически прозрачные горизонты выделяются, в основном, в нижней его части. С удалением от вала Хоккайдо акустически прозрачные горизонты появляются в средней и даже верхней частях толщи D. Региональной особенностью сейсмического облика толщи является ее акустическое «осветление» к востоку от вала Хоккайдо. Сейсмические разрезы толщи D, полученные в частотном диапазоне 40–60 Гц, являются акустически прозрачными.

По данным бурения, в толще D переслаиваются диатомовые, реже радиоляриевые алевритистые илы, глины, аргиллиты преимущественно зеленого и серого цветов с тонкими прослойками вулканического пепла. Цвет отложений свидетельствует об относительно интенсивном поступлении терригенного и биогенного осадочного материала с повышенным содержанием органического вещества, обеспечивающего развитие восстановленного слоя. В нижней части толщи выделяется слой толщиной 20–40 м, который в значительной степени сложен фаунистически охарактеризованными пестрыми глинами, в основном, желтого, иногда коричневого цветов.

Текстура и вещественный состав толщи, полученные путем отбора проб из керна скважин DSDP 436, 578, 579, 580, 581 [Initial Core..., 1982; Initial..., 1973], свидетельствуют, что она характеризуется тонким переслаиванием терригенного, биогенного и вулканогенно-осадочного материала

[Патрикеев, 2009]. Во всех скважинах терригенный материал слагает большую часть разреза (в среднем 60%), а в разрезе самой южной и наиболее удаленной от островных дуг скважины 578 его доля увеличивается до 82%. Терригенный материал представлен преимущественно тонкозернистыми разностями (пелитовыми и алевритовыми), в меньшей степени грубозернистыми (песками). Содержание песчаной фракции в целом по разрезам скважин изменяется от 9% до 20%. Оно увеличивается в разрезах скважин 579–581, расположенных в северной части района исследований, юго-восточнее Курильской островной дуги, и составляет 16–20%. В разрезах скважин 436 и 578, пробуренных юго-восточнее Японской островной дуги, содержание песчаной фракции уменьшается до 9–12%, причем наименьшее ее значение (9%) устанавливается в разрезе наиболее близко расположенной к дуге скважины 436.

Биогенный осадочный материал слагает в среднем чуть более трети разреза скважин 579–581, расположенных в северной части района исследований, юго-восточнее Курильской островной дуги. Южнее, на участке плиты юго-восточнее Японской дуги, его доля уменьшается до 22% и 10% в разрезах скважин 436 и 578 соответственно. В биогенном осадочном материале преобладают створки диатомей, в меньшей степени раковины радиолярий (алевро-пелитовые и пелитовые илы).

Вулканогенно-осадочный материал, представленный вулканическим стеклом, в алевритовой разности рассеян по всему разрезу толщи D и, как правило, в грубозернистой разности (пески) слагает прослойки пепла толщиной от первых сантиметров до полуметра. Содержание этого материала в толще D достигает максимальных значений 18% на вале Хоккайдо (скважина 436), в юго-восточном направлении его доля уменьшается до 9% (скважина 580) и до 7% (скважины 579, 578). В пепловых прослоях часто наблюдается нормальная градационная слоистость.

Особый интерес при изучении условий формирования отраженных волн представляют кривые изменения вещественного и гранулометрического состава по разрезу скважин [Патрикеев, 2009], которые подтверждают, что разрезы толщи D сложены тонкими (часто менее метра) слоями, представленными в разных соотношениях терригенным, биогенным и вулканогенным материалом. Тонкие слои формируют пачки толщиной от первых до нескольких десятков метров с относительно однородным терригенным и терригенно-биогенным составом, либо дифференцированным составом, представленным тонким переслаиванием преимущественно терригенных и терригенно-биогенных

отложений. Кроме того, эти пачки содержат в различных концентрациях рассеянный вулканический материал и многочисленные тонкие прослои пепла, число которых может резко изменяться. Например, в разрезе скважины 580 сверху залегают две пачки, толщиной соответственно 31 и 14 метров, характеризующиеся слабой дифференциацией терригенного и биогенного материала, но отличающиеся различными средними содержаниями этих компонентов в пределах каждой из них. Различное содержание в них пепловых прослоев свидетельствует о неоднородном вещественном, а, поскольку пепловые прослои, в основном, сложены песчаными фракциями, и гранулометрическом составе.

Наиболее важной характеристикой разрезов толщи D, определяющей ее высокую или низкую акустическую дифференциацию, является соотношение терригенного и биогенного материала в разных слоях. Анализ кернов показывает, что содержание терригенного материала в отдельных тонких слоях варьирует от 30 до 100%, биогенного – от 0 до 70%. Поскольку кремнистые осадки отличаются от терригенных высокой пористостью и в сухом состоянии очень низкой плотностью (0,4–0,9 г/см³), то переслаивание этих осадков должно отображаться на сейсмических разрезах в виде контрастных пачек. Однородный состав пачек, сложенных чисто терригенным, либо слабодифференцированным биотерригенным материалом, соответствует акустически прозрачным горизонтам на сейсмических разрезах, дифференцированный состав – акустически контрастными горизонтам. Предполагается, что особенности такого переслаивания осадков определяют акустическую контрастность толщи D в пределах большей части северо-западной плиты Тихого океана.

Отдельные пепловые прослои, встречающиеся по всему разрезу толщи, в связи с их малой мощностью не могут формировать интенсивных отражающих границ. Однако, если толща разбивается на ряд пачек с различной насыщенностью этими прослоями, то это может привести к увеличению интенсивности волн, отраженных от этих пачек. Обычно такие пачки характеризуются средней акустической дифференциацией.

