

**ИСКОПАЕМЫЕ
МИКРООРГАНИЗМЫ
КАК ОСНОВА СТРАТИГРАФИИ,
КОРРЕЛЯЦИИ И
ПАЛЕОБИОГЕОГРАФИИ
ФАНЕРОЗОЯ**



**ИСКОПАЕМЫЕ
МИКРООРГАНИЗМЫ
КАК ОСНОВА СТРАТИГРАФИИ,
КОРРЕЛЯЦИИ И
ПАЛЕОБИОГЕОГРАФИИ
ФАНЕРОЗОЯ
ВОПРОСЫ МИКРОПАЛЕОНТОЛОГИИ, ВЫП. 31**

Труды, вып. 501
Основаны в 1932 году

Ответственные редакторы:
К.И.Кузнецова, Н.Г.Музылев

Издательство ГЕОС

Москва 1996

ББК 26.323
И 86
УДК 551.563.550

Ископаемые микроорганизмы как основа стратиграфии, корреляции и палеобиогеографии фанерозоя. – М.: ГЕОС, 1996. –156 с. (Тр. ГИН; Вып. 501).

В сборнике рассматриваются вопросы стратиграфии, палеобиогеографии, морфологии и систематики ископаемых микроорганизмов – фораминифер, остракод, радиолярий, диатомей, конодонтов и кокколитофорид в стратиграфическом диапазоне от ордовика до неогена. Особое внимание уделено методологии микропалеонтологических исследований, методическим вопросам, проблемам корреляции и событийной стратиграфии.

Редакционная коллегия:

*Ю.Г.Леонов (главный редактор), Ю.О.Гаврилов, В.Г.Гербова,
С.А.Куренков, М.А.Семихатов*

Рецензенты:

Т.Н.Горбачик, В.С.Вишневецкая

Fossil Microorganisms as the Base of the Phanerozoic Stratigraphy, Correlation and Paleobiogeography. – М.: GEOS, 1996. – 156 p.

The present collection is devoted to the problems of fossil microorganisms: Foraminifera, Ostracoda, Radiolaria, Diatomea, Conodonts, and Nannoplankton, their stratigraphy, paleobiogeography, morphology, and systematics in the stratigraphic diapazone since the Ordovician to the Neogene. Principal considertion is given to the methodology of micropaleontological investigations, methodical problems of correlation and eventive stratigraphy.

Editorial Board:

*Yu.G.Leonov (Editor-in-Chief), Yu.O. Gavrilov, V.G. Gerbova,
S.A. Kurenkov, M.A. Semikhatov*

Reviewers:

T.N.Gorbachik, V.S.Vishnevskaya

ББК 26.323
И 86
ISBN 5-89118-004-9

© Коллектив авторов, 1996
© Геологический институт РАН, 1996
© ГЕОС, 1996

**FOSSIL
MICROORGANISMS
AS THE BASE OF THE PHANEROZOIC
STRATIGRAPHY, CORRELATION AND
PALEOBIOGEOGRAPHY**

QUESTIONS OF MICROPALEONTOLOGY, 31

Transactions, vol. 501
Founded in 1932

Responsible Editors:
K.I.Kuznetsova, N.G.Muzyl'ov

**Publishing office GEOS
Moscow 1996**

РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК



Геологический институт



RUSSIAN ACADEMY OF SCIENCES



Geological institute

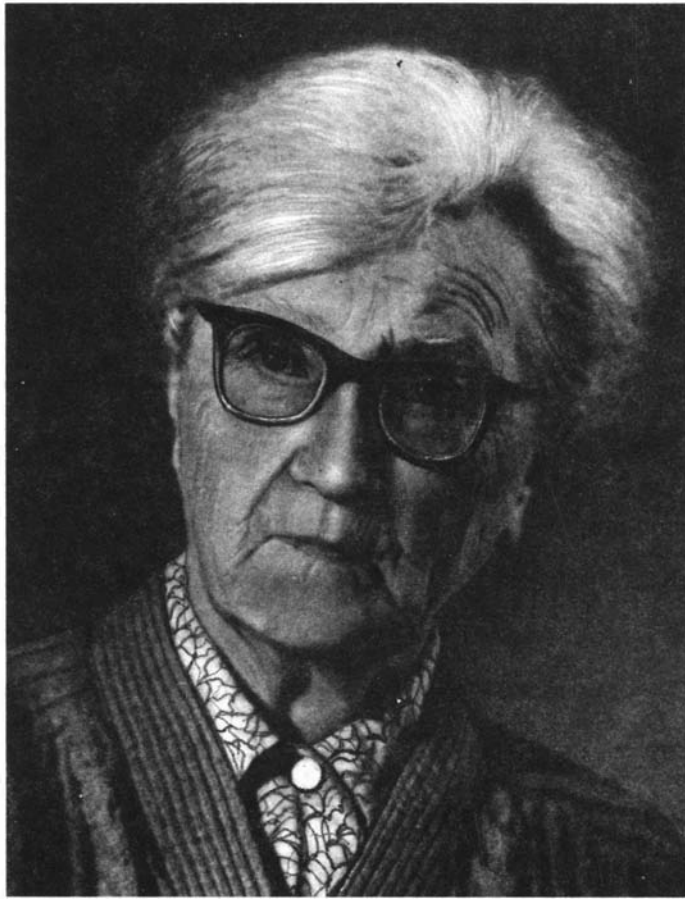




Настоящий сборник посвящен светлой памяти выдающегося микропалеонтолога нашего века, лауреата Ленинской премии, премии им. А.П. Карпинского, фонда Кэшмена, профессора, доктора геолого-минералогических наук, заслуженного Соросовского профессора Дагмары Максимилиановны Раузер-Черноусовой, скончавшейся 12 июня 1996 года на 102-м году жизни.

Сборник включает работы микропалеонтологов Геологического института РАН, освещающие широкий круг проблем, изучение которых заложено исследованиями Дагмары Максимилиановны Раузер-Черноусовой.





Форточка друзей!

Я очень благодарна вам за теплые слова. Я уверена, что одной из причин моего долголетия и всего достигнутого мною была дружеская поддержка, что я получала всегда от сотрудников лаборатории и многих других организаций. Горю благодарю всех, с кем приходилось работать.

21. III 95

И. Раузи-Керимова

Е.А. Рейтлингер

Дагмара Максимилиановна Раузер-Черноусова и микропалеонтология

С именем Дагмары Максимилиановны связано установление и быстрое развитие микропалеонтологии как в стране, так и за рубежом. Дагмара Максимилиановна – признанная глава школы отечественных микропалеонтологов, профессор, заслуженный деятель науки и техники, дважды орденосец (Орден Красной Звезды и Орден Трудового Красного Знамени), лауреат Ленинской премии. За рубежом ее значение в микропалеонтологии оценено присуждением ей почетной Медали им.Кэшмена; Дагмара Максимилиановна – заслуженный Соросовский профессор. Деятельность Дагмары Максимилиановны и ее роль в развитии микропалеонтологии освещена в специальных статьях, опубликованных в связи с ее юбилейными датами. О ней писали : А.Л. Яншин [1965], В.В. Меннер [1966, Стратиграфия, 1980], Д.Л. Наливкин [1979], Ч. Росс [Ch.Ross, 1986], Б.В. Поярков [1990], А.Н. Жамойда [1990], а также ее ближайшие сотрудники Е.А. Рейтлингер [1985] и др.

Хочется привести краткую, но весьма выразительную характеристику Дагмары Максимилиановны, данную ей Д.В. Наливкиным в книге "Наши первые женщины-геологи": "крупнейший ученый, внимательный и глубокий исследователь и выдающийся организатор. К этому можно еще добавить: бесстрашный новатор и верный товарищ" [Наливкин, 1979, с. 151].

Первые шаги Дагмары Максимилиановны в научном мире, как она сама пишет в автобиографии, были обусловлены как бы случайностью. В 1918 г. она окончила Высшие женские курсы по циклу "Геология" и попала к А.А. Чернову в Печорскую экспедицию (а диплом писала по намюрским аммонитам Ферганы). Геологические работы на Печоре были прерваны из-за военной интервенции. Личные обстоятельства (замужество, болезнь мужа) повлекли за собой переезд в Севастополь, где она познакомилась с сотрудниками Севастопольской биологической станции; стала изучать донные осадки и фауну Черного моря. По переезде в Москву в 1931 г. В.А. Сулин предложил ей заняться в Нефтяном институте палеозойскими фораминиферами нефтеносных месторождений Приуралья. Вероятно, это предложение нельзя считать случайным, т.к. к этому времени Дагмара Максимилиановна уже показала себя разносторонним и серьезным исследователем; результаты первых работ опубликованы в ряде статей (1928-1936 гг.), не по-

терявших своего существенного значения и по сей день.

Биостратиграфические возможности палеозойских фораминифер в 20-х–начале 30-х годов не были еще выявлены и даже ставились под сомнение. Уже в первых работах Дагмаре Максимилиановне удалось показать большие возможности фораминифер для разработки дробных биостратиграфических схем. По переезде Академии наук в Москву директор Геологического института А.Д. Архангельский в 1934 г. пригласил Дагмару Максимилиановну продолжить ее исследования в Академии. Работа увлекла Дагмару Максимилиановну, она нашла свое призвание и, организовав микропалеонтологическую лабораторию в Геологическом институте, долгие годы была ее бессменным руководителем. Первоначально состав лаборатории был малочисленным: Г.Д. Киреева, О.А. Липина, С.Ф. Щербович, В.Г. Морозова (вначале изучала палеозой), позднее Е.Л. Кулик, Е.А. Рейтлингер, М.Н. Соловьева и много позже Э.Я. Левен и молодые специалисты: Т.Н. Исакова, Н.В. Горева и др. Эта группа микропалеонтологов занималась, в основном, изучением палеозойских фораминифер; вместе с тем стали изучаться конодонты, известковые водоросли, микропроблематика. Помимо специалистов, исследующих палеозойские отложения, в лабораторию Дагмары Максимилиановны входили и микропалеонтологи по более молодым отложениям: И.Г. Морозова, М.Я. Серова, Т.П. Бондарева, К.И. Кузнецова и В.А. Крашенинников.

Тематика лаборатории в последние десятилетия стала значительно расширяться, появились специалисты и по другим микроорганизмам, но это, по существу, уже следующий этап в жизни микропалеонтологической лаборатории ГИНа. Настоящее сообщение посвящено исследованиям Дагмары Максимилиановны и работам палеозойской группы, наиболее с нею тесно связанных и руководимых ею.

На долю Дагмары Максимилиановны выпала многоплановая и ответственная работа в краткие сроки обеспечить нефтяную геологию достоверными стратиграфическими данными. Работа была выполнена в срок и на высоком уровне. Подведя итог микропалеонтологическим исследованиям за 40-60-е годы Дагмара Максимилиановна (в связи с присуждением Ленинской премии в 1965г.) так

определяет успех новой отрасли: "К счастью для развития микропалеонтологии ученые осознали необходимость подведения теоретической базы под практическое использование микроскопических ископаемых, что выразилось в весьма многочисленных исследованиях, посвященных вопросам морфологии, систематики, экологии и биогеографии, а также принципам биостратиграфии" [Раузер-Черноусова, 1968, с.79]. В этом высказывании Дагмара Максимилиановна обрисовала свой путь исследований, следуя которому она добивалась блестящих успехов. В значительной степени этим успехам способствовал ее талант организатора науки, в частности разработанная ею коллективная методика палеонтологических исследований.

Эта сторона работы Дагмары Максимилиановны была оценена Д.В. Наливкиным: "Организаторская деятельность Дагмары Максимилиановны по качеству, размерам и значению не уступает научной" [Наливкин, 1979, с. 156]. Умение сочетать научную и практическую деятельность обеспечило Дагмаре Максимилиановне успешное выполнение поставленных перед нею задач.

К моменту начала работы Дагмары Максимилиановны с палеозойскими фораминиферами существовала лишь небольшая группа специалистов в Ленинграде, занимавшаяся изучением микрофауны; руководителем группы был Г.А. Дуткевич; его Дагмара Максимилиановна и считает своим учителем. К сожалению, работы Г.А. Дуткевича скоро были прерваны: он был репрессирован и погиб в 1937 г. Исследования его ближайших сотрудников М.А. Калмыковой (тоже репрессирована) и Л.П. Гроздиловой в дальнейшем получили широкую известность, как и работы А.Д. Миклухо-Маклая, Н.С. Лебедевой, несколько позднее включившихся в изучение палеозойских фораминифер.

В довоенные годы в лаборатории Дагмары Максимилиановны исследования шли главным образом по пути накопления и освоения фактического материала с использованием новой методики Дагмары Максимилиановны – послойного изучения разрезов и корреляции последовательных комплексов фораминифер. Основное внимание было обращено на нефтеносные отложения верхнего карбона и нижней перми; разработана их дробная стратиграфическая схема и исправлена ошибка в существовавшей тогда корреляции этих отложений (так называемая "ошибка века").

В годы Великой Отечественной войны Дагмара Максимилиановна включилась в Башкирскую нефтяную экспедицию, задачей которой, в частности, являлось выяснение геологического строения Ишимбайских нефтеносных массивов. Применяя свою новую методику послойного изучения распространения фораминифер, осуществив дробное расчленение разрезов при детальном фациальном анализе, она детально выявила рифовое строение массивов [Раузер-Черноусова, 1950]. Эта

работа способствовала успешным поискам, разведке и прогнозам к открытию новых залежей нефти; она высоко оценена правительством – Дагмара Максимилиановна была награждена Орденом Красной Звезды. Научная сторона работы отмечена почетной Медалью им. А.П. Карпинского; исследования легли в основу докторской диссертации Дагмары Максимилиановны. Кандидатскую степень Дагмаре Максимилиановне присудили еще в 1935г., без защиты диссертации.

В послевоенные годы, по существу, начался второй период в микропалеонтологической деятельности Дагмары Максимилиановны. Площадь и геологический возраст изучаемых отложений значительно расширились, небольшая микропалеонтологическая лаборатория Геологического института уже не могла отвечать возросшим требованиям производственных организаций, нужны были новые кадры. Организаторский талант и интуиция Дагмары Максимилиановны помогли выйти из этого трудного положения. Был применен новый метод коллективных микропалеонтологических исследований [Раузер-Черноусова, 1953].

Ячейки новых кадров формировались прямо в территориальных организациях, при этом они обеспечивались всеми необходимыми для их работы пособиями, на современном уровне знаний; общее руководство осуществлялось Дагмарой Максимилиановной. Маленькая лаборатория ГИНа превращалась в большую систему производственных лабораторий. В помощь ячейкам в "центральной" лаборатории ГИНа составлялась все время пополняющаяся картотека с описанием всех известных видов и родов фораминифер, переводилась поступающая иностранная литература и др. Все подсобные материалы микрофильмировались для быстрого распространения; определительская работа облегчалась использованием специальных рабочих карточек, а также постоянными консультациями, коллоквиумами, семинарами, совместными исследованиями и т. д. [Раузер-Черноусова, 1953].

Большое внимание уделялось составлению справочников на видовом и родовом уровне [Основы палеонтологии, 1959г.; Справочник-определитель каменноугольных фузулинид, 1951г. и др.]. Интересно отметить, что первый "Определитель фораминифер нефтеносных районов СССР" был издан еще в 1937 г., авторами его были Д.М. Раузер-Черноусова и А.В. Фурсенко. Фактически роль справочников играли коллективные монографии, выполненные с единым подходом к решению задач по систематике фораминифер и стратиграфическому расчленению [Стратиграфия и фораминиферы нижней карбона Русской платформы и Приуралья, 1948г.; Фораминиферы верхнекаменноугольных и артинских отложений Башкирского Приуралья, 1949г.; тома Региональной стратиграфии СССР, 1954г. и др.]. Была задумана серия терминологических справочников основных морфологических признаков,

очень важная для обеспечения единообразия при описании видов, а в дальнейшем и для математической обработки [Раузер-Черноусова, Щербович, 1970]. К сожалению, вышел только один такой справочник; авторами его были Д.М. Раузер-Черноусова и А.А. Герке [1971].

Единый подход к систематике фораминифер и решению стратиграфических задач обеспечивался координацией работы всех микропалеонтологов. Первое координационное совещание специалистов состоялось в 1954 г. На нем было решено создать постоянную Межведомственную Комиссию по микропалеонтологии, бессменным председателем которой до последних лет оставалась Дагмара Максимилиановна; в 80-е годы официальным председателем становится М.Н. Соловьева. Отчеты Комиссии ежегодно печатаются и рассылаются по производственным ячейкам. Дагмаре Максимилиановне удалось организовать серийное издание "Вопросы микропалеонтологии" (печатный орган Комиссии) в нем обсуждаются насущные практические и теоретические вопросы микропалеонтологии. Дагмара Максимилиановна является ответственным редактором этого издания. Уже вышло 30 выпусков серии с 1956 по 1989 гг. Эти публикации имеют весьма существенное научное значение, освещая состояние изученности фораминифер и новые направления микропалеонтологии. "Вопросами микропалеонтологии" интересуются и зарубежные ученые, некоторые номера выпусков и отдельные статьи переводились и публиковались за рубежом.

Приезжали (неоднократно) знакомиться с работами лаборатории ГИНа и иностранные специалисты, некоторые из них, тогда еще молодые, стали известными учеными, как-то Р. Кониль и Б. Мамэ из Бельгии (первый – организовал свою лабораторию в Бельгии, второй – профессор в Канаде), П. Бренкль, Ж. Сент-Джин и Ч. Росс из США и многие другие. Проходил аспирантуру под руководством Дагмары Максимилиановны микропалеонтолог Чэнь-Цзин-Ши из Китая и консультировался докторант Н.В. Льем из Вьетнама. Со всеми сохранялось дружеское отношение, переписка и обмен литературой. Ставились и проводились совместные исследования. В частности, по стратотипам турнейского и визейского ярусов, находящихся во Франко-Бельгийском бассейне [Кониль, Липина, Рейтлингер, 1970]. Коллективные работы давались Дагмаре Максимилиановне нелегко, иногда она вздыхала: "Проще мне было бы сделать всю работу самой". Вместе с тем, можно согласиться с Б.В. Поярковым, что коллективная работа являлась для Дагмары Максимилиановны "не столько способом быстрейшего достижения результатов в любимом деле, сколько наилучшей формой отдавать людям все богатство своей творческой природы. Не получать, а именно отдавать" [Поярков, 1990, с. 123].

Новый период в работе микропалеонтологической лаборатории Д.М. начался с 60-х годов, когда усилилось теоретическое обоснование раз-

рабатываемой биостратиграфической проблемы. Изучение морфологии, систематики и филогении фораминифер, а также принципов биостратиграфии становится одним из основных направлений исследований. В тесной связи с вопросами биологии фораминифер расширяются и углубляются работы по палеоэкологии и палеобиогеографии [Раузер-Черноусова, 1973; Липина, 1973 и др.].

Делается акцент на наиболее спорные положения. Среди морфологических признаков специальное внимание Дагмара Максимилиановна уделяет строению стенки раковин фораминифер и таксономическому рангу этого признака в общей их классификации. Вопрос принципиальный, поскольку им обуславливается существующее расхождение в классификациях фораминифер американской и отечественной школ. Согласно последней, вопрос этот должен решаться с позиции исторического подхода с использованием всех возможных критериев при учете возможности изменения рангов признаков в процессе эволюции [Раузер-Черноусова, 1972]. В процессе изучения систематики уточняется понятие вида в его политипической концепции [Раузер-Черноусова, 1964], рассматривается процесс формообразования у фораминифер [Раузер-Черноусова, Рейтлингер, 1962], устанавливаются филогенезы на видовом и родовом уровнях с учетом онтогенезов и основных законов биологической эволюции (рекапитуляции морфогенеза Северцева и т.п.). Первая схема филогенетического развития фузулинид была разработана еще в 1958 г. [Миклухо-Маклай, Раузер-Черноусова, Розовская, 1958].

Все годы в микропалеонтологической лаборатории велась разработка биостратиграфических схем верхнего палеозоя – установление возможной степени их дробности, теоретическое и практическое обоснование объемов стратонив различному ранга, выработка общих принципов и т.д. Проблема решалась, в основном, при учете биологических особенностей фораминифер и хода их исторического развития. Согласно концепции В.В. Меннера [1962], стратонив и их рубежи рассматривались как естественные этапы геологической истории и эволюции биоты различного ранга. Вначале исследования шли на уровне выявления и уточнения, по фауне фораминифер, горизонтов, составляющих ярусы. Горизонты, в первую очередь, по стратотипам охарактеризовывались последовательными комплексами фораминифер, в ряде случаев для расчленения горизонтов использовался и филогенетический критерий [Раузер-Черноусова, 1948]. Горизонты, первично основанные на цикличности осадконакопления и распространения биоты, уже сами по себе представляли определенные стадии геологической истории, но обычно в рамках одного бассейна; в связи с тем, что они охарактеризованы фораминиферами, их стали широко протягивать [Раузер-Черноусова и др., 1948; Виссарионова и др., 1949 и др.].

Полученные результаты способствовали принятию горизонтов в качестве дробной единицы в Унифицированной стратиграфической схеме карбона и нижней перми Русской платформы (схемы 1951 и 1962гг.) В ряде случаев при необходимости очень детального расчленения разрезов небольших районов Дагмарой Максимилиановной был предложен новый метод, получивший название "сверхдробного расчленения". Он основывался на изучении цикличности осадконакопления и одновременных ритмических фациальных изменениях в составе сообществ фораминифер. Выделялись слои и пачки с фауной, которые рассматривались как фациальные местные подразделения [Раузер-Черноусова, 1958].

В дальнейшем (60-80-е годы) при разработке дробных стратиграфических схем основное внимание было обращено на выделение зон широкого значения. Становление зонального расчленения всесторонне рассмотрено Дагмарой Максимилиановной в ряде ее статей [Раузер-Черноусова, 1980а, 1967, 1973, 1980б и др.] и особенно полно в юбилейном издании, посвященном 50-летию стратиграфических исследований ГИНа [Стратиграфия..., 1980].