Несогласия и формы осадочных тел

Наиболее полные разрезы толщи D вскрыты в скважинах 436 на вале Хоккайдо и 581 в окрестностях разлома Хоккайдо. Здесь в подошве чехла залегают гемипелагические терригенные осадки среднего миоцена. Южнее разлома Хоккайдо в скважинах 303, 304, а также в 578, расположенных между валом Хоккайдо и возвышенностью Шатского, осадки в подошве этой толщи имеют

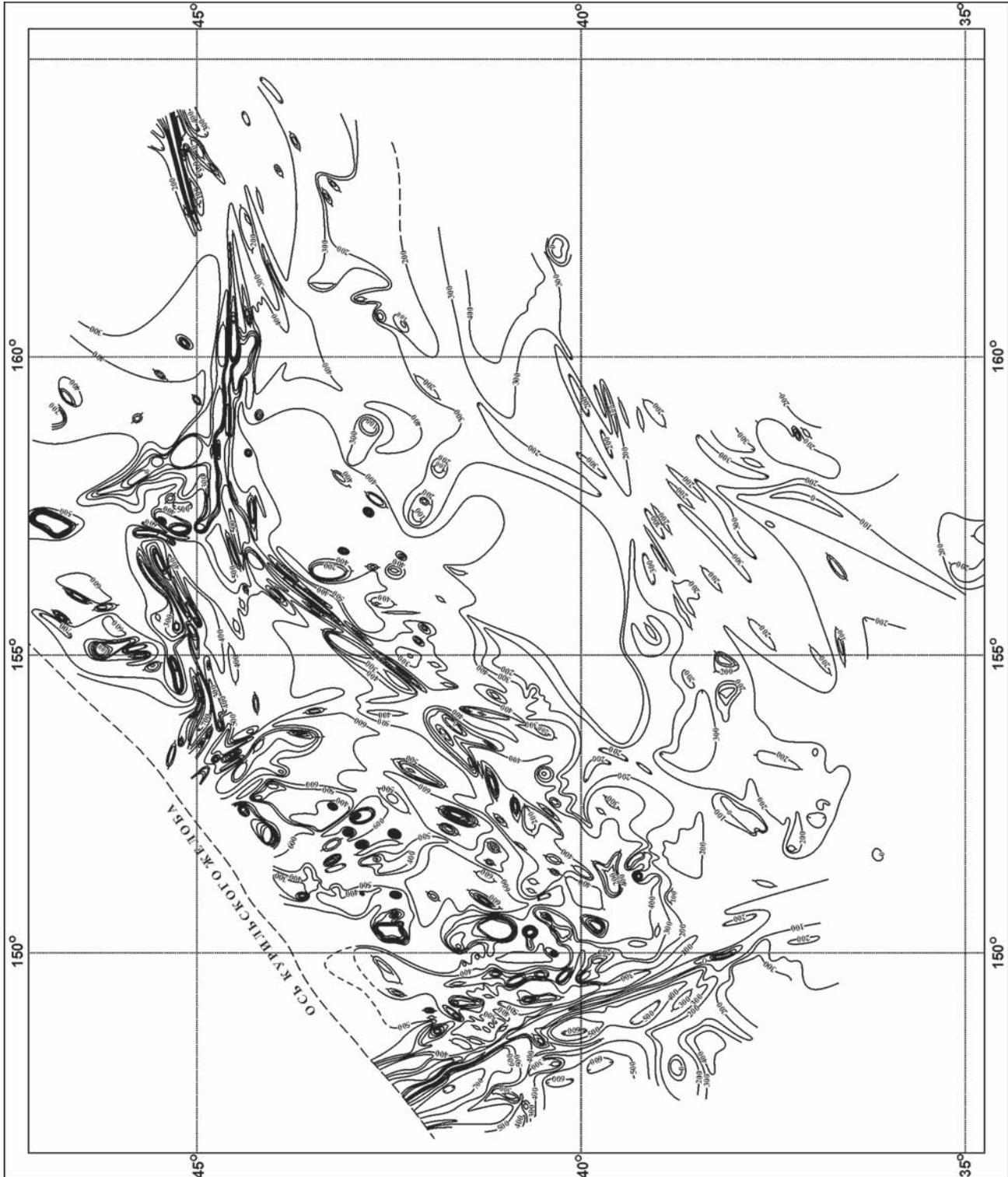
верхнемиоценовый возраст. Следовательно, материалами бурения на участке плиты между Курильским, Японским желобами и возвышенностью Шатского устанавливается омоложение возраста осадков в низах толщи D к югу, юго-востоку, что определяет ее подошву как диахронную границу.

По сейсмическим материалам, в подошве толщи D, а в отдельных случаях несколько выше ее, устанавливается региональное угловое несогласие [Ломтев и др., 1997], которое по [Обстановки..., 1990; Сейсмическая..., 1982] определяется как подошвенное прилегание (см. рис. 11.3). Формирование данного несогласия с учетом омоложения возраста осадков в подошве толщи связано с проградацией осадков к югу, юго-востоку, что также следует из конфигурации изопахит (рис. 11.4). Скрытое угловое несогласие намечается в подошве толщи D между скважинами 581, 303, 304 и 578, поскольку на расстоянии около 500 км мощность осадков уменьшается от 400 до 200 м.

Часто наблюдается налегание осадков этой толщи на склоны поднятий (рис. 11.5), гор, абиссальных холмов и линейных гряд. Такое угловое несогласие формируется при продольном заполнении осадками депрессий рельефа. Распространены несогласия в кровле толщи D или вблизи нее. Среди них выделяются эрозионные врезы в руслах абиссальных каналов, в долинах, широко развитых на вале Хоккайдо и его восточном склоне (рис. 11.6), а также в подножии гор и абиссальных холмов при их огибании придонными течениями (рис. 11.7). Также отмечается налегание в подошве русловых турбидитов. Переотложенные при размыве или оползании осадки обычно локализуются в переуглубленных грабенах океанических разломов и долинах.

На картах батиметрии [Патрикеев, 2009] и изопахит осадочного чехла (см. рис. 11.4) северо-западнее возвышенности Шатского выделяется главное русло абиссальной меандрирующей долины. В пределах исследуемой части плиты она прослеживается в юго-западном направлении и с обеих сторон окружена обширными осадочными лопастями, а при подходе близко к возвышенности осадочная лопасть располагается с одной западной стороны. На вале Хоккайдо и его восточном склоне можно наметить несколько долин юго-восточного направления, которые при подходе к главному руслу абиссальной долины поворачивают в южном или юго-западном направлении. Извилистые очертания этих долин, сложная форма осадочных лопастей в плане связаны с горнохолмистым рельефом ложа и особенностями обтекания топографических препятствий придонными потоками. Однако большинство долин и осадочных лопастей, уверенно выделяемых на сейсмиче-

Рис. 11.4. Карта
изопахит осадочного
чехла кайнозойско-
го возраста Северо-
Западной плиты Ти-
хого океана



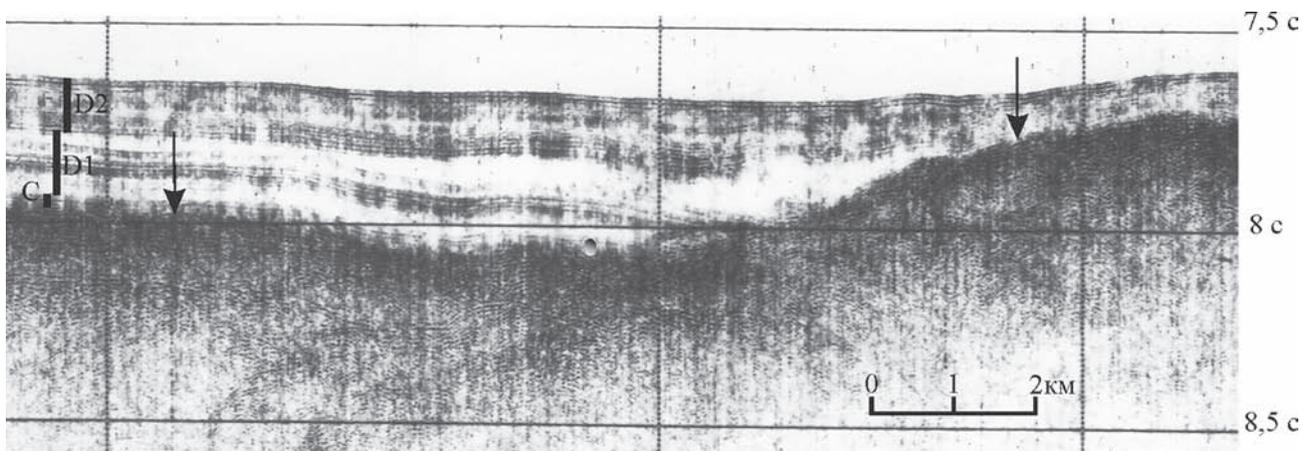


Рис. 11.5. Фрагмент временного разреза, иллюстрирующий налегание позднекайнозойских осадков на уступ тектонической ступени в основании западного склона северных отрогов возвышенности Шатского. Стрелками на рис. 11.5–11.7 показана кровля толщи мезозойского возраста

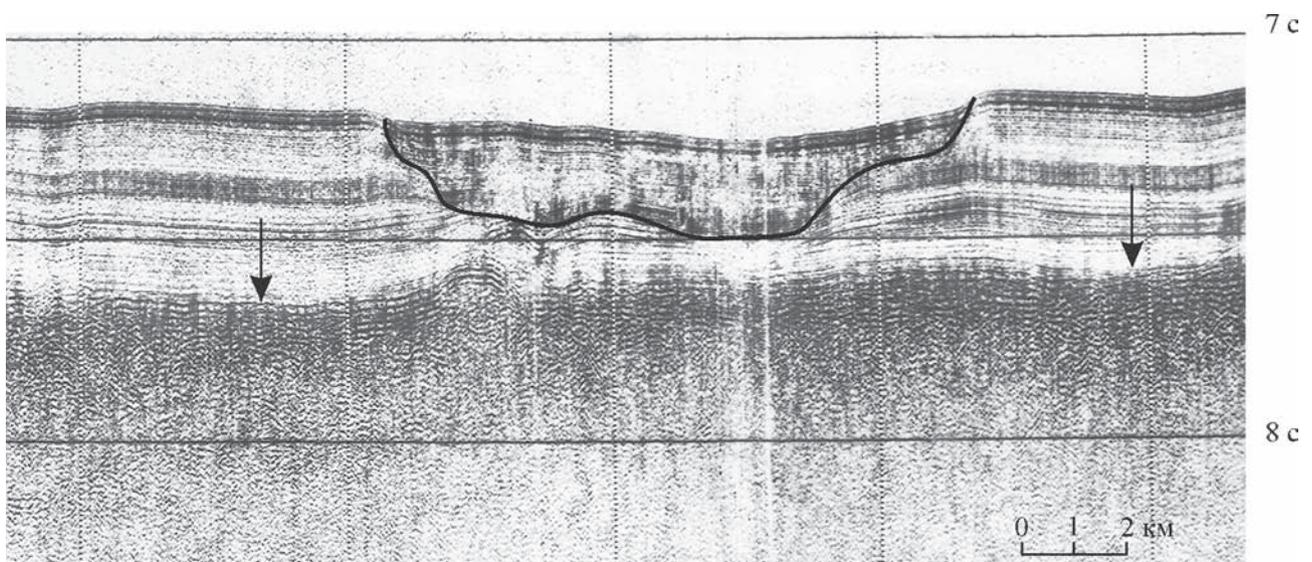


Рис. 11.6. Фрагмент временного разреза, иллюстрирующий компенсированную плейстоценовыми отложениями эрозионную долину на вале Хоккайдо

ских разрезах, не проявляются на картах изопахит и батиметрии. Это связано с разрывом долинной сети в результате конседиментационных деформаций базальтового фундамента, отмиранием отдельных ее участков и частичной или даже полной компенсации их осадками.