Зональные схемы одновременно с Дагмарой Максимилиановной разрабатывались и другими сотрудниками. Так, М.Н. Соловьева значительно расширила применение зон, проведя корреляцию фораминифер среднего карбона Русской платформы и Средней Азии [Соловьева, 1963, 1977]. Пермские тетические фузулиниды изучались Э.Я. Левен [Левен, Щербович, 1978 и др.]. Для обоснования зональных схем и понимания их сущности Дагмара Максимилиановна считала наиболее существенным изучение эволюции и систематики фораминифер. Основную особенность зональных схем она видела в эволюционной преемственности видов зональных комплексов последовательных зон, в отражении в ряду зон не только смены таксонов, но их эволюции [Стратиграфия..., 1980].

Наибольшее внимание Дагмары Максимилиановны было отдано обоснованию зональной стратиграфии верхнего карбона и нижней перми, а также границе карбона и перми [Раузер-Черноусова, 1980а]. Последовательными зональными комплексами фораминифер были уточнены общепринятые стратиграфические горизонты Унифицированной схемы Русской платформы и Приуралья, и таким образом решалось дробное расчленение очень важных в нефтеносном отношении отложений. При уточнении объемов и границ стратонов различного ранга, в том числе и зон, был применен синтетический анализ явлений периодичности и этапности в развитии фораминифер, а также и экосистемного порядка. Периодичность в развитии изучаемой фауны была установлена Дагмарой Максимилиановной в соавторстве с Е.Л. Кулик в 1949 г. [Раузер-Черноусова, Кулик, 1949].

Более полно это явление проанализировано Дагмарой Максимилиановной в 1953 г. [Раузер-Черноусова, 1953] и стало широко использоваться при многих региональных стратиграфических исследованиях. Явление периодичности взаимосвязано с цикличностью осадконакопления и выражается в параллельных, количественных и качественных изменениях в комплексах фораминифер (числа родов и видов), главным образом фациально-экологического порядка, в пределах одного бассейна.

Явление этапности в развитии органического мира известно давно, этот термин широко используется, но на примере исторического развития фораминифер он получил конкретное выражение как эволюционная этапность. Этап складывается из последовательных стадий с качественными преемственными преобразованиями определенной направленности в комплексах фораминифер; в основе этапности лежит изучение систематики и филогении последних. Явление это сложное, глобального масштаба [Раузер-Черноусова, 1963, 1965 и др.].

К уточнению стратонов, в основном высокого ранга, был привлечен также экосистемный анализ [Раузер-Черноусова, Рейтлингер, 1977]. Фораминиферы, как фауна массовая, составляющая существенную часть биоты и чувствительная к изменению среды, были правомочно привлечены для анализа изменений хода палеоэкосистем (на примере современных экосистем известна тесная связь экологической и филогенетической эволюции). Филогенетическая эволюция развивалась на фоне и в рамках экосистем, отражая явления планетарного порядка. Было выявлено совпадение стадий этапности со стадиями развития экосистем, а периодичность накладывалась на явление этапности, и таким образом уточнялись границы стадий развития экосистем, а в целом синтез этих явлений обосновывал естественность стратонов и их рубежей.

Об удивительной работоспособности Дагмары Максимилиановны говорит еще одно, более позднее ее увлечение. Дагмара Максимилиановна в течение многих лет занималась фораминиферами, поскольку они действительно оказались благодатной группой для решения практических и теоретических вопросов стратиграфии. Вместе с тем, в конце 70-х годов она серьезно заинтересовалась палеозойскими известковыми водорослями и даже "мечтала" основательно ими заняться: "Вот покончу с фораминиферами, начну изучать водоросли, литературу подбираю", говорила она, а было ей тогда около 80 лет. Отметим, что найдется не слишком много специалистов, в таком возрасте желающих переключиться с фауны на флору. Но это в духе Дагмары Максимилиановны – не бояться трудностей.

Приглядываясь к известковым водорослям Дагмара Максимилиановна начала давно, еще в 40-е годы, при изучении фаций верхнекаменноугольных–нижнепермских отложений биогермных массивов Башкирии [Раузер-Черноусова, 1950].

Биогермные отложения были весьма благоприятны для изучения водорослей как в фациальном, так и в стратиграфическом отношении, поскольку были хорошо разработаны фацции и детальная стратиграфия по фораминиферам. Фациальное и экологическое значение водорослей данного стратиграфического интервала к этому времени были выявлены и у нас, и за рубежом, но степень возможности применения водорослей в дробной стратиграфии оставалась неясной. С небольшой группой исследователей Дагмара Максимилиановна взялась за изучение водорослей [Кулик, Королюк, Раузер-Черноусова, 1978; Раузер-Черноусова, Королюк, 1981 и др.]. Были получены очень интересные новые данные по фациальному распространению водорослей, соотношению биотопов фораминифер и водорослей, а самое главное, установлены перспективность применения водорослей для дробного расчленения разрезов и возможность по ним широких корреляций (Южный Урал – Западная Европа).

Дагмара Максимилиановна начала осваивать известковые водоросли, но пока не считала, что с фораминиферами на данном этапе изученности покончено: "Надо еще подвести итог". Дробная зональная стратиграфия достигнута и работает, подведено теоретическое обоснование, при этом большое внимание было обращено на уточнение границ стратонтов как естественных рубежей, использованы эколого-фациальные и палеогеографические критерии, явления периодичности, этапности и экосистемного порядка, на должную высоту поставлены биологические вопросы, разработаны новые методы и методики стратиграфических исследований. "А вот систематика фораминифер еще не завершена".

Итогом Дагмара Максимилиановна считала издание справочника по палеозойским фораминиферам типа "Основы палеонтологии" 1959 г., или американской классификации родов А. Лёблика и Е. Теппен [Loeblich, Tappan, 1987]. Последний справочник, несомненно, представляет большой интерес как справочник родов, но система фораминифер построена в нем на иных принципах, чем те, что разработаны школой Дагмары Максимилиановны (один из основных принципов нашей классификации – эволюционно-историко-геологический). В 1993 г. вышла из печати первая часть задуманного Дагмарой Максимилиановной справочника – она посвящена так называемым мелким фораминиферам [Справочник..., 1993]. Дагмара Максимилиановна – один из авторов и ответственный редактор этого издания. В процессе работы над справочником Дагмара Мак-

симилиановна опубликовала ряд интересных статей с широким обоснованием принятых в нем положений по систематике фораминифер [Раузер-Черноусова, 1985, 1992; Раузер-Черноусова, Рейтлингер, 1986 и др.]. Дагмара Максимилиановна "владела" всеми фораминиферами, но любимой ее группой были фузулиниды, они входят во вторую часть справочника. Им посвящена большая часть ее исследований и с их помощью выявлен ряд основных положений принятой классификации. Всего Дагмарой Максимилиановной опубликовано около 150 работ (часть с соавторами).

Говорят, "Человек – не последнее дело для ученого". Эта расхожая мысль получает убедительное подтверждение в случае Дагмары Максимилиановны. Не только талант, интуиция, увлеченность и организаторские способности – черты большого ученого, свойственные Дагмаре Максимилиановне, определили успех микропалеонтологии, но и ее умение сплотить вокруг себя исследовательский коллектив, объединенный всеобщей доброжелательностью, целеустремленностью и взаимной отдачей. Дагмара Максимилиановна удивительно отзывчива, щедро, с радостью помогает каждому, кто нуждается в ее помощи. Она не тщеславна: "Важно сделать дело, а неважно, кто его сделал". Справедливо требовательна: "Взялся за дело – кончай его", хорошо сделал – похвалит, плохо – так и скажет, но укажет, как сделать лучше. Она обаятельна, ее добрая улыбка обычно сразу покоряет и располагает к общению. Ей свойственна неутомимая работоспособность, ее жизнь – ее работа, не затихающая с возрастом.

Вместе с тем Дагмара Максимилиановна всегда живо интересуется вопросами искусства – живописью, графикой, скульптурой и архитектурой. В последней ее особенно привлекает красота древних белокаменных построек. Кстати, для них обычно использовались "родные" каменноугольные известняки, нередко с фузулинидами. Дагмара Максимилиановна музыкальна; в редкое свободное время играет на пианино; играла на скрипке, мама ее была учительницей музыки. Дагмара Максимилиановна находит время и для внуков и правнуков. Теперь у нее появилось больше свободного времени: "Я даже романы стала читать!".

В настоящее время Дагмара Максимилиановна продолжает работать над оформлением в печать второй части упомянутого справочника, она один из его авторов и ответственных редакторов. "Трудно, но это мой долг".

Литература

- Виссарионова А.Я., Киреева Г.Д., Литина О.А., Морозова В.Г., Раузер-Черноусова Д.М., Сулейманов М.С., Шапов Д.Ф., Щербович С.Ф. Фораминиферы верхнекаменноугольных и артинских отложений Башкирского Приуралья // Тр. ГИН АН СССР. М., 1949. Вып. 105. 275 с.
- Жамойда А.И. Основатели отечественной микропалеонтологии // Тр. XXXIV сессии ВПО (Баку, 1988). Л.: Наука, 1990. С. 14–21.
- Кониль Р., Литина О.А., Рейтлингер Е.А. Фораминиферовые комплексы и корреляция динанта Бельгии и СССР // Вопр. микропалеонтол. 1970. Вып. 13. С. 128–139.
- Кулик Е.Л., Королюк И.К., Раузер-Черноусова Д.М. К вопросу стратиграфического и фациального значения ассельских и сакмарских известковых водорослей (по материалам из биогермного массива Шахтау, Башкирия) // Вопр. микропалеонтол. 1978. Вып. 21. С. 216–233.
- Левен Э.Я., Щербович С.Ф. Фузулиниды и стратиграфия ассельского яруса Дарваза. М.: Наука, 1978. 162 с.
- Литина О.А. Зональная стратиграфия и палеобиогеография турне по фораминиферам // Вопр. микропалеонтол. 1973. Вып. 16. С. 3–30.
- Меннер В.В. Биостратиграфические основы сопоставления морских, лагунных и континентальных свит // Тр. ГИН АН СССР. М., 1962. Вып. 65. 373 с.
- Меннер В.В. О научной деятельности проф. Д.М. Раузер-Черноусовой // Вопр. микропалеонтол. 1966. Вып. 10. С. 3–12.
- Михуха-Маклай А.Д., Раузер-Черноусова Д.М., Розовская С.Е. Систематика и филогения фузулинид // Вопр. микропалеонтол. 1958. Вып. 2. С. 3–21.
- Наливкин Д.В. Наши первые женщины-геологи. Л.: Наука, 1979. 215 с.
- Поярков Б.В. Дагмара Максимилиановна Раузер-Черноусова // Сов. геология. 1990. № 7. С. 122–124.
- Раузер-Черноусова Д.М. Нижнекаменноугольные эндотеры группы *Endothyra crassa* Vandy и близкие к ним формы // Тр. ИГН АН СССР. М., 1948. Вып. 62. Геол. сер. № 19. С. 166–175.
- Раузер-Черноусова Д.М. Фауны верхнекаменноугольных и артинских отложений Стерлитамакско - Ишимбаевского Приуралья (на основе изучения фузулинид) // Тр. ИГН АН СССР. М., 1950. Вып. 119. Геол. сер. № 43. С. 1–109.
- Раузер-Черноусова Д.М. Опыт и формы коллективных работ в области изучения верхнепалеозойских фораминифер // Материалы палеонтол. совещания по палеозою. М.: Изд-во АН СССР, 1953. С. 71–80.
- Раузер-Черноусова Д.М. Периодичность в развитии фораминифер верхнего палеозоя и ее значение для расчленения и сопоставления разрезов // Материалы палеонтол. совещания по палеозою. М.: Изд-во АН СССР, 1953. С. 139–160.
- Раузер-Черноусова Д.М. Опыт сверхдetailed расчленения разреза верхнекаменноугольных отложений в районе Куйбышевской ГЭС // Тр. ГИН АН СССР. М., 1958. Вып. 13. С. 121–138.
- Раузер-Черноусова Д.М. Историческое развитие фузулинид и границы стратиграфических подразделений // Вопр. микропалеонтол. 1963. Вып. 7. С. 3–12.
- Раузер-Черноусова Д.М. К вопросу о моменте возникновения нового вида в геологическом прошлом // Палеонтол. журн. 1964. № 4. С. 3–9.
- Раузер-Черноусова Д.М. Этапность и периодичность в историческом развитии фузулинид // Докл. АН СССР. 1965. Т. 160, № 4. С. 914–917.
- Раузер-Черноусова Д.М. О зонах единых и региональных стратиграфических шкал // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1967. № 7. С. 104–118.
- Раузер-Черноусова Д.М. Микропалеонтология и история Земли // Наука и человечество. Международный ежегодник. М.: Знание, 1968. С. 78–91.
- Раузер-Черноусова Д.М. Основные моменты в историческом развитии строения стенок раковин фораминифер // Вопр. микропалеонтол. 1972. Вып. 15. С. 3–19.
- Раузер-Черноусова Д.М. Палеобиогеография ассельского и сакмарского морей по фузулинидам в аспекте зональных подразделений // Вопр. микропалеонтол. 1973. Вып. 16. С. 36–61.
- Раузер-Черноусова Д.М. Зональная схема верхнего карбона и нижней перми // Стратиграфия в исследованиях Геологического института АН СССР. М.: Наука, 1980а. С. 93–96.
- Раузер-Черноусова Д.М. О местных стратиграфических зонах // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1980б. № 3. С. 18–28.
- Раузер-Черноусова Д.М. О точности корреляции и об обособанности верхней границы каменноугольной системы // Биостратиграфия пограничных отложений карбона и перми. М.: Наука, 1980в. С. 41–52.
- Раузер-Черноусова Д.М. Систематика семейства *Staffellidae* (*Fusulinida*) // Вопр. микропалеонтол. 1985. Вып. 27. С. 5–24.
- Раузер-Черноусова Д.М. О систематическом положении девонских нодозариидей и составе надотряда *Lagenoida* (фораминиферы) // Палеонтол. журн. 1992. № 2. С. 3–13.
- Раузер-Черноусова Д.М., Виссарионова А.Я., Глебовская Е.М., Гроздилова Л.П., Литина О.А., Сулейманов И.С., Чернышева Н.Е. Стратиграфия и фораминиферы нижнего карбона Русской платформы и Приуралья // Тр. ИГН АН СССР. М., 1948. Вып. 62. Геол. сер. № 9. 263 с.
- Раузер-Черноусова Д.М., Герке А.А. Терминологический справочник по стенкам раковин фораминифер М.: Наука, 1971. 192 с.
- Раузер-Черноусова Д.М., Королюк И.К. К морфологии и систематике позднемосковских сифоновых водорослей Южного Урала и об их роли в пороодообразовании // Вопр. микропалеонтол. 1981. Вып. 24. С. 157–171.
- Раузер-Черноусова Д.М., Кулик Е.Л. Об отношении фузулинид к фациям и о периодичности в их развитии // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1949. № 6. С. 131–148.
- Раузер-Черноусова Д.М., Рейтлингер Е.А. О формировании фораминифер // Вопр. микропалеонтол. 1962. Вып. 6. С. 3–30.
- Раузер-Черноусова Д.М., Рейтлингер Е.А. К применению экосистемного анализа в решении стратиграфических вопросов каменноугольной системы // Вопр. микропалеонтол. 1977. Вып. 19. С. 3–16.
- Раузер-Черноусова Д.М., Рейтлингер Е.А. К надродовой систематике отряда *Normosinida* (фораминиферы) // Палеонтол. журн. 1986. № 4. С. 15–20.
- Раузер-Черноусова Д.М., Щербович С.Ф. О морфологии представителей рода *Schwagerina* Moller, 1877 sensu Moller 1878 и терминологии их признаков (как предпосылки к применению вычислительно-счетных машин в определении видов) // Вопр. микропалеонтол. 1970. Вып. 13. С. 30–52.
- Рейтлингер Е.А. Микропалеонтологические исследования в стенах ГИНА // Страницы истории московской геологической школы. М.: Наука, 1985. С. 85–104.
- Соловьева М.Н. Стратиграфия и фузулинидовые зоны среднекаменноугольных отложений Средней Азии. М.: Изд-во АН СССР. 1963. 134 с.
- Соловьева М.Н. Зональная стратиграфия среднекаменноугольных отложений СССР по фауне фузулинид // Вопр. микропалеонтол. 1977. Вып. 19. С. 43–68.
- Справочник по систематике мелких фораминифер палеозоя. М.: Наука. 1993. 125 с.
- Стратиграфия в исследованиях Геологического института АН СССР. М.: Наука. 1980. 299 с.
- Яшин А.Л. Большие высоты советской науки и техники. Новый отряд лауреатов Ленинских премий // Природа. 1965. № 6. С. 2–5.
- Loeblich A., Tappan H. Foraminiferal genera and their classification. VNB Van Nostrand Reinhold Company. New York. 1987 (88). 970 p.
- Ross Ch. The 1985 Joseph A. Cushman award // Jour. Paleont. Res. 1986. V. 16. № 3. P. 174–175.

E.A. Reytlinger

Dagmara M. Rauzer-Chernousova and micropaleontology

March 19, 1995 was marked by the 100th anniversary of Dagmara M. Rauzer-Chernousova, an outstanding micropaleontologist.

Dr. Rauzer-Chernousova graduated in 1918 from Higher School for girl-students in St. Petersburg where she majored in geology. She joined the Pechora Expedition and later, after a break for family reasons, the Sevastopol station where Dagmara Rauzer-Chernousova studied Black Sea fauna.

The 1930s started a new stage in the scientific activities of Rauzer-Chernousova. She moved to Moscow and began her studies of Ural Paleozoic foraminifers at the Oil Institute and later (from 1934 on) at the Geological Institute of the USSR Academy of Sciences. Since then she has remained true to the subject and the Geological Institute.

World fame came to her with the studies of Upper Paleozoic foraminifers. Few believed then they might have had any practical significance. In no time she presented a uniform Carboniferous – Permian zonal scale for the Volga–Ural Region.

In the days of the world war II the cream of cream of geology was working on the exploration of oilfields to replace Baku fields, Dr. Rauzer-Chernousova

among them. She is the one to have the full credit for the discovery of Ishimbai group of oilfields.

In the afterwar years Upper Paleozoic stratigraphy studies at the Geological Institute were renewed. Very soon, the Micropaleontological Laboratory led by Dagmara Rauzer-Chernousova became the methodology hub. Dr. Dagmara Rauzer-Chernousova was a major scholar of the paleobiology and systematics of Upper Paleozoic foraminifers, the editor and co-author of the basic volume Protozoa in the series Paleontology Fundamentals. This is recognition of both the outstanding scientific repute and supreme professional qualities.

For many years to come Dr. Rauzer-Chernousova was leading the Micropaleontology Commission which was established at her initiative, and invariably was the editor-in-chief of all 30 issues of its newsletter, Issues of Micropaleontology. Despite her age, Dagmara Rauzer-Chernousova continues her scientific activities. She is co-author and editor of the first volume of Paleozoic Foraminifers Guidebook which saw light in 1993. The second volume has been scheduled for the jubilee year.

Б.В. Поярко

О методологии микропалеонтологических исследований

В конце XIX века выдающийся отечественный философ Вл. Соловьев писал, что традиционно русский вопрос "Что делать?" неразрывно связан с другими, не менее кардинальными – "Кто будет делать?" (то есть готов ли "делатель") и "Как это будет делаться?". По-разному в разных сферах человеческой деятельности решались эти основополагающие вопросы. Сейчас можно сказать, что отечественной микропалеонтологии повезло: она большую часть века развивалась при самом непосредственном участии Д.М. Раузер-Черноусовой, в творческой и научно-организационной деятельности которой эти вопросы тесно переплелись, органично дополняя друг друга.

В данной статье я хочу обратить внимание на некоторые стороны того, "как это делается" в микропалеонтологии: как определяются фораминиферы, разрабатывается их систематика, устанавливается возраст вмещающих горных пород и т.д., то есть постараюсь как бы со стороны взглянуть на нашу работу. Истоки многих длительных дискуссий, возникающих на самом первом этапе исследовательской деятельности, надо искать в принципах ("правилах игры"), которыми мы следуем в своей работе. Игра по разным правилам мешает тому, чтобы результаты каждого из нас мог воспроизвести любой исследователь. Ниже предлагается общий подход к выработке таких единых правил на основе соображений автора по методологии. Много было навеяно, в первую очередь, статьями тридцати выпусков "Вопросов микропалеонто-

гии", выходящих под редакцией Д.М. Раузер-Черноусовой на протяжении почти сорока лет.

Обычно исследователи основное внимание уделяют рассмотрению и анализу тех или иных сторон изучаемого объекта, будь то морфология простейших, брахиопод и пр., или же систематика какой-то группы фауны. Этим объектом может быть и стратиграфия вообще, и один какой-либо стратиграфический рубеж. Конечно, такой анализ изучаемых объектов весьма важен и нужен, но необходимо также посмотреть, чем же мы руководствуемся в своей исследовательской работе. К сожалению, на эту очень важную сторону как-то мало обращают внимания.

В целом в своей работе мы используем две большие группы понятий. К первой относятся те, которые описывают свойства, присущие самим объектам: остаткам ископаемых организмов, горным породам и всему тому, что является следами прошлых биосфер. Ко второй системе понятий относятся принципы построения исследования объектов, правила построения нашей исследовательской (то есть собственно "правила игры") деятельности. Обычно палеонтологи и стратиграфы рассматривают первую систему понятий, а второй только касаются. Ниже при рассмотрении трех главных вопросов науки: цель исследований, принципы работы систематика, принципы работы стратиграфа, – основное внимание будет уделено второй системе понятий.

Цели исследований

От ответа на вопрос о цели исследования зависит правильное построение своей деятельности. Цель науки в широком смысле – поиск Объективной Истины. Однако сейчас в методологии науки все больше осознают, что стремление к Истине, к Знаниям не есть конечная цель исследований. Оно является всего лишь промежуточным средством для построения будущей деятельности людей. Это положение исходит из того, что формируемые в процессе познания понятия являются важным инструментом повышения результативности действий человека в условиях окружающего мира. Понятия возникают при деятельности человека и для нее.