Процесс формирования толщи D

Слабая акустическая дифференциация верхней части толщи на юго-востоке района исследований связана, судя по разрезу скважины 578, с преиму-

ущественно терригенной седиментацией в этом районе и подтверждает обусловленность такой акустической дифференциации однородным составом осадков. Высокая акустическая дифференциация в толще D, судя по разрезам скважин 579 и 580, определяется переслаиванием терригенных и терригенно-биогенных осадков. Последнее свидетельствует о невыдержанном, импульсивном режиме осадконакопления в пределах рассматриваемой части плиты в позднем кайнозое. Главной его особенностью является чередование корот-

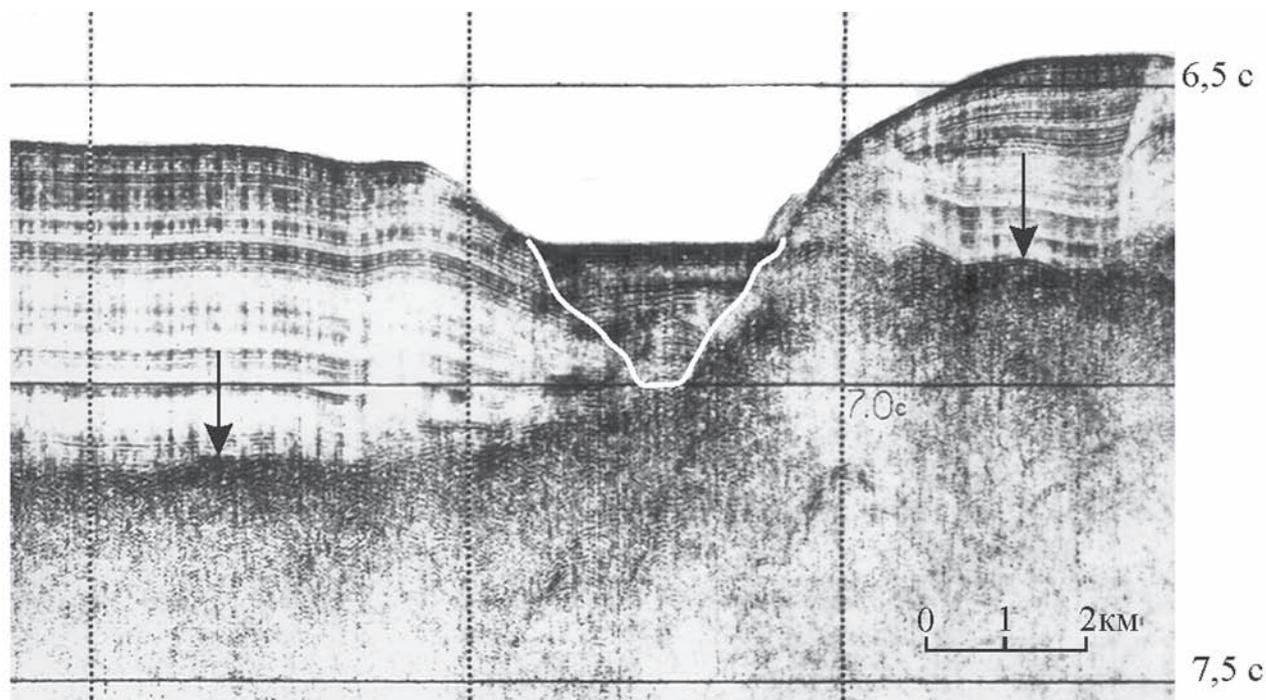


Рис. 11.7. Фрагмент временного разреза, иллюстрирующий частично компенсированную плейстоценовыми отложениями долину в основании холма на вале Хоккайдо

ких периодов относительно быстрого накопления терригенных турбидитов с продолжительными периодами относительно спокойного осадения гемипелагических осадков, включая их перенос, отложение и переотложение контурным течением к юго-западу. Дополнительным аргументом в пользу указанной трактовки сейсмического облика толщи D служит расчет продолжительности формирования элементарного слоя терригенных турбидитов. Так, при скорости движения придонного потока, с которой начинается эрозия илистого дна, равной 0,06 м/с [Кеннет, 1987], расстояние 1000 км он пройдет за 193 суток. Следовательно, на таком коротком отрезке времени разбавлением турбидитов биогенным кремнеземом можно пренебречь. Однако за счет эрозии дна, сложенного биогенными осадками, турбидитные потоки все же в некоторой степени насыщаются ими.

Поскольку толщина слоя терригенных осадков, отложенных отдельным турбидитным потоком, обычно не превышает нескольких сантиметров, то вариации состава отложений с глубиной определяются как скоростью биогенной аккумуляции, так и количеством турбидитных потоков в единицу времени и мощностью каждого из них. Следовательно, слои значительной мощности, сложенные преимущественно терригенным материалом,

могли накапливаться в результате интенсивного движения турбидитных потоков, следовавших друг за другом в довольно короткие промежутки времени, в течение которых они не могли существенно разбавляться биогенным материалом. На сейсмических разрезах эти слои в зависимости от поступления вулканогенных осадков характеризуются обычно слабой акустической дифференциацией либо являются акустически прозрачными. Участки разреза с сильно дифференцированным содержанием терригенного и биогенного материала могли накапливаться в условиях чередования периодов интенсивного движения турбидитных потоков с периодами затишья, в течение которых частота потоков уменьшалась и происходило, в основном, осаднение биогенных осадков. На сейсмических разрезах эти участки характеризуются высокой акустической дифференциацией. Слои со слабой вариацией содержания терригенного и биогенного материала могли накапливаться при равномерной частоте турбидитных потоков в условиях, когда эти потоки размывали тонкие прослои биогенного материала, накопленного в период времени между ними, и в некоторой степени насыщались им. На сейсмических разрезах эти слои обычно характеризуются слабой акустической дифференциацией.

Имеющиеся сейсмические материалы позволяют оценить мощность, динамику или относительную скорость и направление движения этих потоков. Мощность потоков определяется по глубине вреза долин конусов выноса, которая на восточном склоне вала Хоккайдо достигает 200 м, либо по особенностям налегания и облекания уступов палеорельефа осадками. Так (см. рис. 11.5), осадки горизонта D1 полого и с некоторым снижением налегают на уступ тектонической ступени в основании западного склона возвышенности Шатского. Осадки горизонта D2 своей нижней частью также, но с пологим подъемом, налегают на этот уступ. Своей верхней частью они с утонением налегают на пологий борт уступа. При высоте последнего 220 м и мощности горизонтов D1 и D2 120 и 160 м соответственно можно сделать вывод, что мощность мутьевых потоков, отлагавших здесь осадки, измеряется десятками метров. Поскольку долина рассматриваемого конуса выноса располагается западнее, то данный пример характеризует ту часть потока, которая переливается через вершину смежной намывной дамбы. Следует заметить, что спокойное налегание осадков с облеканием пассивного уступа можно рассматривать и как результат деятельности контурного течения той же мощности.

В рассмотренном выше случае (см. рис. 11.5) отсутствие эрозионной долины вдоль уступа и спокойное налегание осадков на него указывают на относительно малые скорости мутьевых потоков или контурного течения к югу. В то же время в районе вала Хоккайдо и одноименного разлома в основании практически всех тектонических уступов, подводных гор и холмов наблюдаются долины конусов выноса и эрозионные промоины. Осадочные лопасти конусов располагаются в межгорных проходах или на некотором удалении от уступов. Следовательно, скорость мутьевых потоков здесь существенно выше.

Сейсмические исследования в районах подводных гор и холмов вала Хоккайдо показывают, что рельеф дна и распределение мощности осадков отличаются от модели стационарного взвешенного течения, мощность которого превышает

высоту топографических препятствий. В соответствии с этой моделью эрозионная промоина (моут) располагается с «наветренной» стороны выступа, а основная осадочная лопасть – с «подветренной» (зона завихрения потока) [Тектоника..., 1988]. На вале Хоккайдо, в отличие от этой модели, моуты и осадочные лопасти конусов выноса, как правило, располагаются по бокам выступов рельефа с северо-западной и юго-восточной сторон, а «наветренные» и «подветренные» осадочные тела развиты слабее или совсем не наблюдаются. Из этих данных следует, что: а) придонные мутьевые потоки имели малую в сравнении с выступами рельефа мощность и обтекали их; б) исходя из расположения моутов и осадочных лопастей относительно гор и холмов, движение придонных мутьевых потоков в этой части плиты происходило в юг-юго-западном направлении.

Сейсмические материалы свидетельствуют, что заполнение депрессий вала Хоккайдо и зоны одноименного разлома происходило в результате надстраивания конусов выноса при переливе из долин мутьевых потоков через смежные намывные дамбы (осадочные лопасти). Углы падения на склонах долин достигают 0,8–1,3°. При выходе в котловину потоки распластовывались, долины конусов расширялись, а глубина их вреза уменьшалась, что фиксируется по уменьшению углов падения слоев на склонах дамб и их снижению. В краевой части котловины формировались дистальные окончания конусов выноса с пологими (15–30°) клиноформами. Надстраивание подводных конусов Северо-Западной плиты происходило в процессе ее конседиментационных деформаций, что видно по утонению осадков на сводах растущих поднятий и абиссальных холмов и увеличению мощности в смежных депрессиях. В связи с этим аккумулятивные «шапки» холмов и подводных гор Северо-Западной плиты, которые рассматривают как результат деятельности топовихрей в водной толще океана [Тектоника..., 1988], по-видимому, имеют другую геологическую природу и могут возникать в результате постседиментационного тектонического воздымания.

Обсуждение результатов

Из рассмотренных материалов следует ряд геологических выводов.

Этапность формирования осадочного чехла

В результате проведенных исследований осадочного чехла Северо-Западной плиты можно выделить три крупных этапа в его формировании.

Первый охватывает период времени конец юры – ранний мел. Для его начала характерно карбонатное осадконакопление, интенсивность и скорость которого значительно увеличивается в юго-восточной части района исследований. Осадки откладывались при наличии придонных течений на глубинах океана не более 1000 м [Рудич, 1984] (на пузырьчатые базальты в скважинах 303, 304). Поэтому связывать выклинивание этих отложе-

ний (см. рис. 11.2) с резким многокилометровым погружением дна океана на глубины ниже уровня карбонатной компенсации (УКК) в районе чуть севернее этих скважин нет никаких оснований. К примеру, здесь отсутствуют какие-либо признаки такого крупного уступа. Размыв кровли этой толщи свидетельствует о том, что значительная часть исследуемой территории в раннем мелу могла подниматься выше уровня океана.