Именно благодаря понятиям люди получают представление о поле своих возможных действий. Анализируя это поле, мы выбираем наиболее эффективный способ достижения поставленной цели. Поясню примером. Всем знакомая топографическая карта – наглядная модель поля возможных действий. Мы обращаемся к топографической карте при передвижении на местности, когда выбираем наиболее оптимальный маршрут к тому пункту, в который мы хотим попасть. Взглянем с этой точки зрения на стратиграфию. Стратиграфия изучает горные породы и их совокупности для выявления соотношения временных характеристик геологических событий и процессов с целью формирования поля возможных действий с геологиче-

скими телами. В простейшем случае такое поле возможных действий предстает в виде геологической карты. Без создания такой модели поля возможных действий с геологическими телами невозможно эффективно вести поиски и разведку полезных ископаемых или грамотно использовать геологическую среду в строительных или каких-то иных целях.

Одним из важнейших методов стратиграфических исследований является палеонтологический. Вообще остатки организмов можно изучать с разных точек зрения, но для стратиграфии в первую очередь необходимы две, тесно связанные между собой как последовательные этапы исследований. На первом этапе проводится определение остатков фауны и флоры, то есть для каждого экземпляра определяется его систематическая принадлежность. На втором этапе анализируется распределение установленных таксонов в осадочных толщах.

Для однозначного определения остатков фауны и флоры необходима систематика – иерархическая классификационная система. Без такой единой систематики мы не получим единого языка, понятного всем стратиграфам. Без единой систематики не может однозначно работать палеонтологический метод стратиграфии. В конечном счете без этого мы не построим поле возможных действий с геологическими телами, которое было бы адекватно объективной реальности.

Конечно, о целях исследований можно было сказать больше, но приведенного достаточно, чтобы изложить главное – последовательность в древе целей. Могут возразить, что в действительности цели стратиграфии и палеонтологии значительно шире. Это так. Однако я хотел подчеркнуть: как обычные деревья растут от земли, так и древо целей растет от запросов потребителя. Этого особенно нельзя забывать в условиях перехода к рыночным отношениям. Как только главное, о чем говорилось выше, уходит из поля зрения, сразу начинается падение интереса к стратиграфии и палеонтологии, возникает непонимание важности этих исследований. И мы все начинаем ощущать это на себе.

В конце XX века в условиях наступившего экологического кризиса вырисовывается еще одна цель микропалеонтологических исследований, которая, возможно, в будущем привлечет значительное внимание. В орбиту человеческой деятельности все больше и больше втягиваются принципиально новые типы объектов – сложящиеся саморазвивающиеся (синергетические) системы, в которые включен и сам человек. При изучении таких объек-

тов теряет смысл обычное противопоставление субъекта объекту, меняется методология исследований. Развитие саморазвивающихся систем всегда сопровождается прохождением системы через особые состояния неустойчивости (точка бифуркации), и в эти моменты небольшие случайные воздействия могут привести к появлению новых структур, новых уровней организации. Поэтому в деятельности с саморазвивающимися системами особую роль начинают играть знание запретов на те действия людей, которые могут привести к катастрофическим последствиям. Эти ограничения ориентировали бы только на выбор тех возможных сценариев, при которых обеспечивается стратегия выживания [Степин, 1994]. Пока мы мало знаем о характере прохождения саморазвивающимися системами точек неустойчивости (бифуркаций). Без знания этого трудно установить запреты на определенные типы действий.

Микропалеонтологические исследования могут дать большой материал для эмпирических обобщений о прохождении экосистемами этих точек неустойчивости. В этом может быть найден новый смысл исследований этапности и периодичности развития фораминифер. Основы последних были заложены трудами Д.М. Раузер-Черноусовой, ее учеников и последователей [Раузер-Черноусова, 1965, 1968; Раузер-Черноусова, Рейтлингер, 1977; Рейтлингер, 1969; Поярков, 1979 и др.]. Ранее эти исследования ставились в связи с изучением причин явлений, известных в геологической истории как великие вымирания, выяснением характера биостратиграфических границ, познанием отношений организмов со средой.

Во всех перечисленных случаях изучение этапности и периодичности развития фораминифер обосновывалось (прямо или опосредованно) необходимостью решения основной проблемы палеонтолого-стратиграфических работ – познанием пространственно-временных соотношений геологических тел. Сейчас речь идет о постановке новой крупнейшей проблемы – привлечения эмпирических обобщений закономерностей развития былых экосистем при прохождении ими точек неустойчивости для определения стратегии выживания человечества.

Не исключено, что в XXI веке эта проблема в микропалеонтологических исследованиях займет одно из центральных мест. При такой целевой направленности работ иной должна быть и организация исследований. Как в этом случае они должны быть организованы – тема отдельного рассмотрения.

Принципы работы систематика

Работа систематика складывается из двух основных моментов – создания классификационной системы и определения, к какому таксону этой системы принадлежат изучаемые организмы или их остатки.

История развития систематики свидетельствует, что предлагались самые разные системы животных и растений и шли длительные дискуссии о преимуществах каждой из них. К примеру, система девонских фораминифер, которую в свое время предложил автор [Полярков, 1979], отличается от той, которой придерживался А.Д. Миклухо-Маклай [1963]. Эти две отличаются от системы, которую развивал О.В. Юферев [1961], а сейчас В.М. Задорожный. Система А. Сабирова [1993] отличается от указанных трех систем.

Такое положение с точки зрения системно-структурного анализа объясняется тем, что с самого начала не была однозначно сформулирована целевая направленность классификации, то есть не было четко осознано, что же берется в качестве системообразующего начала. История палеонтологических исследований показывает, что этот фундаментальный вопрос решался по-разному. Одни специалисты считали и считают, что систематика призвана лишь упорядочить совокупность выделяемых видовых таксонов. Необходимо сразу подчеркнуть, что упорядочить множество видов можно самыми различными способами, и история палеонтологии дает немало свидетельств этому. Немало примеров бесконечных споров о преимуществах того или иного способа упорядочения. Однако нет никаких объективных критериев для определения предпочтения, ибо в самой постановке задачи заложена многовариантность решения.

Данное положение аналогично тому, что известно из школьного курса математики: система уравнений только тогда имеет одно единственное решение, когда число уравнений, входящих в эту систему больше или равно числу неизвестных. Рассмотренный пример с множеством систематик соответствует случаю, когда число неизвестных больше числа уравнений. Как же мы выходим из этого положения? Нередко предпочтение невольно отдается систематике у автора которой большой научный авторитет, личное обаяние, возможность печатной и устной пропаганды своих взглядов и т.д.

Другие исследователи вводят дополнительное условие в эту систематику, и тогда число уравнений становится равным числу неизвестных. Это дополнительное условие состоит в том, что система той или иной группы фауны не только должна упорядочивать совокупность принадлежащих ей видов, но и давать возможность определять степень родства между ними. Собственно этим вводится филогенетический принцип, который и должен обусловить единственность решения, ибо в основе филогенетического принципа лежит аксио-

ма о монофилетичности развития. Сразу отметим, что проблема моно- или полифилетичности развития в рамках систематики и ее методами не может быть решена: это более общий вопрос биологии. Однако принятие филогенетического принципа порождает новые трудности: откуда взять критерии для определения степени родства? Остановимся на этой проблеме.

Филогенетическая классификация биоса – это иерархическая система. История систематики показывает, что при построении такой иерархической классификации использовались два подхода. Первый заключается в том, что вначале устанавливается иерархия признаков (этот признак имеет видовое значение, этот – родовое, а тот важен для выделения семейств и т.д.). Далее в дело вступает логика. Обратим внимание на то, как устанавливается иерархия признаков. Нередко для ее обоснования придумываются самые разные объяснения, порой очень интересные и остроумные. Часто фигурирует "биологическая значимость" тех или иных особенностей строения организма, иногда используют информативность признаков и многое другое. Если вникнуть в суть объяснений с методологической точки зрения, то во многом это – лишь красивые одежды, призванные замаскировать априорность выбранной иерархии признаков. Поэтому можно долго спорить о том, чья система лучше... Этот подход распространен широко.

Любопытны результаты, полученные с помощью математических методов; исследуется, например, информативность признаков. Результат поразительный - из нескольких десятков признаков наиболее информативными оказываются всего 6–7. Они-то яковы и наиболее значимы! Но при таких исследованиях как-то забывают, что математическими методами исследуются уже *установленные* палеонтологами таксоны. Полученный результат свидетельствует лишь о том, что при построении системы, подвергнутой такому анализу, из многих десятков признаков использовались всего 6–7, что говорит лишь о высоком интеллекте автора системы, ибо, как показали исследования психологов, мозг человека способен работать не более, чем с 5–7 переменными величинами. Этот пример показывает, что надо очень внимательно относиться к постановке задачи.

Второй подход построен на последовательном обобщении эмпирически получаемого материала по изменчивости организмов. Именно эмпирическим обобщениям в науке В.И. Вернадский [1975, 1977] придавал особое значение. Конечно, и при этом подходе используются аксиомы – закон рекапитуляции, закон гомологических рядов в наследственной изменчивости – чем ближе степень родства, тем более сходны ряды наследственной изменчивости. Но эти законы, в сущности, сами являются эмпирическим обобщением огромного

материала. Используя их, наряду с геохронологическими и палеобиогеографическими данными, выясняют степень родства, на основе которого и обосновывают иерархию таксонов. И лишь затем, сравнивая таксоны между собой, выводят иерархию признаков. Важнейший вывод такого подхода – таксономический ранг признака – не остается в процессе эволюции постоянным, он меняется. Об этом писали многие, но особое внимание этому уделяла Д.М. Раузер-Черноусова.

В чистом виде эти два подхода встречаются редко. Но важно методологически обозначить два крайних подхода. Многое предстоит сделать в разработке методов эмпирического обобщения изменчивости фораминифер: это непочатый край работы.

Остановимся теперь на таком очень важном вопросе – как влияют изменения в систематике на стратиграфические построения, на разработку стратиграфических шкал. Гениальное изобретение отца систематики Карла Линнея – бинарная номенклатура – сыграло решающую роль в формировании весьма совершенного механизма связей систематики и стратиграфии. Совершенство этого механизма в том, что в стратиграфических исследованиях напрямую используется лишь основной исходный элемент системы – вид, который во всех системах является одним и тем же исходным кирпичиком. Это создает впечатление независимости стратиграфии от систематики. Конечно же, эта независимость иллюзорна. Но то, что стратиграфия с систематикой напрямую связана лишь через основной исходный элемент – вид, остающийся неизменным при любой системе надвидовых таксонов, – играет огромную стабилизирующую роль.

Системы надвидовых таксонов на стратиграфию влияют более опосредованно через другие дисциплины, в частности через палеобиогеографию. Это опосредованное влияние менее исследовано, но оно существует. Во многих работах при рассмотрении высших стратон (ярусов, отделов, систем и т.д.) и обосновании их границ и рангов широко используются крупные таксономические единицы (семейства, отряды, классы и т.д.). Их действительно используют, но постфактум, для объяснения ранга стратона или его границ. Иначе мы были бы вынуждены переделывать стратиграфическую шкалу после каждого пересмотра систематики.

У прямой связи систематики со стратиграфией (через видовые таксоны) есть один аспект, имеющий огромное значение, но на который, к сожалению, не обращается должного внимания, хотя он определяет качество последующих стратиграфических построений. Я имею в виду однозначность определения видов разными палеонтологами.

При описании видов мы используем специальную терминологию, которую стремимся унифицировать с тем, чтобы язык описаний был однозначен и понятен для всех палеонтологов. Унификация достигается тем, что любой систематический при-

знак разбивается на серию градаций, каждая из которых получает четкое, конкретное определение. Именно этой важнейшей стороне выработки единого языка описаний посвящен терминологический справочник Д.М. Раузер-Черноусовой и А.А. Герке [1971]. Обычно такая унификация достигается и при коллективном просмотре фаунистического материала. В этом заключается методологический смысл наших коллоквиумов, которые вошли в нашу работу во многом благодаря последовательной позиции Д.М. Раузер-Черноусовой.

Если при определении градаций признаков (разработка языка описаний) мы работаем в детерминистском ключе, то есть по принципу "да - нет," то при составлении описания видов мы используем вероятностную модель, вероятностные методы описания. Известно, что благодаря изменчивости живых организмов любой вид многообразен, поскольку градации признаков у его представителей встречаются с разной частотой. Некоторые встречаются чаще, другие реже, а третьи исключительно редко. Вероятностный образ таксона мы передаем либо серией фотоизображений, отражающих наглядно всю гамму изменчивости, либо эта изменчивость передается в словесном описании через перечисление встречающихся у вида градаций. Частоту встречаемости мы передаем не числами, а при помощи слов "обычно", "часто", "иногда", "изредка"; редко", "единично" и т.д. Но это не меняет сути дела. Именно вероятностным характером понятия "вид" объясняется рекомендация не делать описаний новых видов по единичным экземплярам. Практически невозможно по одному-двум экземплярам выявить полный набор градаций признаков, свойственный описываемому виду, а также оценить вероятность встречи каждой градации.

Сам процесс определения вида распадается на две стадии. На первой решается серия аналогичных задач: устанавливается, какая из систем градаций каждого систематического признака присуща изучаемому экземпляру. Когда проведена унификация терминологии, то решение этих задач не вызывает особых затруднений. Они решаются всеми, как правило, однозначно, и ошибочных решений на этой стадии бывает очень немного. На второй стадии определения по установленным градациям среди вероятностных образов вида отыскивается наиболее близкий. Сложность такого отождествления заключается в том, что установленных у изучаемого экземпляра градаций всегда в несколько раз меньше, чем свойственно виду. Следовательно, эта задача носит вероятностный характер. И наибольшее число расхождений во взглядах палеонтологов возникает именно на втором этапе определения. Исход решения такой вероятностной задачи во многом зависит от степени знакомства с литературой, стажа работы по изучению данной группы и т.д., то есть от всего того, что составляет субъективные качества исследователя.

Повышение качества определения видов, однозначности определения возможно только путем формирования профессионально важных качеств личности каждого исследователя. Для этого можно использовать два пути. Один путь, когда при личных контактах происходит взаимовлияние и формирование профессионально важных качеств. И мы обычно идем этим путем, созывая совещания, коллоквиумы. Но есть и другой путь, когда опыт и высокие профессио-

нальные качества выдающихся исследователей передаются через программы ЭВМ, используемые для решения вероятностной задачи на втором этапе определения вида.

Сейчас, при компьютеризации, это наиболее перспективный путь повышения качества определения видов для целей стратиграфии. Об этом пути автор докладывал на Всесоюзном микропалеонтологическом совещании в Новосибирске более 20 лет тому назад [Поярков и др., 1973].

Принципы стратиграфических исследований

Методологически стратиграфия самым тесным и непосредственным образом связана с системой понятий о времени. Эта система временных понятий всегда привлекала внимание человека, ей посвящены многочисленные работы. Из всего множества вопросов, связанных с ней, остановлюсь только на некоторых, обычно выпадающих из поля зрения геологов и стратиграфов.

Каждому объекту, явлению, процессу присущи временная и пространственная характеристики как особые свойства. Именно это позволило В.И.Вернадскому [1975] поставить вопрос о множестве времен и пространств, как общем свойстве объективной реальности. У детей, как указывает М.Д.Ахундов [1982], понятие пространства как бы расслоено; это множество пространств легко соотнобщается между собой через "дупло", "колодец". Позтому так легко и просто Алиса попадает в Зазеркалье; у детей нет понятия единого времени, они легко общаются с прошлым и будущим. Эта множественность времен и пространств преодолевается к подростковому возрасту, когда возникает понимание единого времени и единого пространства; происходит формирование понятия "единое физическое время". Главная особенность этого понятия в том, что оно непременно должно отражать временные характеристики каждого объекта, явления, процесса, включаемого в поле возможного действия, и тем самым обеспечивать возможность сопоставления их между собой (иными словами, охарактеризовать *временной* аспект всех взаимодействий, важных для нашей деятельности).

Вместе с тем отсутствуют критерии выбора той системы отсчета, по которой можно было бы провести сопоставление временных характеристик каждого события. Однако эту трудность можно преодолеть, если при анализе включить, помимо объекта, еще и субъект познания, то есть человека с его предметно-практической деятельностью. Эта деятельность и будет единым основанием для сопоставления временных характеристик событий, явлений, процессов. Это и сделал А.Эйнштейн: он ввел в физическую картину мира "наблюдателя" с его деятельностью (он зажигал лампы, тем самым подавая сигнал времени), благодаря чему появилась возможность использовать понятие об эта-

лонных процессах, установить способы их сопоставления между собой.

Эталонные процессы должны выбираться в соответствии с условиями деятельности субъекта, то есть быть легко доступными для него в любой части пространственно-временного поля его деятельности. Их временные характеристики должны однозначно подразделяться на операционные единицы, соразмерные с временными характеристиками объектов и процессов, включаемых в поле возможных действий субъекта. Градуированные временные характеристики эталонных процессов сопоставляются между собой посредством нашей предметно-практической деятельности. Тем самым мы *конструируем* систему физического времени. Это первый этап. На втором этапе мы находим в этой системе физического времени место для каждого изучаемого события, процесса, объекта, выясняем их последовательность или одновременность. При этом надо иметь в виду, что точность сопоставления временных характеристик, следовательно, и точность одновременности, не абсолютна. Соответствующие коррективы в систему физического времени вносятся введением в нее градуированных характеристик все новых и новых эталонных процессов, выбранных в соответствии с изменившимися условиями деятельности.

Итак, понятие "единое физическое время" – это система, *сконструированная* из проградуированных временных характеристик эталонных процессов, сопоставленных между собой при помощи предметно-практической деятельности. В этой системе через свою временную характеристику может найти свое место любое явление, объект, процесс, включенные в поле наших возможных действий. Хочу обратить внимание на полную методологическую аналогию с таксономической системой: сперва конструируем систему, потом в этой системе находим место для объекта.

Перейдем к геологическому времени. Принципиальное различие между физическим и геологическим временем: если физическое время конструируется из эталонных процессов при предметно-практической деятельности, то аналогичная процедура для геологического времени принципиально невозможна: когда совершались эталонные

процессы в далеком прошлом, некому было их осмысливать.

Однако геология оперирует уникальными объектами – горными породами. Уникальность их заключается в том, что в свойствах горных пород естественным путем запечатлено сопоставление временных характеристик самых разных геологических событий, явлений, процессов, которые происходили в момент образования осадка. Вместе с тем последовательность сопоставленных временных характеристик зафиксирована в напластованиях горных пород. Когда мы имеем дело с физическим временем, сопоставление временных характеристик и установление последовательности операционных единиц должен выполнять человек в процессе своей предметно-практической деятельности. Когда мы имеем дело с геологическим временем, эти две операции происходят в процессе образования напластования горных пород естественным путем. Конечно, в листах каменной книги последовательность сопоставленных временных характеристик сохранилась в виде фрагментов, но эти фрагменты в той или иной степени перекрывают друг друга и потому всегда существует потенциальная возможность увязать их в одно целое – единое геологическое время. Роль субъекта (наблюдателя) при формировании понятия геологического времени заключается в прочтении листов каменной книги и распределении их, исходя из содержания прочтенного, в естественную последовательность. По существу, именно так и была сконструирована всем известная геохронологическая шкала.

Следовательно, геологическое время – это сконструированная исследователями система градуированных шкал временных характеристик эталонных геологических процессов, сопоставленных между собой благодаря совместной фиксации в породах результатов этих процессов. Геологическое время отражает временной аспект прошлых взаимодействий, которые существенны для понимания взаимоотношений геологических тел, включаемых в поле наших возможных действий.

Геологи четко различают временные понятия (промежутки времени) и понятия, обозначающие объем горных пород, который сформировался в тот или иной промежуток времени. Это закреплено в двойной номенклатуре: период и система, век и ярус и т.д. Совокупность горных пород, которые сформировались в конкретный промежуток времени, мы называем стратиграфическим подразделением, или стратонем.

Стратон – основная операционная единица стратиграфического анализа, элемент создаваемой системы. Он конструируется по определенным правилам в зависимости от характера исходных данных, получаемых при изучении запечатленных в свойствах горных пород результатов конкретного эталонного геологического процесса [Пояркова, Поярков, 1985]. Исследование какого-нибудь одного эталонного процесса составляет частный метод

стратиграфии. Используемые в настоящее время разнообразные частные методы принадлежат трем большим группам.

Первая объединяет те, которые основаны на исследовании цикличности процессов, свойственных всему земному шару или значительной его части, – изменение магнитного поля Земли, климатические флуктуации, эвстатические колебания, приводящие к развитию трансгрессий и регрессий и т.д. Эти методы могут успешно использоваться и используются при решении широкого круга задач, особенно при сопоставлении разнофациальных толщ. Вместе с тем сходство аналогичных стадий разных циклов затрудняет применение этих методов при корреляции удаленных разобщенных разрезов без привлечения других стратиграфических методов. К примеру, в ритмично построенных толщах порой трудно или даже невозможно определить только по данным изучения литологии, какому из ритмов принадлежит отдельное изолированное обнажение этих пород.

Вторая группа объединяет бурно развивающиеся в последние десятилетия дистанционные методы исследования физических свойств горных пород. Это различные виды каротажа, сейсмические методы в морской геологии и т.д. Дистанционное изучение физических параметров горных пород и осадков позволяет в широких масштабах автоматизировать процесс стратиграфических исследований, что открывает перед ними большие перспективы. Вместе с тем этим методам в еще большей степени присущ тот же недостаток, что и первой группе: без помощи других методов они не позволяют однозначно увязывать удаленные разрезы.