В конце этого периода осадконакопление изменилось на кремнисто-глинистое с уникальным, совершенно нехарактерным для пелагических областей океана строением осадочных тел. Во-первых, это линзовидное строение кремнистых отложений с латеральными размерами до первых сотен метров, во-вторых, тонкое переслаивание биогенных и терригенных осадков. Все это предполагает резкое и многократное пространственно-временное изменение условий осадконакопления в океане от чисто биогенного (кремнистого) до терригенного (пестрые немые глины). Переменные условия седиментогенеза типичны для мелководных или субаэральных осадков [Сейсмическая..., 1982]. Они связаны с колебаниями уровня моря, латеральной миграцией береговых линий, русловыми и эоловыми процессами и отражаются в пестроте литологического состава осадков по латерали и вертикали на небольших расстояниях, измеряемых сотнями метров – километрами. Если учесть признаки абразии в период накопления кремнисто-глинистой толщи, установленные по сейсмическим материалам и данным бурения (абразионные плато, см. рис. 11.2, 11.3 и прослой аргиллитовой и кремнистой гальки в скважине 581), то утверждение о глубоководных условиях формирования этой толщи, по-видимому, является ошибочным.

Следующий, наиболее продолжительный этап накопления осадков на Северо-Западной плите охватывает период времени поздний мел – ранний миоцен. Для него характерна крайне низкая скорость накопления горизонта пестрых немых глин (конденсированный разрез). По аналогии с красными глубоководными глинами современных океанов они рассматриваются как пелагические. Однако в отличие от них ни в одной из скважин в пестрых глинах не обнаружено морской фауны и железо-марганцевых конкреций, характерных для красных глин, за исключением самой верхней переотложенной части, толщина которой составляет первые метры. По условиям залегания (пласт выдержанной мощности) и крайне низкой скорости осадконакопления эти отложения следует относить к пелагическим, но отсутствие морской фауны, пестрая окраска, характерные для зоны гипергенеза, позволяют усомниться в этом.

Третий этап осадконакопления на Северо-Западной плите охватывает период времени средний миоцен – плейстоцен и связан с формированием туффито-кремнисто-глинистой толщи. Накопление этой толщи отличает ряд особенностей. Прежде всего, это обилие каналов (по нескольким их фрагментов практически на каждом профиле) на вале Хоккайдо с глубиной вреза до 300 м, окруженных намывными дамбами; широкие абиссальные долины южного и юго-западного направлений, также с обширными осадочными лопастями; развитие на восточном склоне вала Хоккайдо таких несогласий, как подошвенное прилегание, свидетельствующих о проградации конусов выноса в юг-юго-восточном направлении. Кроме того, для чехла характерны в зависимости от возраста тектонических деформаций разнообразные формы залегания, которые можно наблюдать на сейсмических разрезах в разных районах плиты. Одни из них связаны с заполнением депрессий осадками, другие – с облеканием неровностей подстилающего рельефа и утонением к сводам поднятий и, наконец, третьи – с облеканием неровностей палеорельефа. Первые формы залегания чехла образовались на уже сформированном рельефе подстилающей толщи, т.е. при деформациях до осадконакопления, вторые – при деформациях в процессе осадконакопления, и третьи – при осадконакоплении до деформаций. Все эти данные свидетельствуют об определяющей роли высокоэнергетичных придонных потоков в формировании осадочного чехла позднекайнозойского возраста, по крайней мере его терригенной части, при этом накопление осадков происходило не путем осадения взвеси «частица за частицей», а в результате надстраивания конусов выноса при переливе из долин мутьевых потоков через смежные намывные дамбы (осадочные лопасти).

Роль морских течений и мутьевых потоков

Поверхностные Северо-тихоокеанское и Камчатское [Scholl et al., 1977; Ewing et al., 1968] течения несомненно выносят терригенный материал на плиту, однако масштабы седиментации, связанные с этим выносом, настолько малы, что не регистрируются проведенными сейсмическими исследованиями. Если бы осадконакопление, связанное с этими течениями было определяющим, то на плите существовало бы субширотное осадочное тело с максимальной мощностью осадков в полосе 35–40° с.ш. Однако на карте изопакит максимальные мощности кайнозойского чехла наблюдаются на вале Хоккайдо и внешнем склоне желоба, а на месте предполагаемого осадочного

тела они минимальны. Такое распределение осадков практически невозможно объяснить выносом терригенного материала Северо-тихоокеанским и Камчатским течениями, даже если предполагать сложные схемы глубинных течений.

Предположения о значительной или даже определяющей роли контурного течения очень сомнительны. Во-первых, это течение должно иметь наибольшую интенсивность вдоль островного склона желоба, а на плите в 300–500 км и тем более 1000 км от этого склона, где сейсмическими исследованиями установлено множество глубоко врезаемых каналов, его скорости явно недостаточно для их образования. Во-вторых, если даже предположить, что ширина и энергетика этих течений значительна, тогда возникают проблемы с возможностью осаждения на плите взвеси пелитовой размерности, содержание которой в осадках, по данным бурения, очень велико.

Наилучшим образом внутренняя структура, состав, форма осадочных тел и распределение мощности осадочного чехла объясняется при формировании его придонными мутьевыми потоками. Так, мощность чехла при этом должна быть максимальна на вале Хоккайдо и уменьшаться в направлении юг-юго-восток, что и наблюдается на карте изопахит. Должны быть долины, каналы, окруженные осадочными лопастями и дамбами соответственно, что и можно видеть на картах бати-

метрической, изопахит и на временных разрезах. Из несогласий должно наблюдаться подошвенное прилегание, которое не так широко, но уверенно выделяется на нескольких профилях у восточного подножия вала Хоккайдо. Должен быть преимущественно терригенный состав осадков чехла, что и подтверждается материалами глубоководного бурения (свыше 70% терригенного материала и от 10 до 20% песчанистой фракции). И, наконец, при таком характере осадконакопления в чехле должно накапливаться значительное количество материала пелитовой размерности. Действительно этот материал откладывается при переливе потоков через намывные дамбы в результате резкой потери скорости при их растекании и длительного осаждения взвеси в спокойной воде.