Третью группу составляют такие эталонные процессы, как эволюция органического мира и распад радиоактивных элементов, лежащих в основе соответственно палеонтологического и радиологического методов. Они лишены указанных выше недостатков и позволяют уверенно сопоставлять удаленные разрезы. Однако при помощи палеонтологического метода затруднена корреляция разнофациальных толщ, а на результаты абсолютной геохронологии в значительной мере влияют эпигенетические процессы, и свои ограничения накладывают особенности распределения радиоактивных элементов в земной коре.

Как видим, ни один из частных методов не может претендовать на статус привилегированной системы отсчета, то есть в принципе не может быть архистратиграфических методов в стратиграфии. Каждый метод наиболее продуктивно работает в строго определенной области и имеет те или иные ограничения. Универсальна лишь вся совокупность частных методов стратиграфии, причем только в том случае, если частные шкалы сопоставлены между собой через отложения, включаемые в стратон. Поэтому разработка любого частного метода обязательно должна предусматривать увязку созданной с его помощью шкалы с уже существующей

щими. Иначе новый метод не может быть включен в культуру геологической науки, так как не обеспечивает преемственность знаний. Учитывая все сказанное, следует подчеркнуть, что с методологической точки зрения дискуссии о преимуществах того или иного частного метода стратиграфии бессмысленны: все методы относительны, каждый рассчитан на решение определенных задач и потому равноправен. Внимание стратиграфов должно быть обращено на выяснение области наилучшего применения каждого частного метода, на выявление ограничений сферы его применения и на сопоставление шкал, разработанных частными методами стратиграфии: биостратиграфической, радиологической, палеомагнитной и т.д.

Следует подчеркнуть: по каким правилам не конструировался бы стратон разными частными методами стратиграфии, он должен отвечать двум требованиям.

1. Стратону должно быть присуще специфическое сочетание свойств горных пород, характер которых определяется типом эталонного геологического процесса.

2. Каждый стратон должен охватывать тот или иной интервал разреза, то есть быть материальным телом - носителем специфического сочетания признаков. Необходимость определять стратон как отложения с характерным набором признаков, а не просто как набор этих признаков, диктуется тем, что именно горные породы есть та материальная основа, которая позволяет объективно сопоставлять между собой разные геологические процессы прошлого, в том числе и эталонные. Поэтому каждый стратон должен иметь свой стратотип, т.е. типовой разрез, фиксирующий объем отложений с присущим ему сочетанием признаков.

Остановимся более подробно на палеонтологическом методе, основанном на анализе распределения видов (реже родов) в осадочных породах. Характер распределения таксонов прежде всего определяется условиями захоронения и последующего сохранения остатков организмов в породах, так как процессы переотложения могут существенно исказить первоначальную картину их пространственного распространения. Этот круг вопросов обычно рассматривается при тафономическом анализе. Все последующие стратиграфические построения при помощи палеонтологического метода возможны лишь в том случае, если будет установлено отсутствие существенного влияния переотложения на распространение изучаемых остатков организмов. В отдельных случаях применение палеонтологического метода возможно и при явных следах переотложения, но это требует специальных приемов анализа. О них писал автор [Поярко, 1973], а впоследствии А.В. Дженчураева и И.И. Солошенко [1983].

Характер сочетания представителей таксонов, захороняющихся в напластованиях пород, запечатлевает основные результаты эволюции органического мира. Благодаря необратимости эволюци-

онного процесса свойства каждого стратона, устанавливаемые по сочетанию встречаемых в нем видов, также не повторяются ни в ниже-, ни в вышележащих породах. С этим связано основное преимущество палеонтологического метода: в отличие от других он дал возможность сконструировать единую геохронологическую шкалу, каждый стратон которой охарактеризован неповторимыми индивидуальными свойствами (специфическим сочетанием видов или родов). Выделение стратонов по характеру распространения в разрезе остатков видов (родов) составляет сущность биостратиграфического анализа. Поскольку распространение любого таксона, сейчас и в прошлом, как правило, ограничено присущим ему биотопом, то есть экологическими условиями, то каждый стратон, выделяемый по характерному сочетанию видов, имеет конкретную пространственную протяженность, которая в первом приближении контролируется палеогеографической обстановкой. Однако не все пространственные особенности распространения таксонов объясняются характером распределения географических условий их обитания. Как показали исследования многих палеонтологов, существенное влияние оказывают также расположение центров зарождения таксонов, пути их миграции и ряд других факторов, которые должны учитываться при палеобиогеографических построениях, когда устанавливаются биономические районы, провинции, области.

Теперь, несколько слов о палеобиогеографическом анализе. Цель этого анализа – привязать к определенной территории низшие стратоны, т.е. установить их пространственную локализацию и протяженность. Это достигается созданием системы биохорий, в которой находит рабочее место каждый стратон. Если в биостратиграфическом анализе мы рассматриваем распределение стратонов по вертикали, то в палеобиогеографическом анализе – по горизонтали. Однако этот анализ осложняется неразработанностью в должной мере общих методов палеобиогеографии. В последние годы этот вопрос специально рассмотрела З.Н. Пояркова [Пояркова, Джалилов, 1985] на материале меловых моллюсков. Она показала, что существуют две основные концепции выделения биохорий разных рангов: первая – ареал-генетическая, вторая – ландшафтно-географическая. Для палеонтологического метода стратиграфии большее значение имеет вторая концепция. Она основывается на том, что расселение любой группы организмов обуславливается местоположением центра зарождения, пространственностью условий, пригодных для существования ее представителей, а также протяженностью путей их миграции. Среди биохорий можно выделить области, провинции и биономические районы. Область – это крупная биохория, по размерам отвечающая палеоокеану; провинция по размерам отвечает части палеоокеана (окраинному морю), биономический район – наименьшая биогеографи-

ческая единица, отвечающая отдельным участкам окраинного моря, то есть приблизительно фациям или группе фаций. Биономические районы являются элементарными единицами палеобиогеографии, которые характеризуются примерно одинаковыми палеогеографическими условиями, следовательно, и относительно однородным составом населения. Провинции, а тем более области, представляют собой несравненно более сложные образования. Если в пределах провинции может быть несколько одинаковых или близких по своему характеру, но пространственно разобщенных биономических районов, то сами провинции и области уникальны, единственны в своем роде. Сейчас неясно, какими должны быть правила композиции биохорий в единую систему. Этот вопрос ждет своего исследования.

Пространственная протяженность стратонтов, выделяемых при биостратиграфических построениях, устанавливается только по результатам палеобиогеографического анализа. Органичная связь этих двух аспектов палеонтологического метода очень точно выражена высказыванием Д.П.Найдина [1973], ставшим афоризмом: "Без палеобиогеографии нет биостратиграфии".

Биостратиграфический анализ имеет целью изучение стратонтов и разработку принципов их композиции в единую систему – геохронологическую шкалу. Среди стратонтов выделяются три основные группы, отражающие последовательность обобщения эмпирического материала о характере распространения видов в осадочных толщах. Это – элементарные, низшие и высшие стратонты.

Элементарные стратонты – тейльзона, локаэпиболя, локабиозона, эпиболя, биозона – передают особенности распространения отдельных таксонов – вида или рода в конкретных разрезах.

Низшие стратонты – слои с фауной (флорой), лоны, горизонты, рены – представляют собой отложения, охарактеризованные специфическим сочетанием видов. Каждый из низших стратонтов имеет конкретную пространственную протяженность в конкретных же палеобиохориях: слои с фауной в биономических районах, лоны и горизонты в провинциях и т.д. [Пояркова, 1977].

Высшие стратонты – хронозоны, ярусы, отделы, системы и т.д. – имеют глобальное распространение и различаются между собой длительностью формирования, а также содержащимися в них комплексами остатков ископаемых организмов. Хронозона – это связующее звено между низшими и высшими стратонтами. Она состоит из соподчиненных ей низших стратонтов, как из отдельных блоков разной величины. Вместе с тем сами хронозоны образуют непрерывную последовательность "кирпичиков" одного размера (глобальной протяженности), из которых должны строиться высшие стратонты, слагающие международную стратиграфическую шкалу.

Все перечисленные стратонты так или иначе используются в стратиграфической практике, правда,

не всегда все придерживаются однозначного определения их. Но наибольшие разногласия вызывает вопрос о стратиграфических границах. Это возникает в силу того, что нет единых правил композиции стратонтов в единую систему. Предлагается использовать три простых правила.

1. Правило простого объединения, когда в качестве границ создаваемого более сложного стратона принимаются те или иные границы объединяемых. Это правило применяется, например, тогда, когда слои объединяются в лоны.

2. Правило второе – сложное сочетание, при котором новые границы устанавливаются по правилу мини-макса. Это правило действует при конструировании из локабиозон и локаэпиболей слоев с фауной или из лон – горизонтов. Напомним, что лоны представляют ту ступень биостратиграфического анализа, когда стратонты выделяются по данным распространения видов одной группы организмов, встречающихся только в близких фациях. Поэтому в пределах провинций можно разрабатывать и разрабатываются параллельные лональные шкалы: по фораминиферам, брахиоподам, кораллам, аммоноидеям, конодонтам и т.д. Наличие параллельных лональных шкал увеличивает универсальность и надежность палеонтологического метода, но, вместе с тем, порождает большую трудность, которая заключается в следующем. В сопоставленных параллельных шкалах неизбежны несовпадения лональных границ (так называемая "лестница Шиндевольфа"). В таком случае среди "ступенек" необходимо выделить приоритетные рубежи с тем, чтобы от множества параллельных лональных шкал перейти к единой, более универсальной для данной провинции. По мнению автора, это приходится осуществлять при выделении горизонта. Есть разные толкования понятия "горизонт", единицы такой более универсальной шкалы можно назвать и по-другому. Дело в том, что наличие "лестницы Шиндевольфа" значительно осложняет проведение границ более универсального стратона, чем лона. Обычно эту трудность обходят следующим образом: одна из групп фауны на основании тех или иных соображений возводится в ранг архистратиграфической – важнейшей для стратиграфии, и границы ее лональной шкалы априорно принимаются в качестве рубежей более комплексного, чем лона, стратона – горизонта. Эта точка зрения весьма распространена. Однако ее признание сразу же ликвидирует у такого стратона (горизонта) статус универсального стратиграфического подразделения провинции. Где же выход? Однозначность проведения границ горизонта с сохранением его статуса универсального стратона обеспечивается в том случае, если его границы проводить по тем уровням, на которых наблюдается минимальное расхождение между лональными рубежами у максимального числа сопоставленных параллельных лональных шкал. Это и есть правило мини-макс. При таком подходе горизонт будет объединять в своем составе разное

число лон из различных лональных шкал. Это позволяет через те или иные лональные шкалы проследить горизонт как универсальный стратон в пределах всей провинции.

3. Третье правило применяется при конструировании высших таксонов. Элементом для конструирования высших таксонов является хронозона. В единой последовательности хронозон выделяются совокупности их, разделенные рубежами одного ранга. Ранг этих рубежей устанавливается по четкости пространственной выдержанности. Насколько мне известно, этот принцип впервые использовал

О.Л.Эйноор [1978] при анализе положения границы между нижним и средним карбоном. Этот принцип имеет большой практический смысл: чем крупнее ранг высшего стратона, тем на большей площади будут четко проследиваться его границы. Тем самым обеспечивается соразмерность временных соотношений геологических процессов классу решаемых задач.

Все три указанных правила композиции стратонов в единую систему исходят из одного критерия – обеспечить простоту и надежность применения палеонтологического метода в практической деятельности геолога.

Заключение

Итак, я постарался взглянуть с методологической точки зрения на работу микропалеонтолога – систематика и стратиграфа. Меня, в основном, интересовали те "правила игры", по которым мы "играем" в этих науках.

В систематике и в стратиграфии мы сперва вынуждены провести эмпирическое обобщение материала в соответствии со стоящими задачами и выработать единую систему, т.е. создать инструмент, который нужен для решения стоящих перед нами задач. И лишь затем с его помощью мы решаем задачи, необходимые для практики геологических работ. Приступая к их решению, прежде всего оцениваем, насколько пригоден "инструмент" из на-

шего арсенала. Решение задачи начинается с модификации существующих инструментов исследования и создания недостающих. Необходимо периодически, по мере накопления материала, повторять эту процедуру. Нас часто захватывает и увлекает процесс проникновения в тайны природы – всегда интересно узнавать все новое и новое, но не надо забывать и об "инструментах".

В конечном счете успех исследований в первую очередь зависит от них, а класс, профессионализм мастера видны в его отношении к оснстке своего труда. На это Д.М. Раузер-Черноусова всегда обращала и обращает внимание своих учеников и коллег.

Литература

Ахундов М.Д. Концепции пространства и времени: истоки, эволюция, перспективы. М.: Наука, 1982. 221 с.
 Вернадский В.И. Размышления натуралиста: Пространство и время в неживой и живой природе. М.: Наука, 1975. 173 с. *Он же*. Научная мысль как планетное явление. М.: Наука, 1977. 189 с.
 Дженчураева А.В., Солошенко И.И. О переотложении фораминифер в верхнепалеозойских отложениях Восточного Алая // Бюл.МОИП, Отд.геол. 1983. Т.58, вып. 2. С. 75–82.
 Задорожный В.М. Фораминиферы и биостратиграфия девона Западно-Сибирской плиты и ее складчатого обрамления. Новосибирск: Наука, 1987. 117 с.
 Миклухо-Маклай А.Д. Верхний палеозой Средней Азии. Л.: Изд-во ЛГУ, 1963. 329 с.
 Найдин Д.П. О соотношениях биостратиграфических и палеобиогеографических подразделений низшего ранга // Бюл. МОИП . Отд.геол. 1973. Т. 78, вып. 6. С. 50–63.
 Поярко Б.В. О степени влияния переотложения фораминифер на точность определения возраста кремнисто-карбонатных отложений Южной Ферганы // *Вопр. микропалеонтол.* 1973. Вып. 16. С. 183–192.
 Поярко Б.В. Развитие и распространение девонских фораминифер. М.: Наука, 1979. 168 с.
 Поярко Б.В., Дик П.И., Палагин В.В. О применении аналогового устройства для видовой диагностики фораминифер // Тезисы докладов VI Всесоюз. микропалеонтол. совещания. Новосибирск. 1973.
 Пояркова З.Н. О пространственной протяженности биостратиграфических подразделений низшего ранга (на примере верхнемеловых отложений Северо-Востока Средней Азии) // Палеобиогеографическое районирова-

ние и биостратиграфия. Новосибирск: Наука, 1977. С. 131–148.
 Пояркова З.Н., Поярко Б.В. Палеонтологический метод стратиграфии // Бюл.МОИП. Отд. геол. 1985. Т. 60, вып. 5. С. 19–34.
 Пояркова З.Н., Джалилов М.Р. Морские гастроподы мела окраин Азии. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1985. 168 с.
 Раузер-Черноусова Д.М. Этапность и периодичность в историческом развитии фузулинид // Докл. АН СССР. 1965. Т.160, № 4. С. 914–917.
 Раузер-Черноусова Д.М. Некоторые аспекты проблемы эволюции фораминифер и ее значение в биостратиграфии // Закономерности развития органического мира по данным палеонтологии. М.: Наука, 1968. С. 48–24. (Тр. XII сессии ВПО).
 Раузер-Черноусова Д.М., Герке А.А. Терминологический справочник по стенкам раковин фораминифер. М.: Наука, 1971. 192 с.
 Раузер-Черноусова Д.М., Рейтлингер Е.А. К применению экосистемного анализа в решении стратиграфических вопросов каменноугольной системы // *Вопр. микропалеонтол.* 1977. Вып.19. С.3–16.
 Рейтлингер Е.А. Этапность развития фораминифер и ее значение для стратиграфии каменноугольных отложений // *Вопр. микропалеонтол.*, 1969. Вып.2. С. 3–33.
 Сабиров А. Надотряд Parathuramminoida // Справочник по систематике мелких фораминифер палеозоя. М.: Наука, 1993. С. 26–41.
 Степин В.С. Философия и образы будущего // *Вопросы философии.* 1994. №6. С. 10–22.

B.V. Poyarkov

About the methodology of micropaleontological investigations

In any investigations the two groups of conceptions are used. The first serves for studied objects' features description, the second – for studying subject' actions description. The analysis carried out in the paper allows to create the "game rules" (algorithm of actions) of micropaleontological and stratigraphical investigations and so to avoid the long discussions. The last ones usually arise because of the different scientists "play according to different rules". Many things in the paper have been conditioned by the articles of the thirty issues of "Problems of Micropaleontology" edited by D.M. Rauzer-Chernousova for the about forty last years.

The great attention was devoted to the aims of investigations. The aim of Stratigraphy is the field of possible actions with geological objects creation on the base of rocks' and their totality' study; when the space-temporal features of geological events and processes being revealed. Without the model of actions with geological objects (as the simplest example the geological map can be considered) to carry out the prospecting and exploration effectively and to use the geological environment in a building or others purposes is quite impossible.

The aim of micropaleontological investigations is to ensure the paleontological method in stratigraphy using. At the time the another aim – the use of results of conclusions about the laws of last ecosystems evolution related to self-developing systems is arising. It is known that such self-developing systems passes during their evolution the so-called points of instability. The study of stages and periodicity of Foraminifera can help to understand the laws of these points of instability passing. The last one is important to know when determining the strategy of humanity survival in conditions of ecological crisis.

The common algorithm of investigations in stratigraphy and microfauna systematics is the way when at first the hierarchial system being created according the definite regulations and then in this system the place for object under study being found according its features. Comparison of places occupied by objects under study in the system, carried out according definite rules, helped to provide the aims' achievement. In the paper the algorithms ("rules of game") of hierarchial systems in stratigraphy and systematics of microfauna foundation and the use of such systems for aim of stratigraphy and micropaleontology achievement are adduced.

С.В. Дубинина

Особенности глубоководных конодонтовых сообществ среднего аренига бассейнов Центральной Азии (Казахстан, Киргизия)

Средний арениг соответствует довольно короткому интервалу времени *elegans-evaе*.¹ Для него, по сравнению с предшествующим позднекембрийским-раннеаренигским интервалом, отмечается некоторое смещение континентальных масс Гондваны и Балтии; последней – от относительно высоких палеоширот в сторону умеренных. Свидетельством этого является постепенный переход со времени *elegans* от терригенного к карбонатному типу седиментации на мелководье Балтийского палеобассейна [Попов и др., 1989].

Несмотря на то, что уменьшение широтного климатического градиента бесспорно, мы стараемся показать, что характер распределения конодонтовой фауны времени *elegans-evaе* и позднего кембрия – тремадока был сходным и по-прежнему зависел главным образом от климатического, а, следовательно, и батиметрического температурных градиентов [Dubinina, 1991].

Учет влияния термоклина на распределение конодонтовых сообществ очевидно позволит использовать для палеобассейнов Центральной Азии в целом довольно близкий спектр палеообстановок обитания конодонтов, предложенный ранее для Япетуса и Палеопацифики [Dubinina, 1991, fig.6; Дубинина, 1994, рис.1,2]. Напомним, что в основе этих реконструкций лежат модели М.Тэйлора и

Х.Кука [Cook, Taylor, 1975; Taylor, 1977], обосновывающие принципы распределения трилобитовой фауны. Реконструировать же собственно модель распределения палеообстановок обитания конодонтов для Палеоазиатского океана не удастся, поскольку он представлял систему палеобассейнов различных типов [Никитин и др., 1990; Якубчук, 1990; Дегтярев, 1993]. В настоящее время подобные реконструкции для палеобассейнов Центральной Азии (см. ниже) нереальны.

Однако выявление особенностей глубоководных сообществ времени *elegans-evaе* во всех типах бассейнов этой системы – задача настоящей статьи – вполне осуществима.

Для ее решения 1) мы кратко охарактеризуем различные типы палеобассейнов Центральной Азии (на примере таковых Казахстана и Киргизии) и соответствующие им основные комплексы раннепалеозойских тектонических структур; 2) проведем анализ изученности конодонтовых ассоциаций времени *elegans-evaе*, приуроченных к наиболее глубоководным отложениям перечисленных типов бассейнов; 3) выявим особенности глубоководных конодонтовых сообществ (с использованием ранее предложенных моделей); 4) оценим значимость проведенных исследований.

Типы раннепалеозойских бассейнов Центральной Азии

В нижнем палеозое Центрально-Азиатского региона установлены следующие четыре типа палеобассейнов (на основе тектоно-седиментационного анализа) [Никитин и др., 1990; Якубчук, 1990; Дегтярев, 1993]:

Задуговые бассейны развивались на коре океанического типа. Для них характерны кремнисто-базальтовые и кремнистые комплексы на этапе спрединга и кремнисто-терригенно-туфогенные и олистостромовые толщи – на этапе закрытия бассейна. Этот тип палеобассейнов представлен комплексами Ишкеольмесского, Ерементау-Ниязского, Атасуйского, Бурунтауского, Майкаин-Кызылтасского антиклинориев, Юго-Западного и Северо-Восточного Предчингизья, а также среднеордовикскими

комплексами Тектурмасского и Северо - Балхашского антиклинориев (схема).

Островодужные пояса формировались на океанической и континентальной корах. Для их разрезов характерно чередование известково-щелочных эффузивов, кремнисто-туфогенных, флишевых и рифогенно-карбонатных толщ.

Примером служат комплексы Чингизского и Бошекульского антиклинориев, Кендыктинского и Степнякского синклинориев и, по-видимому, комплексы Юго-Западной Бетпак-Далы.

Эпиконтинентальные бассейны развивались на сиалическом фундаменте. В раннем ордовике преобладают кремнисто-карбонатные и кремнистые фации; в среднем ордовике – карбонатные и терригенно-карбонатные породы: комплексы Актау-

¹ Здесь термин "время" является хронологическим эквивалентом конодонтовых зон *elegans-evaе*.

Моинтинского и Текелийского антиклинориев.

Эпиконтинентальные-пострифтовые бассейны – протяженные узкие пояса, также заложившиеся на континентальном основании. В них преобладают кремнисто-терригенные, терригенные, реже карбонатные фации. Пример – протяженный Ишим-Каратау-Нарынский бассейн, реконструированный по нижнепалеозойским комплексам Байконурского синклиория, Большого Каратау, гор Джебаглы и комплексам структур Срединного Тянь-Шаня (Сандалашский хребет и хребты Джетымтау и Сарыджаз).

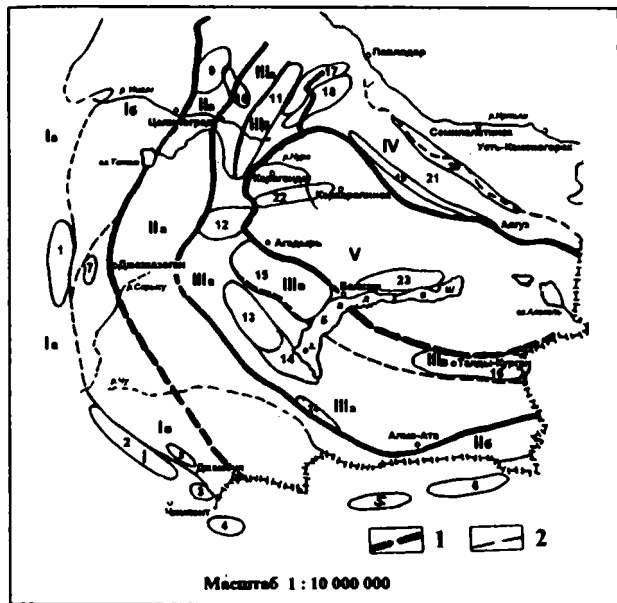


Рис. 1. Схема структурно-фациального районирования ордовикских отложений Казахстана [Никитин, 1972, с дополнениями]

1 – границы структурно-фациальных зон; 2 – границы структурно-фациальных подзон.

Ia-Ib – Кокчетау-Каратауская зона; Ia – Ишим-Каратауская подзона, Ib – Калмыккульская подзона, Iв – Таласская подзона; IIa – Степняк-Бетпақдалинская зона; IIб – Северо-Тяньшанская зона; IIIa-IIIb – Еремантау-Чуилийская зона; IIIa – Селеты-Чуилийская подзона, IIIб – Олентинская подзона, IIIв – Агальдыр-Джунгарская подзона; IV – Чингиз-Тарбагатайская зона; V – Джунгаро-Балхашская зона.

Основные тектонические структуры, включающие ордовикские образования с конодонтовой фауной: 1. Байконурский синклиорий; 2. Большой Каратау; 3. горы Джебаглы; 4. Сандалашский хребет Срединного Тянь-Шаня; 5. хребет Джетымтау Срединного Тянь-Шаня; 6. хребет Сарыджаз; 7. Улутауский антиклинорий; 8. Малый Каратау; 9. Степнякский синклиорий; 10. Ишкеольмесский антиклинорий; 11. Еремантау-Ниязский антиклинорий; 12. Атасуйский антиклинорий; 13. Северная Бетпақ-Дала; 14. Бурунтауский антиклинорий; 15. Актау-Моинтинский антиклинорий; 16. Текелийский антиклинорий; 17. Бошекульский антиклинорий и Кендыктинский синклиорий; 18. Майкаин-Кызылтауский антиклинорий; 19. Юго-Западное Предчингизье; 20. Северо-Восточное Предчингизье; 21. Чингизский антиклинорий; 22. Тектурмасский антиклинорий; 23. Северо-Балхашский антиклинорий; 24. Юго-Западная Бетпақ-Дала (3,7 – структуры, не охарактеризованные конодонтами; 22, 23 – структуры, охарактеризованные конодонтами среднего ордовика).

Распределение основных тектонических структур по типам палеобассейнов: 10-14, 18-20, 22, 23 – задуговые палеобассейны; 9, 17, 21, 24 – островодужные пояса; 15, 16 – эпиконтинентальные бассейны; 1-6 – эпиконтинентальный-пострифтовый бассейн; 8 – подводная гора Айша-Биби, сложенная карбонатами нижнего палеозоя

Изученность конодонтовых ассоциаций времени *elegans-evae*, приуроченных к наиболее глубоководным отложениям палеобассейнов

Из глубоководных отложений рассмотрим кремнистые отложения абиссали, сохранившиеся в составе офиолитовых комплексов; кремнисто-терригенные и кремнисто-вулканогенные отложения склонов островных дуг, а также тонкослоистые алевролиты и кремнистые алевролиты из наиболее дистальных обстановок континентального склона и гемипелагиали.

Первые конодонты в кремнистых породах Центрального Казахстана были найдены Н.М.Гридиной в каратаской свите Атасуйского антиклинория [Гридина, Машкова, 1977].

Автором данной статьи сначала были изучены конодонты в кремнисто-терригенных отложениях монадырской и каратаской свит Атасуйского антиклинория [Герасимова и др., 1977], где обнаружены: *Paracordylodus gracilis* Lind., *Oepikodus evae* (Lind.), *Paroistodus parallelus* (Pander), *Periodon flabellum* (Lind.), *Oistodus lanceolatus* Pander, *Stolodus stola* (Lind.)¹, затем – во фтанитах мыншокурской свиты кремнисто-терригенной акдымской серии Еремантау-Ниязского антиклинория [Новикова и др., 1978] и кремнях вулканогенно-кремнистого комплекса Ишкеольмесского анти-

клинория [Новикова и др., 1980; Геология..., 1985], а в дальнейшем – в кремнях бурубайтальской свиты Бурунтауского антиклинория Юго-Западного Прибалхашья [Никитин и др., 1980] и кремнях чажагайской свиты Северо-Западного Прибалхашья (Актау-Моинтинский водораздел, Сарыкумская подзона, разрез Сарыкум) [Аполлонов и др., 1990; Дубинина, 1990; Dubinina, 1991]. В этом же регионе конодонты были обнаружены Л.А.Курковской и в кремнях чажагайской свиты Чажагайской подзоны [Бесстрашнов и др., 1989].

Представительная коллекция конодонтов из яшм ушкызылской свиты Юго-Западного Предчингизья была вначале изучена С.В. Дубининой. Результаты изучения, дополненные данными А.М. Жилкайдарова и Т.Ю.Толмачевой, изложены в ряде работ [Никитин и др., 1992; Корень и др., 1993; Дегтярев, Дубинина, Курковская, Сережникова, в печати].

Конодонты среднего аренига (определения Г.П.Абаимовой) известны также из яшм найманжальской свиты офиолитового комплекса Северо-Восточного Предчингизья [Двойченко, Абаимова, 1987; Звонцов, Фрид, 1991].

¹ Таксономический состав конодонтовых комплексов из всех перечисленных в статье местонахождений смотри в таблице.

Конodontовые ассоциации времени *elegans-evae* из наиболее глубоководных отложений палеобассейна Центральной Азии
(Казахстан, Киргизия)

Виды	Типы палеобассейнов																		
	Задуговые								Островодужные пояса					Эпиконтинентальные		Эпиконтинентальные-пострифтовые			
	Атасуйский антиклинорий	Еремантау-Ниязский антиклинорий	Ишкеольмесский антиклинорий	Бурунтауский антиклинорий	Северная Бетпак-Дала	Майкаин-Кызылтауский антиклинорий	Ю-3 Предчингизье	С-В Предчингизье	Степнякский синклинорий	Бошекульский антиклинорий	Кендыктинский синклинорий	Чингизский антиклинорий	Ю-3 Бетпак-Дала	Актау-Моинтинский антиклинорий	Текелйский антиклинорий	Байконурский синклинорий	Сандалашский хребет	Хр. Джетымтау	Хр. Сарыджаз
<i>Prioniodus (P.) elegans</i>					+		+									+			
<i>Oepikodus evae</i>	+	+	+	+	+	+	+			+	+	+	+		+		+	+	
<i>Prioniodus (P.) deltatus longibasis</i>																+			
<i>Paroistodus parallelus</i>	+	+		+	+			+			+	+	+		+				+
<i>Paroistodus proteus</i>					+		+						+		+			+	+
<i>Drepanoistodus forceps</i>					+				+	+	+	+	+		+			+	+
<i>Drepanodus arcuatus</i>			+		+	+	+					+	+		+			+	+
<i>Periodon flabellum</i>	+	+		+	+		+	+	+		+	+	+		+				+
<i>Periodon primus</i>																+			
<i>Protopanderodus rectus</i>					+					+		+			+				
<i>Paracordylodus gracilis</i>	+	+	+	+	+		+	+		+	+	+	+		+	+	+	+	+
<i>Oistodus lanceolatus</i>	+	+	+					+		+					+				+
<i>Oistodus tablepointensis</i>															+				
<i>Oistodus elongatus</i>							+								+				
<i>Stolodus stola</i>	+																		
<i>Microzarkodina flabellum</i>	+							+											
<i>Oistodus emanuelensis</i>		+																	
<i>Drepanoistodus suberectus</i>					+														
<i>Periodon sp</i>						+	+												

Конодонтовая ассоциация с зональным видом *Oepikodus evae* (Lind.) обнаружена Л.А. Курковской в кремнисто-туффитовом прослое из базальтовой толщи косгомбайской серии Майкаин-Кызылтасского офиолитового пояса [Новикова и др., 1993].

Перспективными для конодонтов среднего аренига оказались кремни первой кремнисто-терригенной пачки бурубайтальской свиты Северной Бетпак-Далы [Герасимова и др., 1984; Курковская, 1985; Геология..., 1985; Корень и др., 1993] (определения Л.А. Курковской и Т.Ю. Толмачевой) (таблица).

В то же время в западной части Степнякского синклинория найден только *Periodon flabellum* (Lind.), по которому возраст кремнисто-терригенной толщи определяется не точнее аренига [Курковская, 1985].

Не отличаются представительностью конодонтовые комплексы из кремнистых алевролитов вулканогенно-осадочного островодужного комплекса кендыктинской свиты Кендыктинского синклинория [Тенякова, Калинин, 1980] (определения Т.В. Машковой). Более полные комплексы конодонтов (определения Г.П. Абаимовой) обнаружены в яшмовидных кремнях островодужного комплекса жельдыадырской свиты Бошекульского антиклинория [Хромых, 1986]. Сходные конодонтовые ассоциации известны и в кремнисто-туфогенных толщах Чингизского антиклинория [Дегтярев, Дубинина, Орлова, в печати].

Дополнительную информацию о конодонтах среднего аренига можно было бы получить из алевролитов керимбекской свиты Текелийского антиклинория [Никитин и др., 1993], сочетающих находки конодонтов и граптолитов. Это особенно интересно, поскольку кремнисто-терригенные толщи кушекинской свиты Юго-Западной Бетпак-Далы (разрез "Голубая гряда"), а также терригенные и кремнисто-терригенные образования (алевролиты и кремнистые алевролиты) карасуирской свиты Байконурского синклинория (разрез Байконур) недавно послужили хорошим примером для изучения представительных комплексов и конодонтов, и граптолитов [Дубинина и др., в печати; Дубинина и др., 1996]. Коллекция конодонтов

разреза Байконур насчитывает несколько десятков тысяч экземпляров конодонтовых элементов. Предварительные данные о конодонтах в разрезах Байконурского синклинория были ранее опубликованы В.Г. Пучковым [1986] и Л.А. Курковской [Герасимова, Курковская, 1993].

Дополнительные сборы конодонтов также желательны из кремнистых граптолитовых сланцев сандалашской свиты Срединного Тянь-Шаня [Мамбетов, 1993], в которых пока обнаружен только один аренигский вид конодонтов - *Paracordylodus gracilis* Lind..

Комплекс с зональным видом *Oepikodus evae* (Lind.) известен из кремней олджобайской свиты хребта Джетымтау Срединного Тянь-Шаня [Чернышук, 1993]. И, наконец, в хребте Сарыджаз Срединного Тянь-Шаня в кремнях и глинисто-кремнистых сланцах олджобайской свиты также известны конодонты среднего аренига [Пучков и др., 1986] (таблица).

Таким образом, Ишим-Каратау-Нарынская структурно-фациальная зона, соответствующая одноименному эпиконтинентальному пострифтовому палеобассейну, охарактеризована конодонтами среднего аренига от Байконурского синклинория на западе до хребта Сарыджаз - на востоке. Данные о конодонтах хребта Куруктаг Северо-Западного Китая, завершающего на востоке эту наиболее протяженную зону, пока отсутствуют.

Из всех перечисленных местонахождений конодонтов среднего аренига наибольшую ценность представляют не отдельные точечные сборы конодонтовых элементов, а находки последних в непрерывных или надстраивающих друг друга разрезах нижнего-среднего ордовика. К таковым относятся разрезы Байконурского синклинория (для эпиконтинентального-пострифтового бассейна); Северо-Западного Прибалхашья - Актау-Моинтинский водораздел (для эпиконтинентального типа палеобассейнов); Северной Бетпак-Далы, Юго - Западного Предчингизья, Майкаин-Кызылтасского антиклинория (для задуговых палеобассейнов), и, наконец, разрезы Чингизского антиклинория (для островодужных поясов).

Особенности глубоководных конодонтовых сообществ времени *elegans-evae* бассейнов Центральной Азии

Установить особенности глубоководных конодонтовых сообществ среднего аренига бассейнов Центральной Азии можно попытаться, проанализировав конодонтовые сообщества из разных палеообстановок бассейнов Центральной Азии и других регионов мира. Известно, что аренигская фауна сравнительно с тремадокской гораздо больше дифференцирована в зависимости от конкретных обстановок обитания [Дубинина, 1994]. Однако для среднего аренига все многообразие палео-

обстановок и их сообществ можно свести к модели, в которой участвуют в различных пропорциях три фаунистических компонента: Акадо-Балтийский (А-Б), Мидконтинентальный (М) и Юаногнатусовый (Ю) [Dubinina, 1991]. Последний появляется в конодонтовой фауне со времени *elegans-evae* и этим отличает ее от раннеаренигской (двухкомпонентной).

Юаногнатусовый (*Juanognathus*) фаунистический компонент [Lindstrom, 1976] включает *Juanog-*

nathus variabilis Serpagli, *Reutterodus andinus* Serpagli, *Protopanderodus gradatus* Serpagli, *Bergstroemognathus extensus* (Graves et Ellison), *Tropodus australis* (Serpagli), "*Acodus*" *sweeti* (Serpagli), "*Oistodus*" *americanus* (Serpagli). Однако напомним, что Юаногнатусовый компонент характерен только для сообществ переходной фаунистической области [Dubinina, 1991], где он считается относительно холодноводным (ОХ). Это означает, что виды Юаногнатусового комплекса не переходят уровень постоянного термоклина. Такой способностью обладают только А-Б виды, обитающие ниже уровня термоклина и относящиеся, соответственно, к холодноводному (Х) компоненту фауны переходной области. Что касается тепловодных (Т) Мидконтинентальных видов, то в обстановке переходной области они обычно очень сильно угнетены и относятся к компоненту Т [Dubinina, 1991].

Нас интересуют сообщества переходной области с той точки зрения, что последовательная их смена от обстановок открытого шельфа до гемипелагиали приводит к постепенному вытеснению угнетенных тепловодных и относительно холодноводных видов холодноводными. Наконец, при достижении необходимых условий (достаточной удаленности от берега и глубины бассейна) сообщества переходной области замещаются таковыми холодноводной области. Несомненно, этот переход постепенен и резких границ между названными фаунистическими областями не существует. Единственный компонент, остающийся в сообществах холодноводной области, – холодноводный А-Б компонент; его виды способны преодолевать рубеж постоянного термоклина. Достаточно глубоководные обстановки кремненакопления как раз отвечают условиям обитания исключительно А-Б видов. Этим обстановкам соответствуют перечисленные выше для бассейнов Центральной Азии кремнистые отложения абиссали, сохранившиеся в составе офиолитовых комплексов, кремнисто-терригенные и кремнисто-вулканогенные отложения склонов островных дуг, а также тонкослоистые алевролиты и кремнистые алевролиты подножия континентального склона и гемипелагиали. Вероятности встречи здесь Юаногнатусового или Мидконтинентального компонентов не существует, за исключением редких переотложенных Ю и М элементов (например, в разрезах Байконурского синклиория), которые для реконструкции глубоководных сообществ во внимание не принимаются.

Для сравнения сообществ переходной и холодноводной областей в пределах Центральной и Юго-Восточной Азии служат: с одной стороны, фауна Южного и Юго-Восточного Китая, а также сообщества из обстановок карбонатакопления подводной горы Айша-Биби (Малый Каратау, разрез Батырбай) (переходная фаунистическая область) [Dubinina, 1991]; с другой стороны, сообщества из наиболее глубоководных обстановок кремненакопления и др. задуговых, островодужных, эпиконтинентальных и эпиконтинентально-пострифтовых бассейнов Центральной Азии

Serpagli, *Protopanderodus gradatus* Serpagli, *Bergstro* (холодноводная область). В первом случае сообщества состоят их трех фаунистических компонентов: доминирующих Ю, А-Б и угнетенного М компонентов; во втором случае они представлены только А-Б компонентом. Последний включает *Prioniodus (P.) elegans* (Pander), *P.(P.) deltatus longibasis* (McTavish), *Paroistodus parallelus* (Pander), *P. proteus* (Lind.), *Drepanoistodus forceps* (Lind.), *Drepanodus arcuatus* Pander, *Periodon flabellum* (Lind.), *P. primus* Stouge et Bagnoli, *Protopanderodus rectus* (Lind.), *Paracordylodus gracilis* Lind., *Oistodus lanceolatus* Pander, *O. tablepointensis* Stouge, *O. elongatus* Lind. и *Oepikodus evae* (Lind.).

Сходный комплекс, но с небольшим количеством М и Ю видов, известен в Северной Америке (Западный Ньюфаундленд) как наиболее глубоководный и завершающий серию биофаций (открытый шельф – склон – подножие склона) океана Япетус. Этот комплекс, как и комплекс подножия континентального склона Палеоазиатической (Центральная Невада), рассматриваются для интерпретации сообществ переходной области вблизи условной границы с холодноводной областью [Dubinina, 1991].

Очевидно, в дальнейшем следует изучить конодонтовую фауну холодноводной области из обстановок кремненакопления эпиконтинентального-пострифтового палеобассейна на примере разрезов Северо-Западного Китая (Куруктаг).

Понятно, что виды, которые в переходной области "преодолевали" рубеж постоянного термоклина, могли обитать в любой из палеообстановок (глубоководной или мелководной) холодноводной области. Именно это обстоятельство позволило уточнить "объем" холодноводной области [Dubinina, 1991] и сравнить глубоководные сообщества, обитающие под уровнем постоянного термоклина в разнотипных бассейнах Центральной Азии, с сообществами Акадо-Балтики.

Акадо-Балтийские комплексы времени *elegans-evae* из самых верхов хуннеберга – биллингена Швеции [Lindstrom, 1954, 1971; van Wamel, 1974; Lofgren, 1978, 1993 a,b; Bergstrom, 1988] и их аналогов в Прибалтике [Вийра, 1974; Дубинина, 1983] и Ленинградской области [Сергеева, 1963] таксономически очень разнообразны. Вероятно, это характерная черта любых сообществ Акадо-Балтики. Менее разнообразны холодноводные (глубоководные) комплексы бассейнов Центральной Азии, хотя принципиальной разницы в составе этих сообществ нет. По сравнению с европейскими, конодонтовые ассоциации из перечисленных выше местонахождений Казахстана и Киргизии иногда все же характеризуются более ограниченным набором А-Б форм и, очень часто, – преобладанием (по числу экземпляров) элементов отдельных А-Б видов. К последним относятся элементы *Paracordylodus gracilis* Lind. и *Periodon flabellum* (Lind.) [Герасимова и др., 1977; Барсков, Новиков, 1984 и др.].

Таким образом, характеристика глубоководных конодонтовых сообществ среднего аренига равнозначна в сходных глубоководных палеообстановках разнотипных бассейнов Центральной Азии, что могло быть обусловлено относительной стабильностью океанических или открытоморских водных масс ниже термоклина.

Полученные за последние годы данные о конодонтовых сообществах из разных палеообстановок обитания и типах раннепалеозойских бассейнов Центральной Азии следует в дальнейшем учитывать для бассейнового анализа Центрально-Азиатского региона и палеобиогеографических реконструкций.