Для выхода мутьевых потоков на плиту необходимо предположить, что в позднем кайнозое Курило-Камчатский и Японский глубоководные желоба были компенсированы осадками либо вообще отсутствовали. Морфологическое оформление желобов в плейстоцене, сопровождавшееся уменьшением энергетика придонных мутьевых потоков и их прекращением, отображается в заполнении осадками на всей территории плиты каналов и долин и фактически их отмиранием, а также в установлении пелагической седиментации, что подтверждается формированием в кровле чехла слоя красных глин толщиной до 10 см.

Заключение

Синтез последних геологических материалов заставляет по-новому интерпретировать строение осадочного чехла Северо-Западной плиты Тихого океана. Можно думать, что многие особенности геологического строения мезозойских толщ и горизонта пестрых глин не укладываются в представления гипотезы существования древнего и глубокого океана (А.П. Виноградов, Г. Штиле). С другой стороны, теории пелагического и гемипелагического седиментогенеза сегодня не объясняют строение и обстановки осадконакопления мезокайнозойских отложений на участке Северо-Западной плиты между Курильским желобом и возвышенностью Шатского.

Осадочные отложения раннего мела отлагались, видимо, в мелководных условиях. С верхнего мела по средний миоцен на рассматриваемой части плиты, по-видимому, господствовали наземные условия, лишь со среднего миоцена эта часть плиты стала быстро погружаться до современных глубин, а осадконакопление в этот период осуществлялось преимущественно придонными мутьевыми потоками. В целом, для Северо-Западной плиты была характерна этапность формирования осадочного чехла.

Все это требует дальнейших исследований. Но уже сейчас ясно, что отношение к сложившимся гипотезам о строении дна океанов и формировании осадочных формаций должно быть критическим с рассмотрением альтернативных моделей в отношении как характера седиментогенеза, так и истории развития окраинных зон океанов в прошлом. Это следует учитывать, в частности, стратиграфам, которые часто весьма прямолинейно трактуют связь линейных магнитных аномалий с возрастом подошвы осадочного чехла; аккреционные призмы рассматривают как свидетельство субдукции океанических осадков; относительно мелководные отложения многих участков океанов трактуют как глубоководные; возраст глубоководных желобов считают мезозойским.

Конечно, проведенные работы охватывают только небольшую часть Мирового океана, что заставляет полученные результаты рассматривать как начало пересмотра многих представлений о строении океанической коры в широком плане. Но собирать новые материалы по этим проблемам и пытаться давать интерпретацию многих появляющихся фактов с новых позиций – это веление времени.

Литература

- Кеннет Дж.П. Морская геология. М.: Мир, 1987. Т. 1. 397 с. Т. 2. 384 с.
- Лисицин А.П. Лавинная седиментация и перерывы в осадконакоплении в морях и океанах. М.: Наука, 1988. 309 с.
- Лисицин А.П., Мурдмаа И.О., Петелин В.П. и др. Гранулометрический состав осадков. В кн.: Осадкообразование в Тихом океане. М.: Наука, т. 6, кн. 2. (Тихий океан). / Под ред. В.Г. Корга. М.: Наука, 1970. С. 296–323.
- Ломтев В.Л., Воробьев В.М., Высоцкий С.В. Новые данные о рельефе и структуре северной части Курило-Камчатского желоба и прилегающих территорий // Геология дна северо-западной части Тихого океана. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1980. С. 29–40.
- Ломтев В.Л., Патрикеев В.Н., Немченко Г.С. Сейсмостратиграфия кайнозойского осадочного чехла северо-западной плиты Тихого океана // Структура и вещественный состав осадочного чехла северо-запада Тихого океана. Южно-Сахалинск: ИМГиГ ДВО РАН, 1997. С. 21–41.
- Мурдмаа И.О. Фации океанов. М.: Наука, 1987. 303 с. Обстановки осадконакопления и фации. М.: Мир, 1990. Т. 1, 351 с. Т. 2, 381 с.
- Патрикеев В.Н. Атлас сейсмических разрезов Северо-Западной плиты Тихого океана. М.: ГЕОС, 2009. 207 с.
- Патрикеев В.Н., Ломтев В.Л., Немченко Г.С. Сейсмостратиграфия мезозойского осадочного чехла Северо-Западной плиты Тихого океана // Структура и вещественный состав осадочного чехла северо-запада Тихого океана. Южно-Сахалинск: ИМГиГ ДВО РАН, 1997. С. 5–20.
- Проблемы литологии Мирового океана. М.: Наука, 1983. 216 с.
- Рудич Е.М. Расширяющиеся океаны: факты и гипотезы. М.: Недра, 1984. 251 с.
- Сейсмическая стратиграфия. В 2-х частях. М.: Мир, 1982. 846 с.
- Тектоника плиты Картографов (Тихий океан). М.: Наука, 1988. 88 с.
- Точилина С.В. Биостратиграфия кайнозоя северо-западной части Тихого океана. М.: Наука, 1985. 133 с.
- Ewing J. Aitken T., Ludwig W.J. North Pacific sediment layers measured seismic profiling // The crust and upper mantle of the Pacific area. Washington, 1968. P. 147–173.
- Initial Core Descriptions. Leg 86. La Jolla, California, 1982. 112 pp.
- Initial Reports of the DSDP. Vol. 19, 32, 56, 57, 61. Washington, 1973, 1975, 1980, 1980, 1981.
- Mammerickx J. A deep-sea channel in the Northwest Pacific Basin // Marine Geology. 1980. Vol. 34. P. 207–218.
- Scholl D.W., Hein J.R., Marlow M.S. et al. Meiji sediment tongue: North Pacific evidence for limited movement between the Pacific and North American plates // Geological Society of America Bulletin. 1977. Vol. 88. № 11. P. 1567–1576.