Литература

- Аполлонов М.К., Жемчужников В.Г., Дубинина С.В. Ордовик Северо-Западного Прибалхашья // Изв. АН КазССР. Сер. геол. 1990. № 4. С. 3–16.
- Барсков И.С., Новиков И.В. Естественный аппарат конодонтов *Paracordylodus gracilis* Lindstrom нижнего ордовика Центрального Казахстана // Тезисы докладов 27 сессии МГК. М.: Наука, 1984. Т. IX. Ч. 2. С. 45.
- Бесстраинов В.М., Герасимова Н.А., Курковская Л.А. Стратиграфия ордовика Актау-Моинтинского поднятия. // Стратиграфия палеозоя Казахстана. Алма-Ата, 1989. С. 68–77.
- Вийра В.Я. Конодонты ордовика Прибалтики. Таллин: Валгус, 1974. 142 с.
- Геология раннегеосинклинальных комплексов Центрального Казахстана // Материалы по геологии Центрального Казахстана. Т. XX. М.: Изд-во МГУ. 1985. 194 с.
- Герасимова Н.А., Курковская Л.А. Проблемы стратиграфии нижнего палеозоя Центрального Казахстана. // Проблемы геологии и металлогении Центрального Казахстана. М.: Наука, 1993. С. 24–32.
- Герасимова Н.А., Дубинина С.В., Зардишвили Н.И. О возрасте кремнисто-терригенного комплекса Атасуйского антиклинория (Центральный Казахстан) // Докл. АН СССР. 1977. Т. 235, № 1. С. 151–154.
- Герасимова Н.А., Бесстраинов В.М., Новикова М.З., Курковская Л.А. Стратиграфия и комплексы конодонтов нижнего палеозоя Северной Бетпак-Далы (Центральный Казахстан) // Изв. АН КазССР. Сер. геол. 1984. № 5. С. 12–18.
- Гридина Н.М., Машкова Т.В. Конодонты в кремнисто-терригенных толщах Атасуйского антиклинория // Изв. АН КазССР. Сер. геол. 1977. № 6. С. 47–48.
- Двойченко Н.К., Абимов Г.П. Конодонты и биостратиграфия вулканогенно-кремнистых толщ нижнего палеозоя Центрального Казахстана // Микрофауна и биостратиграфия фанерозой Сибири и смежных регионов. Новосибирск: Наука, 1987. С. 160–178.
- Дегтярев К.Е. Два типа раннепалеозойских островодужных систем Центрального Казахстана // Докл. АН СССР. 1993. Т. 331, № 1. С. 74–77.
- Дегтярев К.Е., Дубинина С.В., Курковская Л.А., Сережникова Е.А. Стратиграфия вулканогенно-кремнистых комплексов Западного Чингиза (Центральный Казахстан) // Бюл. МОИП, в печати.
- Дегтярев К.Е., Дубинина С.В., Орлова А.Р. Непрерывный разрез среднего кембрия – нижнего ордовика хребта Чингиз (Восточный Казахстан) // Бюл. МОИП, в печати.
- Дубинина С.В. К стратиграфии по конодонтам нижнего и низов среднего ордовика Северо-Западной Латвии // Изв. АН ЭССР. 1983. Т. 32, № 2. С. 45–52.
- Дубинина С.В. Зональная стратиграфия пограничных отложений кембрия и ордовика Казахстана по конодонтам. Автореф. дис. ... канд. геол.-минер. наук. М.: ГИН АН СССР. 1990. 25 с.
- Дубинина С.В. Реконструкция конодонтовых сообществ позднего кембрия и раннего ордовика в разных палеообстановках обитания // Экосистемные перестройки и эволюция биосферы. М.: Недра, 1994. Вып. 1. С. 71–79.
- Дубинина С.В., Орлова А.Р., Курковская Л.А. Новые данные о совместных находках аренигских конодонтов и граптолитов в кремнисто-терригенных толщах Юго-Западной Бетпак-Далы (Центральный Казахстан) // Бюл. МОИП, в печати.
- Дубинина С.В., Орлова А.Р., Курковская Л.А. Последовательность конодонтовых и граптолитовых комплексов в терригенных отложениях нижнего-среднего ордовика Ишим-Каратауской структурно-фациальной зоны Казахстана (на примере разрезов Байконур и Сарысай) // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1996. Т. 71, вып. 2. С. 64–75.
- Звоицов В.С., Фрид Н.М. Ранний палеозой северо-восточного Предчирчингизья и западного Тарбагатай // Изв. АН КазССР. Сер. геол. 1991. № 1. С. 23–42.
- Корень Т.Н., Лыточкин В.Н., Попов Л.Е., Толмачева Т.Ю. Биостратиграфический анализ пелагических структурно-вещественных комплексов палеозоя для целей ГСР-50 и -200. Методические рекомендации. Спб.: Роскомнедра Изд-во ВСЕГЕИ. 1993. 78 с.
- Курковская Л.А. Комплексы конодонтов из кремнистых и кремнисто-вулканогенных толщ ордовика Центрального Казахстана // Геология раннегеосинклинальных комплексов Центрального Казахстана. М.: Изд-во МГУ. 1985. С. 164–177.
- Мамбетов А.М. К стратиграфии сандалашской свиты Среднего Тянь-Шаня // Новые данные в биостратиграфии докембрия и палеозоя Кыргызстана. Бишкек: Илим, 1993. С. 41–55.
- Никитин И.Ф. Ордовик Казахстана. Ч. 1: Стратиграфия. Алма-Ата: Наука, 1972. 242 с.
- Никитин И.Ф., Жилкайдаров А.М., Фрид Н.М. Ордовикский кремнисто-базальтовый комплекс Юго-Западного Предчирчингизья // Изв. АН Республики Казахстан. Сер. геол. 1992. № 4. С. 57–70.
- Никитин И.Ф., Аполлонов М.К., Цай Д.Т., Буренин В.М., Дубинина С.В., Кузнецовский А.Г. О возрасте кремнистых толщ нижнего палеозоя юго-западного Прибалхашья // Изв. АН КазССР. Сер. геол. 1980. № 3. С. 42–50.
- Никитин И.Ф., Фрид Н.М., Звоицов В.С. Палеогеография и вулканизм Казахстана и Северного Тянь-Шаня в ордовике // Сов. геология. 1990. № 10. С. 38–48.
- Никитин И.Ф., Цай Д.Т., Шлыгин А.Е., Никитина О.И. Рудовмещающие толщи Коксу-Текелійского рудного района // Отечественная геология. 1993. № 10. С. 33–41.
- Новикова М.З., Рязанцев А.В., Дубинина С.В. О возрасте акдымской серии Еремантау-Ниязского антиклинория (Центральный Казахстан) // Докл. АН СССР. 1978. Т. 241, № 2. С. 453–455.
- Новикова М.З., Борисенко В.И., Буяковская К., Дубинина С.В., Герасимова Н.А., Минервин О.В. Новые данные по стратиграфии раннегеосинклинальных вулканогенно-кремнистых толщ нижнего палеозоя Ишкеольмесского и Еремантау-Ниязского Центрального Казахстана антиклинориев // Проблемы геологии. М.: Изд-во МГУ, 1980. С. 85–102.
- Новикова М.З., Герасимова Н.А., Курковская Л.А., Степанец В.Г., Якубчук А.С. Стратиграфия нижнепалеозойских вулканогенно-кремнистых толщ Майкаин-Кызылтасского офиолитового пояса (Центральный Казахстан) // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1993. Т. 68, вып. 6. С. 47–63.
- Попов Л.Е., Хазанович К.К., Боровко Н.Г., Сергеева С.П., Соболевская Р.Ф. Опорные разрезы и стратиграфия кембрийской фосфоритонесущей оболочковой толщи на северо-западе Русской платформы // Труды МСК СССР. Л.: Наука, 1989. Т. 18. 222 с.
- Пучков В.Н. Находки конодонтов в нижнепалеозойских кремнистых толщах Байконурского синклинория и их стратиграфическое значение // Изв. АН КазССР. 1986. № 1. С. 53–57.
- Пучков В.Н., Христов Е.В., Иванов К.С., Наседкина В.А. О возрасте кремнистых толщ бассейна р. Сарыдзак (Срединный Тянь-Шань) // Докл. АН СССР. 1986. Т. 290, № 5. С. 1190–1194.

- Сергеева С.П. Нижнеордовикские конodontы Ленинградской области и их стратиграфическое значение. Автореф. дис ... канд. геол.-минер. наук. Л., 1963.
- Тенякова Р.Г., Калинин И.Ф. О стратиграфии нижнеордовикских отложений Кендыктинского синклиория (Северо-Восток Центрального Казахстана) // Изв. АН КазССР. Сер. геол. 1980. № 6. С. 20–24.
- Хромых Б.Ф. Новые данные о венд-раннепалеозойском развитии и металлогении Бошекульского рудного района // Изв. АН КазССР. Сер. геол. 1986. № 6. С. 20–34.
- Чернышук В.П. Биостратиграфия по конodontам нижнего палеозоя Среднего Тянь-Шаня. // Новые данные в биостратиграфии докембрия и палеозоя Кыргызстана. Бишкек: Илим, 1993. С. 70–80.
- Якубчук А.С. Тектоническая позиция офиолитовых зон в структуре палеозойского Центрального Казахстана // Геотектоника. 1990. № 5. С. 55–68.
- Bergstrom S.M. On Pander's Ordovician conodonts: distribution and significance of the *Prioniodus elegans* fauna in Baltoscandia // *Senckenbergiana lethaea*. 1988. V.69, № 3/4. P. 217–251.
- Cook H.E., Taylor M.E. Early Paleozoic continental margin sedimentation, trilobite biofacies, and the thermocline, western United States // *Geology*. 1975. V.3. P. 559–562.
- Dubinina S.V. Upper Cambrian and Lower Ordovician conodont associations from open ocean paleoenvironments, illustrated by Batyrbay and Sarykum sections in Kazakhstan // *Geol. Surv. of Canada*. 1991. Paper 90-9. P. 107–124.
- Lindstrom M. Conodonts from the Lowermost Ordovician strata of South-Central Sweden // *Geol. Foren. Stockholm, Forh.* 1954. V.76. P. 517–604.
- Lindstrom M. Lower Ordovician Conodonts of Europe // *Geol. Soc. Am. Mem.* 1971. V.127. P. 21–61.
- Lindstrom M. Conodont palaeogeography of the Ordovician. In Bassett M.G. (ed.). *The Ordovician System: proceedings of a Palaeontol. Ass. symposium, Birmingham* // Univ. Wales Press and National Museum of Wales, Cardiff. 1976. P. 501–522.
- Lofgren A. Arenigian and Llanvirnian conodonts from Jamtland, northern Sweden // *Fossils and Strata*. 1978. V.13. 129 p.
- Lofgren A. Arenig conodont successions from central Sweden // *Geologiska Foreningens i Stockholm Forhandlingar*. 1993a. V.115. P. 193–207.
- Lofgren A. Conodonts from the lower Ordovician at Hunneberg, south-central Sweden // *Geol. Mag.* 1993b. V.130. N2. P.215–232.
- Taylor M.E. Late Cambrian of Western North America: Trilobite Biofacies, Environmental Significance, and Biostratigraphic Implications. In Kauffman E.G., Hazel J.E. (eds.). *Concepts and Methods of Biostratigraphy*: Dowden, Hutchinson and Ross // Inc. Stroudsburg, Pennsylvania. 1977. P. 397–425.
- van Wamel W.A. Conodont Biostratigraphy of the Upper Cambrian and Lower Ordovician of north-western Oland, south-eastern Sweden // *Utrecht Micropaleont. Bull.* 1974. № 10. 126 p.

S.V. Dubinina

The peculiarities of the Middle Arenig deep water conodont associations of Central Asian (Kazakhstanian, Kirgizian) paleobasins

Conodont associations of the *elegans*-evae time (middle Arenig) are investigated from the deep water deposits of Central Asian (Kazakhstanian, Kirgizian) paleobasins: marginal, island arc, epicontinental and epicontinental-postriftogenous ones. Marginal paleobasins are represented by the complexes of Ishkeolmess, Erementau-Niyaz, Atasu, Buruntau, Mairkain-Kyzyltass anticlinoriums, and the complexes of southwestern and northeastern Prechingiz regions of Central Kazakhstan. Complexes of Chingiz and Boschekul anticlinoriums, Kendyktin and Stepanyak synclinoriums and, apparently, the complexes of southwestern Betpack-Dala determine the island arc type of paleobasins (belts). Complexes of Aktau-Mointy and Tekeli anticlinoriums represent the epicontinental type of paleobasins. And, at last, the epicontinental-postriftogenous Ishim-Karatau-Naryn paleobasin is represented by the complexes of Baykonur synclinorium, Bolshoy Karatau, Dzebagly Mountains, as well as the complexes of Middle Tien-Shan (Sandalash, Dzhetyntau, Sarydzhas Ridges) in Kirgiziya. Pelagic (abyssal) siliceous deposits, preserved in the composition of ophiolite complexes, siliceous-terrigenous and siliceous-tuffaceous deposits of the island arc's slopes, as well as the thin bedded mudstones and siliceous mudstones, generated in a continental slope's base and hemipelagic environment,

are considered. It is noted that the middle Arenig deep water conodont associations living apparently below the permanent thermocline, had the same feature (composition) in a similar deep water paleoenvironments of Central Asian basins of different types. It could be conditioned by relative stability of water masses below the thermocline. The comparative analysis of conodont associations from different paleoenvironments of the basins of Central Asia and other regions of the world is realized. It is shown that the deep water conodont associations of Central Asian basins are similar to Acado-Baltic deep-and shallow water associations, but differ from the latter by lesser taxonomic diversity and, very often, by numerical domination of elements of some species (i.e., *Paracordylodus gracilis* Lind., *Periodon flabellum* (Lind.)). Deep water associations living below the permanent thermocline in different types of Central Asian basins, relate (as the Acado-Baltic associations) to the cold faunal realm. Juanognathus component, typical of the transitional faunal realm, as well as the starved warm water Midcontinental component, are absent in any Central Asian deep water associations, represented by the Acado-Baltic cold water faunal component exclusively. The data obtained are proposed to use for basinal analysis of Central Asian region and for paleobiogeographic reconstructions.

О роде *Sphaeroschwagerina* M.-Maclay, 1959

Sphaeroschwagerina как самостоятельный род был выделен из состава *Schwagerina* Moeller, 1877 А.Д.Миклухо-Маклаем со следующим типовым видом и диагнозом: "Тип рода – *Schwagerina principis* Schellwien, 1898 = *Schwagerina sphaerica* Scherbovich var. *karnica* Scherbovich, 1949 = *Sphaeroschwagerina karnica* Scherbovich, nom.nov., *Palaeontographica*. Bd. XLIV, SS.258–259, Taf. XXI, Fig. 9.

Диагноз. Раковины сферические, сжатые по оси навивания. Отношение длины к диаметру меньше единицы или равно единице. Начальные обороты навиты тесно (как у *Schwagerina* Moeller), внешние очень широко. Септы во всех стадиях роста нескладчатые. Хоматы слабо развиты, часто отсутствуют." [Миклухо-Маклай, 1959, с.157] К новому роду А.Д.Миклухо-Маклай относит *Sphaeroschwagerina karnica* [Scherb., 1949], *Sphaerosch. sphaeroidea* [Scherb., 1949], *Sphaerosch. sphaerica* (частично) и неописанную *Sphaerosch. ferganica* M.-Maclay.

Зарубежные исследователи признают самостоятельность рода *Sphaeroschwagerina* [Loeblich, Tarran, 1988], но многие [Cai Ruhua, 1988; Ozawa and all, 1988 и др.] понимают его как синоним всех *Schwagerina sensu* Moeller. Среди отечественных исследователей также существует точка зрения о распространении наименования *Sphaeroschwagerina* на всех *Swagerina sensu* Moeller [Давыдов, 1984].

Что же считать типичными сферошвагеринами и по каким характерным признакам они вычленяются? Поскольку диагноз рода, приведенный А.Д.Миклухо-Маклаем, краток, при определении сферошвагерин, помимо диагноза, необходимо исходить из изображения типового вида, а также из большого фактического материала по описаниям сферошвагерин.

А.Д.Миклухо-Маклай [1959], обозначив *Schwagerina karnica* Scherb. в качестве типового вида нового рода *Sphaeroschwagerina*, исходил из признаков экземпляра, изображенного Шельвином [Schellwien, 1898] под названием *Schwagerina principis*. Следовательно, именно этот экземпляр, представленный единственным осевым сечением, отражает основные черты нового рода. Для него характерно: раковина сферическая с отношением длины ее (L) к диаметру (D) около 0,95. Во внутренних трех оборотах навивание тесное, раковина удлиненно-веретеновидной формы с отношением L

к D около 2,7. После третьего оборота скачкообразно увеличивается диаметр раковины, достигая максимального прироста около 0,9 мм в предпоследнем обороте, а раковина приобретает форму, близкую к сферической. Стенка в двух внутренних оборотах тонкая, затем постепенно утолщается. Септы нескладчатые. В осевом сечении раковины наблюдается ограниченная узкая область прямых полосочек ("косичек"), а в медианной области последнего оборота – иногда фораменообразные арочки. Слабые хоматы имеются только на втором обороте.

Вышеприведенные признаки экземпляра, изображенного Шельвином под названием *Schwagerina principis* [Schellwien, 1898, Taf. XXI, Fig. 9], не соответствуют характерным признакам экземпляров, описанных С.Ф.Щербович [Раузер-Черноусова, Щербович, 1949] как *Schwagerina karnica*. Сходство рассматриваемых экземпляров выражается в форме раковины, тогда как различие проявляется в целом ряде признаков. Наиболее резкие различия следующие: отношение длины к диаметру раковины в наружном обороте (по изображению в работе Шельвина) около 0,95, тогда как у *Schwagerina karnica* это отношение колеблется от 0,8 до 0,9, т.е. всегда меньше 0,95; раковина во внутренних оборотах у экземпляра *Schwagerina principis* удлиненно-веретеновидной формы с величиной отношения длины к диаметру около 2,7, тогда как у *Schwagerina karnica* раковина во внутренних оборотах уплощенной формы со значительно меньшим удлинением: отношение длины к диаметру не превышает 2,0. Кроме того, различие проявляется в степени развития хомат, почти отсутствующих у экземпляра в работе Шельвина и развитых во всех оборотах у *Schwagerina karnica*.

Перечисленные отличия свидетельствуют о неидентичности экземпляра, изображенного Шельвином под названием *Schwagerina principis*, и *Schwagerina karnica* Scherb., а следовательно, ошибочность указания *Sphaeroschwagerina karnica* Scherb. в качестве типового вида рода *Sphaeroschwagerina*. По нашему мнению, видом, имеющим признаки, соответствующие признакам экземпляра, изображенного Шельвином, является *Schwagerina sphaerica* Scherb., 1949, включая *Schwagerina sphaerica gigas* Scherb. У экземпляра, изображенного Шельвином, и экземпляров, представляющих вид *Schwagerina sphaerica* Scherb.,

форма раковины во внешнем обороте сферическая, отношение длины к диаметру ($L : D$) в наружном обороте около 1,0 с колебаниями от 0,95 до 1,05. У экземпляра, показанного Шельвином, раковина в трех внутренних оборотах вытянуто-веретеновидной формы с отношением длины к диаметру около 2,7. Аналогичное строение раковины во внутренних оборотах имеют представители *Schwagerina sphaerica* Scherb., для которых величина отношения длины к диаметру близка 2,5 с единичными колебаниями до 3,1 (у *Schwagerina sphaerica gigas*). Сходство рассматриваемых форм проявляется также в характере очень слабой складчатости септ. В сечениях наблюдаются ограниченная область прямых полосочек, занимающих осевую часть раковины, либо фораменообразные низкие арочки по стенке раковины в двух последних оборотах, образующиеся в сечении при гофрированности нижней части септ раковины. Тождество экземпляра, изображенного в работе Шельвина и представляющего вид *Schwagerina principis*, с изображениями вида *Schwagerina sphaerica* Scherb. позволяет рассматривать эти виды идентичными и считать последний типовым видом рода *Sphaeroschwagerina*.

Итак, по нашему мнению, типовым видом рода *Sphaeroschwagerina* следует обозначить *Schwagerina principis* Schellwien = *Schwagerina sphaerica* Scherb.

С этим предложением автор настоящей публикации намерен обратиться в Международную комиссию по зоологической номенклатуре.

Сравним типовой вид сферосвагерин с близкими видами, среди которых наиболее сходными являются *Schwagerina pulchra* Kahler (= *Sch. karnica* Scherb.), *Sch. subrotunda* (Ciri), *Sch. asiatica* M.-Maclay, а также *Sch. sphaeroidea* Scherb., *Sch. constans* Scherb. Первые два вида, имеющие веретеновидную форму раковины в ювенариуме и не складчатые септы, отличаются от типового вида сферосвагерин меньшей удлиненностью раковины во внутренних оборотах ($L:D$ меньше 2,0) и присутствием четких хомат по всем оборотам. *Schwagerina asiatica* M.-Maclay отличается значительной удлиненностью раковины в ювенариуме, имеющей уплощенно-веретеновидную форму ($L:D$ до 4,0) и иной тип складчатости септ. В сечении наблюдаются обычно густые волнистые линии, а также волнообразно изогнутые широкие арки. Все виды группы *Schwagerina constans* отличаются формой раковины во внутренних оборотах: у *Schwagerina constans* и *Sch. sphaeroidea* Scherb. раковина во внутренних четырех-пяти оборотах укороченной вздуто-веретеновидной или близкой к сферической формы с отношением длины к диаметру меньшим 1,8, тогда как у сферосвагерин во внутренних трех-трех с половиной оборотах ювенариума раковина имеет удлиненно-веретеновидную форму с отношением длины к диаметру больше 2,0 (у типичных L к D равно 2,5–2,7).

Исходя из вышеуказанного приводим уточненное описание рода *Sphaeroschwagerina*.

Под *Sphaeroschwagerina* M.-Maclay, 1959

Sphaeroschwagerina: Миклухо-Маклай, 1959, вып.10, с. 157–158.

Типовой вид – *Schwagerina principis* Schellwien, 1898 = *Schwagerina sphaerica* Scherb., 1949; нижняя пермь, ассельский ярус, верхняя зона, Уфимское плато.

Диагноз. Форма раковины во внешнем обороте сферическая, иногда слабо сжатая в области полюсов или близкая к сферической с отношением длины к диаметру около 1,0 (от 0,95 до 1,15). Форма раковины в ювенариуме (в трех-трех с половиной внутренних оборотах) удлиненно-веретеновидная с отношением длины к диаметру больше 2,0, обычно около 2,5, единично до 3,1, и с тесным навиванием оборотов раковины по спирали. После третьего оборота диаметр раковины скачкообразно увеличивается. Высота оборотов достигает максимального прироста в предпоследнем обороте. Септы либо нескладчатые, слабо изогнуты в сторону навивания, что в осевом сечении проявляется в виде узкой полосы "косичек" (прямых полосочек), расположенных в медианной части раковины, либо нижняя часть септ гофрирована, что в сечениях выражается в виде низких округлых арок, сходных с фораменами. Хоматы

отсутствуют или слабо развиты только на внутренних оборотах ювенариума.

Сравнение. По форме раковины, неравномерному развертыванию спирали, отсутствию складчатости септ рассматриваемый род сходен с *Robustoschwagerina* M.-Maclay, 1956. Отличается от последнего размерами, иным строением ювенариума, отсутствием или слабым развитием хомат на внутренних оборотах. От близкого рода *Schwagerina* Moeller, 1877 отличается формой раковины и отсутствием складчатости септ.