Об авторах

Беньямовский Владимир Наумович – старший научный сотрудник лаборатории микропалеонтологии Геологического института РАН (Москва); e-mail: vnben@mail.ru

Бордунов Сергей Иванович – научный сотрудник Геологического института РАН (Москва); e-mail: sib-msu@mail.ru

Брагин Никита Юрьевич – ведущий научный сотрудник лаборатории стратиграфии фанерозоя Геологического института РАН (Москва); e-mail: bragin.n@mail.ru

Ганелин Виктор Гдальевич – старший научный сотрудник лаборатории стратиграфии фанерозоя Геологического института РАН (Москва); e-mail: vigdal@yandex.ru

Гладенков Андрей Юрьевич – ведущий научный сотрудник лаборатории биостратиграфии и палеогеографии океанов Геологического института РАН (Москва); e-mail: agladenkov@ilran.ru

Гладенков Юрий Борисович – заведующий лабораторией стратиграфии фанерозоя Геологического института РАН (Москва); e-mail: gladenkov@ginras.ru

Дронов Андрей Викторович – ведущий научный сотрудник лаборатории стратиграфии фанерозоя Геологического института РАН (Москва); e-mail: dronov@ginras.ru

Игнатъев Игорь Анатольевич – научный сотрудник лаборатории палеофлористики Геологического института РАН (Москва); e-mail: ignnatieva@ginras.ru

Корчагин Олег Анатольевич – ведущий научный сотрудник лаборатории стратиграфии фанерозоя Геологического института РАН (Москва); e-mail: okorchagin01@gmail.com

Мосейчик Юлия Владимировна – научный сотрудник лаборатории палеофлористики Геологического института РАН (Москва); e-mail: mosseichik@ginras.ru

Патрикеев Вячеслав Николаевич – ведущий научный сотрудник Института морской геологии и геофизики ДВО РАН (Южно-Сахалинск); e-mail: patrik@imgg.ru

Тесаков Алексей Сергеевич – заведующий лабораторией стратиграфии четвертичного периода Геологического института РАН (Москва); e-mail: tesak@ginras.ru

Содержание

Предисловие	5
Общие проблемы стратиграфии	
1. <i>Гладенков Ю.Б.</i> Поиски решения проблем современной стратиграфии – два направления развития	9
2. <i>Тесаков А.С.</i> Четвертичная система – проблема нижней границы и выделения ярусных подразделений	21
Методы и приемы стратиграфических исследований	
3. <i>Бордунов С.И.</i> Опыт расчленения неогена Восточной Камчатки по бентосным фораминиферам. Изменение структуры древних сообществ	29
4. <i>Гладенков А.Ю.</i> Проблемы и спорные вопросы биостратиграфии и палеогеографии кайнозоя при интерпретации данных по морским диатомеям	40
5. <i>Дронов А.В.</i> Осадочные секвенции и колебания уровня моря в ордовике Балтоскании	65
6. <i>Игнатьев И.А., Мосейчик Ю.В.</i> Макрофлористические зоны в стратиграфии континентальных флороносных толщ	93
7. <i>Корчагин О.А.</i> Ископаемые микрометеориты, микротектиты и микрокриститы: методика исследований, классификация и импакт-стратиграфическая шкала	112
Палеогеографические и палеобиогеографические реконструкции	
8. <i>Беньямовский В.Н.</i> Палеобиогеография бентосных фораминифер в палеоценовых акваториях средних и высоких широт Северной Евразии	145
9. <i>Брагин Н.Ю.</i> Современные проблемы разработки зональных шкал мезозоя по радиоляриям	168
10. <i>Ганелин В.Г.</i> Средне-позднепалеозойский рубеж и особенности позднепалеозойского седименто- и биогенеза на Северо-Востоке Азии	183
11. <i>Патрикеев В.Н.</i> Строение, состав и особенности формирования осадочного чехла Северо-Западной плиты Тихого океана (синтез сейсмостратиграфических и геологических данных) ...	203
Об авторах	218

Научное издание

**Серия аналитических обзоров
«Очерки по региональной геологии России»
Выпуск 6**

**Стратиграфия в начале XXI века –
тенденции и новые идеи**

Редакторы издательства *И.Н. Межеловский, Г.Ю. Бутузова*
Компьютерная верстка *АВ. Бутузов*

Книга выпущена издательством МЦГК «Геокарт»
при участии ООО «Издательство ГЕОС»

Издательство МЦГК «Геокарт»
Москва, ул. Осенняя, д. 18.
Тел./факс: (495) 444-81-51.
E-mail: geokart@hotmail.ru

При участии издательства ГЕОС
119017, Москва, Пыжевский пер., 7. к. 332
Тел./факс: (495) 959-35-16, 8-926-222-30-91.
e-mail: geos-books@yandex.ru www.geos-books.ru

ООО ИПК «Панорама»
Подписано к печати 14.03.2013
Формат 60x90 1/8. Бумага офсетная № 1.
Гарнитура Таймс. Печать офсетная. Условных печ. листов 27.5. Уч.-изд. л. 28.0
Тираж 300 экз. Заказ .

Отпечатано в полном соответствии с качеством предоставленного электронного оригинал-макета
в ОАО «Альянс «Югполиграфиздат», ООО ИПК «Панорама»
400001, г.Волгоград, ул. КИМ, 6.