Замечания. В результате ревизии систематики рода *Schwagerina* и близких к нему родов, осуществленной коллективом авторов [Аносова, Бенш, Гроздилова и др., 1964], род *Sphaeroschwagerina* M.-Maclay, 1959 был включен в синонимику рода *Schwagerina* Moeller, 1877. Но при этом отмечалось, что виды, объединяемые в качестве сферосвагерин, действительно обладают рядом специфических признаков – сферической, несколько сжатой по оси навивания формой раковины, очень слабой складчатостью септ – и эту группировку следует

сохранять, возможно, в ранге подрода рода *Schwagerina*.

Достаточное количество общих морфологических признаков *Sphaeroschwagerina* и *Schwagerina* могло бы говорить в пользу того, что они являются подродами одного рода. Однако вполне приемлемо мнение А.Д.Милухо-Маклая [1959] о том, что сферошвагеринны произошли от швагерин, поскольку первые появляются стратиграфически позже последних и имеют довольно характерные отличительные особенности. Вероятно, сферошвагеринны представляют собой более продвинутую стадию эволюции швагерин.

Видовой состав. Приведенному диагнозу рода отвечает группа видов, включающих *Sphaeroschwagerina sphaerica* (Scherb.), *Sphaeroschwagerina karniolica* (Kahler), *Sphaeroschwagerina glomerata* (Schwager).

Распространение. Род *Sphaeroschwagerina* характеризует верхнюю зону ассельского яруса, реже встречается в средней. Ареал рода охватывает Тетическую область, Восточно-Европейскую платформу и Урал.

В процессе работы над приведенными материалами автор пользовался постоянными консультациями и полезными советами Дагмары Максимилиановны Раузер-Черноусовой. Критические замечания, высказанные Дагмарой Максимилиановной при неоднократном просмотре и обсуждении текста, приняты автором во внимание и учтены при окончательной доработке публикации. Автор, пользуясь случаем, выражает искреннюю признательность и глубокую благодарность Дагмаре Максимилиановне за оказанную помощь, поддержку и содействие в настоящей работе.

Литература

Аносова А.Н., Бени Ф.Р., Гроздилова Л.П., Доброхотова С.В., Калмыкова М.А., Киреева Г.Д., Лебедева Н.С., Миклухо-Маклай А.Д., Раузер-Черноусова Д.М., Щербович С.Ф. Ревизия систематики рода *Schwagerina* и близких к нему родов. // Морфология, систематика и состояние изученности фораминифер и остракод. // Вопр. микропалеонтол. 1964. Вып. 8. С.60–75.

Давыдов В.И. К вопросу о происхождении швагерин. // Палеонтол. журн. 1984. N4. С.3–16.

Миклухо-Маклай А.Д. Значение гомеоморфии для систематики фузулинид. // Уч. зап. ЛГУ. Сер. геол. наук. 1959. Вып. 10. С.155–171.

Раузер-Черноусова Д.М., Щербович С.Ф. Швагеринны Европейской части СССР. // Фораминиферы верхнекаменноуголь-

ных и артинских отложений Башкирского Приуралья // Тр. ИГН АН СССР. М., 1949, Вып. 105. С.61–117.

Cai Ruhua. Fusulinida of the Taiyan formation from Huaibei Coalfield, Anhui. // Abstracts of papers (I) 11 ICC Stratigr. and geology, 1988. P.53–54.

Loeblich A., Tappan H. Foraminiferal genera and their classification. VNB, Van Nostrand Reinhold Company. New York. 1987. (88). 970 p.

Ozawa T. et al. Carboniferous foraminiferal biostratigraphy in Japan. // Abstracts of papers (I) 11 ICC Stratigr. and geology. 1988. P.139–146.

Schellwien E. Die Fauna des karnischen Fusulinenkalks. Teil II. Foraminifera. // Palaeontol. Bd. XLIV. 1898. P.258–259.

T.N. Isakova

About genus *Sphaeroschwagerina* M.-Maclay, 1959

Genus *Sphaeroschwagerina* was singled out of *Schwagerina* Moeller composition by A.D. Miklukho-Maclay with the type species *Schwagerina principis* Schellwien, 1898 = *Schwagerina sphaerica* Scherbovich var. *karnica* Scherbovich, 1949 = *Sphaeroschwagerina karnica* Scherbovich, nom. nov.

Genus diagnosis adduced by A.D. Miklukho-Maclay is short so when *Sphaeroschwagerina* determining it is necessary besides the diagnosis to use the type species picture and the wide literature data on *sphaeroschwagerina* descriptions.

A.D. Miklukho-Maclay [1959] when determining the *Schw. karnica* as the type species proceed from the features of specimen have been showed by

(Schellwien, 1898) under the name of *Schw. principis*. Consequently, it is this specimen represented by the single axial cross that reflects the main features of new genus.

When comparing the features of the specimen represented by Schellwien with features of specimen described by S.F. Sherbovich [Rauser-Chernousova, Sherbovich, 1949] as *Schw. karnica*, their unsimilarity was revealed. On our opinion, *Schw. sphaerica* Scherb. is the species possessing the features corresponding to features of specimen pictured by Schellwien. It is this species – *Schwagerina principis* Schellwien = *Schwagerina sphaerica* Scherb. that is to be determined as the type species of *Sphaeroschwagerina* genus.

Genus *Sphaeroschwagerina* M.-Maclay, 1959

Sphaeroschwagerina: Miklukho-Maclay, 1959, is. 10, p. 157–158.

Type species: *Schwagerina principis* Schellwien, 1898 = *Schwagerina sphaerica* Scherbovich, 1949. Lower

Permian, Asselian stage, Upper zone, Uphimskoe plato.

Diagnosis. Shape of the shell is sphaerical in outer volution, sometimes slightly compressed on poles or close to sphaerical with L:D about 1,0 (from 0,95 up to 1,15). Shape of the shell in juvenarium is spindle-shaped with L:D more than 2,0, usually about 2,5, rare to 3,1 and with compact coiling of volutions in a spiral. After the third volution the shell's diameter increases sharply. Volutions' hight achieves the maximal accretion in the last volution. The septa are either unfolded, curved in the coiling direction that is shown in axial section as the narrow stripe of "tresses" (straight strips), settled in the median part of the shell, or lower part of septa is crimped, that is shown in sections as low rounded arches looking as foramens. The chomata are absent or slightly developed only within the internal volutions of juvenarium.

Comparison. On the shells' shape, unequal unwrapping of the spiral and septa's folding lack the

genera under consideration is similar to *Robustoschwagerina* M.-Maclay, 1956. It is differed from the last one by the another juvenarium structure, chomata laking or slight appearance at the internal volutions. Form the close *Schwagerina* Moeller, 1877 genus it is differed by the shell shape and septa folding lack.

Species composition. *Sphaeroschwagerina sphaerica* (Scherb.), *Sphaeroschwagerina karniolica* (Kahler), *Sphaeroschwagerina glomerosa* (Schwager) correspond to this diagnosis.

Occurences. Genus *Sphaeroschwagerina* is common for the Upper Zone of Assel Stage, and more rare is in the Middle one. Genus areal includes the Tethyan area, East-European Platform and Ural.

During the work process the author has been using the consultations and advices of D.M.Rauzer-Chernousova constantly and is greatly thankful and regardful to her.

Различные типы остракодовых сообществ в юрских бассейнах Сирии и их связь со средой обитания

Остракоды в основном считаются бентосными микроорганизмами и, как любая другая бентосная группа, сильно зависят от экологии окружающей среды. На разнообразие форм, систематический состав, численность и обилие в осадке, доминирование одних родов над другими влияет глубина и гидродинамика бассейна, характер солевого режима, температурные условия, характер грунта, трофические связи. Сильная взаимосвязь комплексов остракод с экологическими условиями обитания дает основание считать остракоды хорошими индикаторами среды [Pocogny, 1978].

Исследования взаимосвязи юрских остракод с палеообстановками бассейна в Восточном Средиземноморье проводилось попутно со стратиграфическими исследованиями. Изучение остракод в юрских отложениях Восточного Средиземноморья началось с работы известного французского микропалеонтолога Эртли [Oertli, 1966].

Он изучал юрские разрезы на территории Израиля (пустыня Негев и горы Костал Плайн). Он впервые дает видовые определения остракод, их стратиграфическое распространение, выделяет остракодовые зоны и соотносит их с зонами по фораминиферам. Эта работа послужила отправной точкой для изучавших позднее остракоды из юрских отложений Восточного Средиземноморья. После двадцатилетнего перерыва остракодами этого региона заинтересовались французские ученые [Dereche et al., 1987], исследовавшие юрские отложения Саудовской Аравии. Начиная с конца 80-х и в начале 90-х годов ученые из Израиля [Rosenfeld, Gerry, Honigstein, 1987; Rosenfeld, Honigstein, 1991] и Франции [Rosenfeld, Oertli et al., 1987] исследовали остракоды из юрских отложений Джебель Магара, района Меджел Шеймс и Голанских высот (в горах Хермон), района Хамактеш Хагадол. Остракоды из юрских отложений севера Иордании изучал Баша [Basha, 1980, 1992]. Таким образом, в Восточном Средиземноморье неисследованными оставались остракоды из юрских отложений Сирии.

Ранее в Сирии отмечались лишь отдельные находки остракод в породах юрского возраста. Во время геологической съемки, проводившейся советскими специалистами под руководством В.П.Поникарова, масштаба 1:200000 в начале 60-х

годов единичные раковины остракод рода *Metacypris* были найдены в батских отложениях формации Саргелу (скв. Суэдия, скв. Эль-Барде) на северо-востоке Сирии. В середине 80-х годов геологическая съемка масштаба 1:50000 некоторых участков Приморских хребтов проводилась сирийскими специалистами. Остракоды были обнаружены в средней и верхней юре в разрезах Кироун, Вади аль Оуюн, Кадмус, Синдиани, Дахр аль Киллин и Бекрака [Поникаров и др., 1969; Yousef, 1980a,b; Adjajian, Jamal, 1983; Adjajian, Al-Bakka, 1984].

Во время совместных советско-сирийских работ группой геологов из Академии Наук СССР в 1986-1991гг. был собран материал на микрофауну из юрских отложений Анти-Ливана, Приморских хребтов, Пальмирид и Курд-Дага. Участником этой экспедиции была специалист из Геологического института АН СССР доктор геол.-мин. наук К.И. Кузнецова, которая занималась изучением фораминифер [Кузнецова и др., 1991]. При обработке образцов, наряду с фораминиферами были обнаружены многочисленные и разнообразные комплексы остракод. Я глубоко признательна К.И. Кузнецовой за любезно предоставленный мне материал.

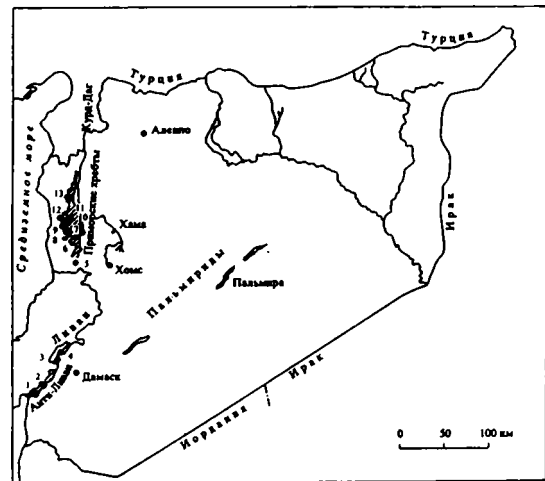


Рис. 1. Схема размещения изученных разрезов юрских отложений Анти-Ливана и Приморских хребтов

1 - Хадар; 2 - Арне; 3 - Вади аль Карн; 4 - Роуда; 5 - карьер Никола; 6 - Даль аль Киллин; 7 - Мисиаф; 8 - Кадмус; 9 - Вади Джаннам; 10 - Дждейда; 11 - Восточный Марин; 12 - Вади Шкейр; 13 - Баб Джанне.

На остракоды опробовано 15 разрезов, в которых мощность юрских отложений колеблется от первых сотен метров до полутора километров (рис.1).

Интервал отбора в среднем составлял от 1 до 10 м, в редких случаях – до первых десятков метров. Обработка проб показала, что встреченные сообщества остракод разнообразны, многочисленны и имеют хорошую степень сохранности. Большое значение играет то, что остракоды были найдены совместно с фораминиферами. Совместное нахождение фораминифер и остракод дало возможность провести сопоставление зональных страти-

графических подразделений, решить ряд вопросов корреляции разнофациальных отложений и перейти к палеоэкологическим построениям [Добрава, 1994а,б; Кузнецова, Добрава, 1995а,б].

Основная задача данной работы – на основании изученного материала по остракодам дать некоторую общую картину палеоэкологических особенностей региона. В работе будет рассмотрено изменение состава комплексов юрских остракод, его зависимость и связь с соленостью, температурой и глубиной палеобассейна. Относительная глубина бассейна определялась в первую очередь на основании комплексов фораминифер.

Соленость

Изменение ассоциаций остракод в зависимости от параметров среды обитания изучалось давно. В результате многолетних исследований современных сообществ остракод, сравнений с современными комплексами выяснилось, что соленость бассейна оказывает решающее влияние на характер ассоциации остракод. Она влияет на физиологию организма в целом и выражается в изменении внутреннего и внешнего строения раковины. Распределение родового состава остракод, а в некоторых случаях состава семейств полностью зависит от солености акватории.

Был проанализирован материал по разрезам юрских отложений Анти-Ливана, Приморских хребтов и Пальмирид. На основании сведений, приведенных Дж.Нилом [Neale, 1988], и собственных данных составлена таблица распространения отдельных родов, известных в юрских отложениях изученной территории, в зависимости от условий солености (рис. 2).

На рисунке показаны три основные группы родов остракод, обитающие в различных условиях солености: 1) пресноводные (роды *Darwinula*, *Theriosynoecum*, *Bisulcocypris*); 2) солоноватоводные (роды *Fabanella*, *Schuleridea*, *Limnocythere*,

Paracypris, *Cytheropteron*, *Cytherelloidea*); 3) морские (роды *Bairdia*, *Cytherella*, *Bythocythere*).

		(no Neale, 1988)							
Соленость (‰)		5	10	15	20	25	30	35	40
Классификация солености (Венеция, 1958 г.)	олигогалинные	мезогалинные			полигалинные		эугалинные		
		Остракоды							
<i>Darwinula</i>		----							
<i>Theriosynoecum</i>		----							
<i>Bisulcocypris</i>		----							
<i>Limnocythere</i>		-----							
<i>Fabanella</i>		-----	-----						
<i>Schuleridea</i>		-----	-----						
<i>Paracypris</i>			-----	-----					
<i>Cytheropteron</i>			-----	-----					
<i>Cytherelloidea</i>			-----	-----					
<i>Bythocythere</i>							-----	-----	
<i>Cytherella</i>									-----
<i>Bairdia</i>									-----

Рис. 2. Параметры солености палеобассейна, в котором могли обитать указанные рода остракод, встреченные в юрских отложениях Сирии

Эта таблица послужила основой для дальнейшего анализа родового состава встреченных в Сирии комплексов. По присутствию и доминированию в комплексе тех или иных родов косвенно можно сказать об обстановке, в которой обитало интересное нас сообщество.

Пресноводные, лагунные, солоноватоводные ассоциации

Пресноводные ассоциации остракод резко отличны от морских сообществ. "...Эвригалинность подавляющего большинства гидробионтов ограничена барьером в 5–8 промилле, который получил название "критической солености". По обе стороны от этой зоны развиваются различные фаунистические комплексы, по разному протекают обменные процессы в целых организмах и тканях... морские формы не выносят падения солености ниже 5–8 промилле, а пресноводные – ее повышения до таких величин..." [Константинов, 1979,

с.202]. Действительно, пресноводные комплексы остракод отличаются по составу от иных комплексов на уровне семейств. Изменение состава солоноватоводных и морских комплексов определяется на более низком – родовом, а в отдельных случаях на видовом уровне. Примером пресноводных комплексов могут служить комплексы остракод, практически целиком состоящие из видов рода *Darwinula*. Индикатором достаточно сильного опреснения являются роды *Theriosynoecum*, *Bisulcocypris*. Род *Limnocythere* тоже может указы-

Юрская		Система		
Нижний	Средний	Отдел		
Байосский		Ярус		
20 40 60 80 100 120 140 160 180 200 220		Мощность (м)		
1 3 4 5 6 7 8 9		Номер слоя		
		Литологическая колонка		
Слои с <i>Trohammina nana</i>		Зона <i>Praelamarckina humilis</i>	Фораминиферы	
Экозона <i>Limnocythere alata</i>		Слои не выделяются	Остракоды	
		<ul style="list-style-type: none"> <i>Limnocythere alata</i> <i>Limnocythere lobata</i> <i>Limnocythere</i> spp. <i>Procytheridea aff. magnicoutensis</i> <i>Procytheridea vermiculata</i> <i>Progonocythere stilla</i> <i>Kinkelinella (K.) sermoisensis</i> <i>Aphelocythere kuhni</i> <i>Cytherella</i> spp. <i>Ektyphocythere</i> sp. <i>Ektyphocythere schulamitae</i> <i>Monoceratina</i> sp. <i>Paracypris</i> sp. <i>Terquemula</i> sp. <i>Glyptocythere oblonga</i> <i>Glyptogatocythere malzi</i> <i>Cytherelloidea</i> sp. 		
Разнообразный сист. состав, с преобладанием форм, живущих в лагунных условиях и способных переносить большие колебания солености		Крайне обедненный комплекс с единичными эвригалинными формами рода <i>Limnocythere</i>	Разнообразный систем. состав с массовым развитием рода <i>Cytherella</i>	Структура сообществ
Неустойчивая		Вероятно нормальная		Соленость бассейна
Литораль		Сублитораль		Зоны бассейна

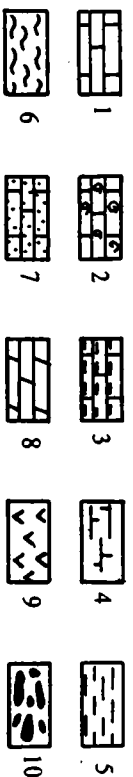


Рис. 3. Распространение остракод в разрезе близ с. Арне (обн. 92, Анти-Ливан).

Структура сообществ и анализ палеосолености бассейна

Условные обозначения к рис. 3-6: 1 - известняк; 2 - органогенно-обломочный; 3 - глинистый; 4 - мергелистый; 5 - глина; 6 - мергель; 7 - песчаник; 8 - доломит; 9 - вулканогенные породы; 10 - кремнистые стяжения

Арне, обн. 71, 77, 78

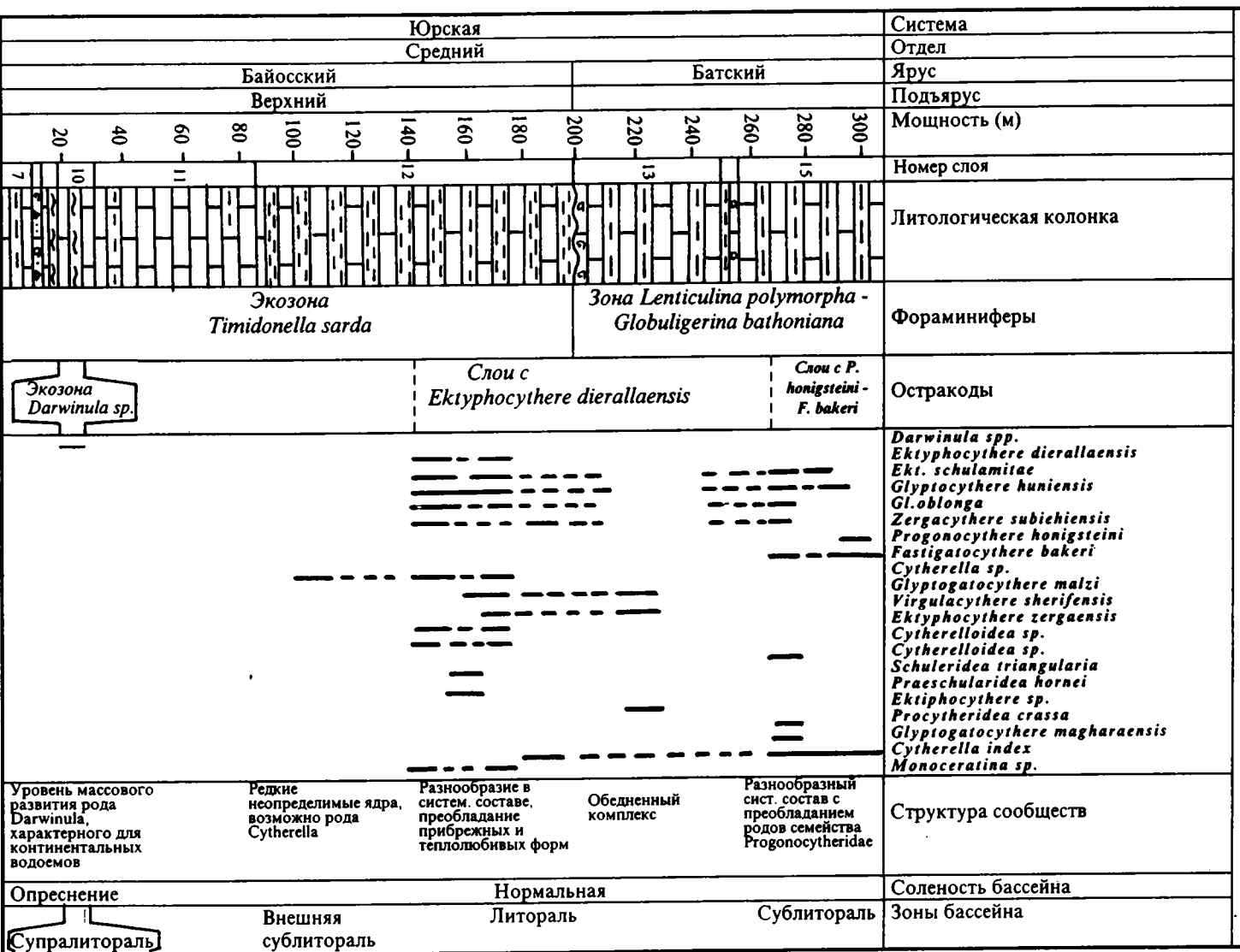


Рис. 4. Распространение остракод в разрезе близ с. Арне (обн. 71, 77, 78, Анти-Ливан). Структура сообществ и анализ палеосолености бассейна условные обозначения см. на рис. 3

Юрская			Система
Средний			Отдел
Батский		Келло-вейский	Ярус
Нижний		Верхний	Подъярус
20 40 60 80 100 120 140 160 180			Мощность (м)
1 2 4 6 8 9 11 12 13 14			Номер слоя
			Литологическая колонка
Слои с <i>Naurania deserta</i> - <i>Protopenneroplis striata</i>		Экозона <i>K. blancheti</i> - <i>P. striata</i>	Зона <i>K. palast.</i> - <i>P. salernit.</i>
Слои с <i>Progonocythere honigsteini</i> - <i>Fastigatocythere bakeri</i>		Слои не выделяются	
			<i>Fastigatocythere bakeri</i> <i>Progonocythere honigsteini</i> <i>Gl. oblonga</i> <i>Praeschuleridea hornei</i> <i>Pleurocythere (Pl.) favosa</i> <i>Pl. (Pl.) impar</i> <i>Ekt. schulamitae</i> <i>Glyptogatocythere magharaensis</i> <i>Terquemula gublerae</i> <i>Terquemula sp.</i> <i>Fabanella sarda</i> <i>Ektypocythere zergaensis</i> <i>Acantocythere aardaensis</i> <i>Klieana clausa</i> <i>Klieana sp.</i> <i>Klieana spp.</i> <i>Bairdia sp.</i> <i>Theriosynoecum sp.</i> <i>Theriosynoecum sp.</i>
Разнообразный систем. состав, включающий рода, живущие только в нормально-морских условиях		Разнообразный систем. состав. Преобладание прибрежных видов и наличие родов, способных переносить большие колебания солености.	
		Крайне обедненный систем. состав. Расцвет рода <i>Klieana</i>	
Нормальная		Вероятно опреснение	
Пониженная		Литораль	
Внутренняя сублитораль		Зоны бассейна	

В. Марин, обн. 69

Рис. 5. Распространение остракод в разрезе близ с. Восточный Маринн (обн. 69, Приморские хребты).

Структура сообществ и анализ палеосолености бассейна

Условные обозначения см. на рис. 3

вать на пресноводную обстановку, но для полной уверенности необходимо использовать сопутствующие роды остракод и другие микроорганизмы. Род *Limnocythere* может переносить большие интервалы колебания солености и, скорее, этот род может считаться индикатором не столько пресноводных, сколько лагунных условий в палеобассейне.

В качестве примера приведем комплекс, состоящий в большинстве своем из представителей рода *Limnocythere*, найденных в Анти-Ливане близ с. Арне в нерасчлененных нижнеюрских отложениях (рис.3). Спорадическое присутствие в нижнеюрском разрезе фораминифер, а подчас их полное отсутствие, говорят об изменчивости и неустойчивости условий в бассейне. По литературным данным [Neale, 1988], представители рода *Limnocythere* в основном обитают в бассейнах, где соленость колеблется в районе 7–10‰, но отдельные виды могут жить при солености, достигающей 46‰. Комплекс остракод, приуроченный к нижней части этого разреза, помимо доминирующих *Limnocythere* включает представителей родов *Procytheridea*, *Progonocytheridea*, *Cytherelloidea*, *Kinkelina* и *Aphelocythere*. Только род *Cytherelloidea* может переносить пониженную соленость, остальные роды считаются в основном нормально-морскими. Таким образом, смешанность комплекса позволяет говорить о периодической смене солевого режима бассейна, то есть о лагунной обстановке в этот период.

В глинах нижней части байосского яруса в Анти-Ливане (разрез у с.Арне) найден комплекс остракод, практически целиком состоящий из представителей различных видов рода *Darwinula* (рис.4). В байосском ярусе уровни с родом *Darwinula* отмечались в разрезах Приморских хребтов. Этот род характерен для озерных континентальных водоемов, либо для речных и временных потоков, где соленость не превышает 0,5‰

Можно предположить, что уровень с *Darwinula* отражает снос с континента, располагавшегося в тот момент северо-восточнее Анти-Ливана. В более молодых отложениях в Анти-Ливане таких уровней более не наблюдалось. Следует отметить, что в центральной Сирии (Пальмириды) и на крайнем северо-востоке в породах нижней части формации Саргелу был отмечен уровень, примерно одновозрастный с уровнем *Darwinula*, с остатками растений, что говорит о близости суши [Поникаров и др., 1969]. Локальное снижение солености в Приморских хребтах в юрских отложениях отмечается неоднократно. Комплексы, содержащие большое количество форм рода *Theriosynoecum* в батском ярусе найдены в разрезах Восточный Мариин, Баб Джанне, Вади Джаннам, Мисиаф.

В разрезе Восточный Мариин (рис.5) в течение батского века происходит постепенная замена нормально-морских форм (роды *Bairdia*, *Terquemula*, *Progonocythere*) солоноватоводными (роды *Fabanella*, *Pleurocythere*, *Glyptocythere*?, *Klieana*) [Malz et al., 1985; Neale, 1988]. К концу бата в комплексе остаются только представители рода *Klieana*. Таким образом, можно говорить о постепенном снижении солености этой части бассейна в течение батского века.

В разрезах Мисиаф и Бишили в батском ярусе был найден смешанный комплекс остракод, где наряду с нормально-морскими остракодами присутствуют раковины пресноводных *Darwinula*, вероятно, занесенных.

В келловейском ярусе ассоциация, содержащая в массовости род *Theriosynoecum*, характерный для пресноводных лагун, была найдена в разрезе Вади Шкейр. Совместно с родом *Theriosynoecum* в комплексе в массовом количестве присутствуют формы рода *Bisulcocypris* и единичные *Pleurocythere*.

В верхнеюрских отложениях Приморских хребтов уровней с явно пониженной соленостью не найдено.

Нормально морские ассоциации

Широко распространенные роды *Bairdia* и *Cytherella*, найденные в изученных юрских разрезах Сирии, при массовой встречаемости могут считаться индикаторами нормально-морской обстановки солености. По современным данным, большинство видов рода *Cytherella* стеногалинны и обитают при солености морского бассейна 32-37‰ на мелководье и при солености 34-35‰ на глубине. Лишь некоторые виды этого рода заходят в воды с более низкой соленостью до 25‰ [Sohn, 1964]. Для более точного определения солености очень важно присутствие в комплексе представителей рода *Bairdia*, так как этот род является еще более стено-

галинным, чем *Cytherella*. Виды рода *Bairdia* не переносят снижения солености ниже 31-32‰. В связи с этим присутствие в разрезах одних только *Cytherella* при отсутствии представителей рода *Bairdia* не может с полной уверенностью подтверждать нормально-морскую обстановку солености в бассейне [Масумов, Быковская, 1978].

Для примера нормально-морской обстановки разберем комплекс микроорганизмов, встреченный в породах нижнего оксфорда разреза Роуда (рис. 6), расположенного на севере Анти-Ливана. Комплекс остракод, наряду с многочисленными формами рода *Cytherella* включает в себя

Юрская					Система						
Верхний					Отдел						
Оксфордский					Ярус						
Нижний					Верхний					Подъярус	
10	20	30	40	50	60	70	80	90	100	Мощность (м)	
N					E		4			Номер слоя	
										Литологическая колонка	
Зона <i>Lenticulina bruckmanni</i> - <i>Globuligerina oxfordiana</i>				Зона <i>Alv.jaccardi</i> - <i>L.quenstedti</i>		Фораминиферы отсутствуют				Фораминиферы	
Слои с <i>Exopthalmocythere kidodensis</i>				Остракоды не определены						Остракоды	
				<p><i>Exopthalmocythere kidodensis</i> <i>Oligocythereis fullonica</i> <i>Cytherella index</i> <i>Cytherella spp.</i> <i>Acrocythere dubertreti</i> <i>Afrocythere faveolata</i> <i>Praeschuleridea aff. hornei</i> <i>cf. Bairdia sp.</i> <i>Bythocypris sp.</i> <i>Paracypris sp.</i></p>						Роуда, обн. 34	
Преобладание родов, живущих в нормально-морских условиях, на достаточной глубине далеко от берега				Плотность пород не позволяет выделить и определить присутствующие здесь остракоды			Фауна отсутствует				Структура сообществ
Нормальная					~					Соленость бассейна	
Внешняя сублитораль				Средняя и внутренняя сублитораль						Зоны бассейна	

Рис. 6. Распространение остракол в разрезе близ с. Роуда (обн. 34, Анти-Ливан). Структура сообществ и анализ палеосолености бассейна
 Условные обозначения см. на рис. 3

Oligocythereis, *Exophtalmocythere*. Эти остракоды обладают тонкой и ажурной раковиной, характерной для глубоководных форм [Pokorny, 1978; Rosenfeld et al., 1987; Rosenfeld, Honigstein, 1991]. Однако о большой глубине этого бассейна на основании встреченных форм говорить трудно, так как помимо остракод в разрезе обнаружены кораллы.

Достаточно часто в изученных разрезах на отдельных уровнях можно наблюдать комплексы остракод, практически полностью состоящие из видов родов *Cytherella* и *Bairdia*. Такие комплексы остракод встречаются совместно как с бентосными, так и с планктонными фораминиферами. В частности, это можно видеть в горах Анти-Ливана в нижнеоксфордских отложениях разрезов Хадар и Вади-аль-Карн, а в Приморских хребтах этот фактор ярко выражен в батских отложениях разрезов Джаннам и Баб Джанне. На этих указанных уровнях, исходя из вышеперечисленного, соленость акватории была нормально-морской.

Наиболее полно был изучен материал по остракодам из верхнебатских отложений Приморских хребтов. Анализ комплексов показал, что комплексы остракод, отвечающие наиболее опресненным условиям, приурочены к разрезам, расположенным в восточной части Приморских хребтов, а комплексы с нормально-морской биотой приурочены к отложениям, расположенным в западной части Приморских хребтов. Для разрезов средней части

Приморских хребтов характерны ассоциации с солоноватоводными остракодами, а также смешанные комплексы с нормально-морскими и солоноватоводными остракодами.

На основании анализа комплексов остракод из 15 разрезов для горной системы Анти-Ливана и Приморских хребтов была составлена возможная картина соленосной обстановки бассейна в течение юрского периода (рис.7,8). На рисунках штриховкой показан возможный интервал солености, в котором могли обитать присутствующие в этих районах комплексы остракод.

В Анти-Ливане в раннеюрское время соленость акватории была неустойчивой; в среднеюрское время уровень с пресноводными, озерными остракодами зафиксирован в нижней части байосского яруса, а начиная с конца байосского века и до титона включительно здесь устанавливаются наиболее стабильные и приближенные к нормально-морским условия солености; лишь спорадически и местами в средней юре встречаются солоноватоводные и пресноводные остракоды.

В Приморских хребтах по нижней юре материал по остракодам отсутствует; на протяжении средней юры, начиная с байосского яруса зафиксировано три уровня локального резкого снижения солености палеоакватории; в позднеюрское время соленость бассейна здесь была в основном нормально-морской.

Температура

Помимо солевого режима бассейна на состав и разнообразие сообществ остракод влиял температурный фактор Анти-Ливан, Приморские хребты и Пальмириды по своему географическому положению принадлежат к Африканско - Средиземноморской провинции, простирающейся в субширотном направлении. В юрский период эта часть океана Тетис относилась к тропической климатической зоне [История океана Тетис, 1987]. По палеомагнитным данным, через этот регион приблизительно параллельно северному побережью Африки проходил экватор. Большинство встреченных здесь родов и видов остракод теплолюбивые, что в известной мере определяет большое таксономическое разнообразие и провинциальность найденных сообществ.

Интересные данные по остракодам можно почерпнуть при исследовании распределения по разрезам родов *Cytherella* и *Cytherelloidea*. Современные представители *Cytherelloidea* очень четко фиксируют интервал температуры, в котором они могут существовать. Этот интервал колеблется от +10° С (для высоких широт) до +30 – +32° С (для

тропиков) [Sohn, 1964; Neale, 1973]. Представители рода *Cytherella*, по современным данным, имеют более низкий предел минимальной температуры. Они могут существовать при температуре не ниже +4,9° С (для северных районов) и не выше +32° С (для тропической области). Конечно, напрямую переносить современные данные на юрский период ни в коем случае нельзя. Климатические условия в юрском периоде в масштабах земного шара были абсолютно иными. Но тем не менее при анализе распределения рода *Cytherelloidea* было обнаружено, что наиболее теплые условия, с температурой придонных вод, не опускающейся ниже +10° С, отмечаются в нижней юре и байосском ярусе хребтов Анти-Ливана и в титонском ярусе Приморских хребтов. Эти уровни соответствуют наиболее мелководной, литоральной зоне палеобассейна. К сожалению, в нашем случае этот род не может служить индикатором температуры, так как он встречается только в литоральных условиях, хотя современные виды этого рода живут на глубине до 160–170 м [Bate, 1971; Баранова и др. 1963; Андреев, Вронская, 1970].

Анти – Ливан

Система	Отдел	Ярус	Подъярус	Фораминиферы	Остракоды	Зоны бассейна (Кузнецова, Доброва 1995)	Соленость бассейна 0 → 35‰	
Юрская	верхний	Титонский	J _{3t}	Зона Anchispirocyclus lusitanica	Слои с <i>Galliaecytheridea postrotunda</i>	литораль		
		Киме- риджский	J _{3km}	Зона <i>Alveosepta personata</i>	Слои не выделяются			
		Оксфордский	J _{3ox2}	Зона <i>Alveosepta jaccardi</i> - <i>Lenticulina quenstedti</i>				
			J _{3ox1}	Зона <i>Lenticulina brueckmanni</i> - <i>Globuligerina oxfordiana</i>	Слои с <i>Eophtalmocythere kidodensis</i>	внешняя сублитораль		
	средний	Келловейский	J _{2cl}	Зона <i>Kurnubia palastiniensis</i> - <i>Globuligerina calloviensis</i>	Слои не выделяются			
		Батский	J _{2bt}	Зона <i>Lenticulina polymorpha</i> - <i>Globuligerina bathoniana</i>	Слои с <i>Progonocythere honigsteini</i> - <i>Fastigatocythere bakeri</i>	сублитораль		
		Байосский	J _{2bj2}	Экозона <i>Timidonella sarda</i>	Слои с <i>Ekyphocythere dierallaensis</i>	литораль		
			J _{2bj1}	Зона <i>Lenticulina volubilis</i> - <i>Epistomina coronata</i>	Экозона <i>Darwinula</i> sp.			
		Аален- байосский	J _{2aal- bj}	Зона <i>Praelamarckina humilis</i>	Слои не выделяются	внешняя сублитораль		
	Нижний			Слои с <i>Trochammina nana</i>	Экозона <i>Limnocythere alata</i>	литораль		

Рис. 7. Изменение солености палеобассейна в юрское время в Анти-Ливане.
Штриховкой показан интервал, в пределах которого менялась соленость

Приморские хребты

Система	Отдел	Ярус	Подъярус	Фораминиферы	Остракоды	Зоны бассейна (Кузнецова, Добрава, 1995)	Соленость бассейна 0 → 35‰
Юрская	Верхний	Титонский	J _{3t}	Слой с <i>Bramkampella arabica</i>	Слой с <i>Cytherelloidea paraweberi</i>	литораль	
		Киммериджский	J _{3km}	Слой с <i>Alveosepta personata</i>	Слой с <i>Polydentina steghausi</i> <i>steghausi</i> (комплекс передложен)		
		Оксфордский	J _{3ox2}	Зона <i>Alveosepta jaccardi</i> - <i>Lenticulina quenstedti</i>	Слой не выделяются	внешняя сублитораль	
	J _{3ox1}		Зона <i>Lenticulina brueckmanni</i> - <i>Globuligerina oxfordiana</i>				
	Средний	Callovian	J _{2cl}	Зона <i>Kurnubia palastiniensis</i> - <i>Paleopfenderina salernitana</i>	Слой с <i>Ektiphocythere zoharensis</i>	внутренняя сублитораль	
		Bathonian	J _{2bt2}	Экозона <i>Kilianina blancheti</i> - <i>Meyendorffina bathonica</i>	Слой с <i>Progonocythere honigsteini</i> - <i>Fastigatocythere bakeri</i>	внутренняя сублитораль, литораль	
			J _{2bt1}	Слой с <i>Haurania deserta</i> - <i>Protopenereoplis striata</i>		средняя сублитораль	
		Vajocian	J _{2bj}	Слой с <i>Lenticulina centralis</i>	Слой не выделяются	внешняя сублитораль	
	нижний			Слой с <i>Involutina cf. liassica</i>	Слой не выделяются	литораль	

Рис. 8. Изменение солености палеобассейна в юрское время в Приморских хребтах

Батиметрия

Анализ относительной глубины бассейна, существовавшего на протяжении юрского периода в Сирии, был проведен К.И. Кузнецовой на основании смены комплексов фораминифер. Ею было сделано заключение о замене с увеличением глубины цикламинидово-павонитинидового типа фауны нодозариидово-эпистоминидовым. Изучение танаоценоза остракод позволило также выделить типы фауны, характерные для различных батиметри-

ческих зон палеоакватории – супралиторали, литорали и сублиторали.

На рис. 9 дана модель изменения микробиоты (остракоды) в различных зонах бассейна для средней юры.

Смена типов остракодовых ассоциации в общих чертах соответствует смене семейств Darwinulinidae, Limnocytheridae, Progonocytheridae, Bairdiidae и Cytherellidae.

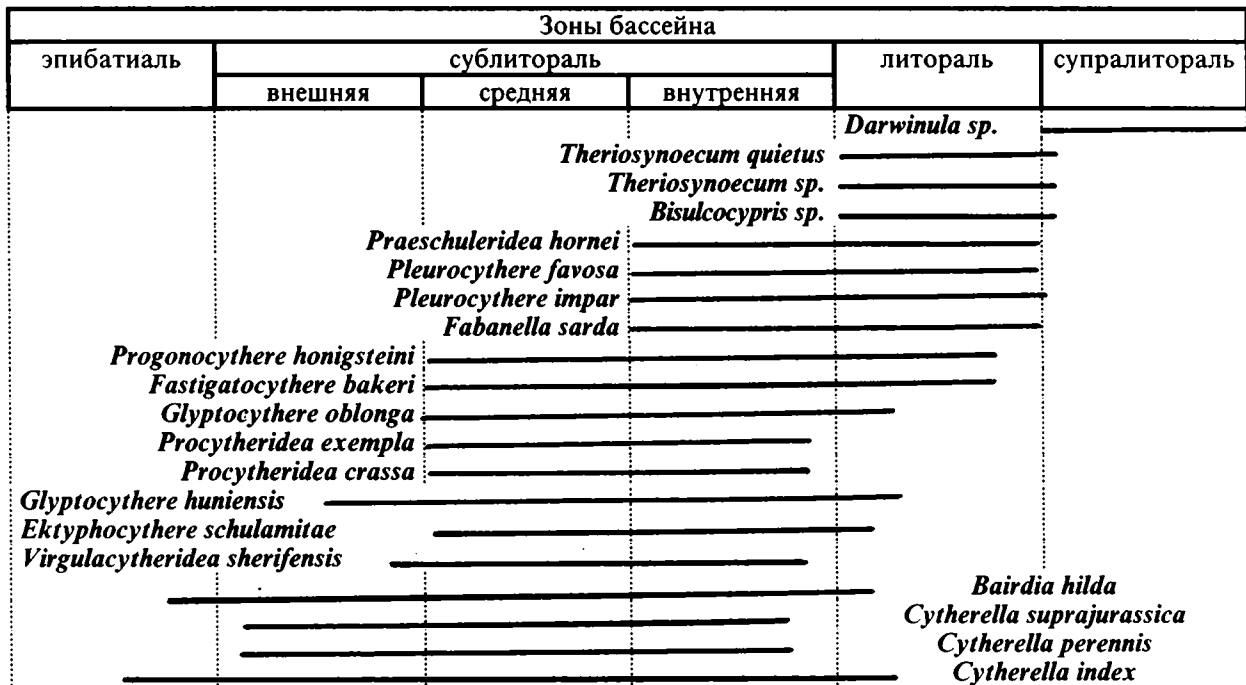


Рис. 9. Модель распространения фораминифер и остракод по зонам бассейна для средней юры Сирии.

Заключение

Таким образом, анализ различных типов остракодовых сообществ помогает восстановить физико-химические условия образования осадка – соленость, температуру и глубину палеобассейна. Причем, наиболее достоверно (для юрских отложений Сирии) по комплексам остракод можно восстановить соленость и глубину. Температурный фактор в комплексах улавливается намного хуже.

Опираясь на анализ состава, структуры и распределения различных типов остракодовых сообществ

в юрских отложениях Сирии мы подходим уже к реконструкции условий среды обитания остракодовых сообществ и реконструкции самого бассейна.

Автор приносит благодарность Международному Научному Фонду (Проект JA 1100) и Российскому Фонду Фундаментальных Исследований (Проект 93-05-8876), за счет материальной поддержки которых выполнена предложенная работа.

Литература

- Андреев Ю.Н., Вронская Р.Б. Некоторые характерные меловые цитереллиды Средней Азии// Тр.Всес. н.-и. геологоразв. нефт. ин-та. 1970. Вып. 19. С. 66–78.
- Баранова З.Е., Буракова А.Т., Бекасова Н.Б. Стратиграфия и литология юрских отложений Туаркыра // Тр. ВСЕГЕИ. Нов.сер. 1963. Т.88, вып.13. С. 1–233.
- Басов В.А., Василенко Л.В. Микроископаемые в фациальных рядах мезозойских океанических осадков// Вопр.микроразв. 1986. Вып.28. С.29–42.
- Добрава М.Р. Остракоды юры Сирии и их стратиграфическое и палеоэкологическое значение// Бюл. МОИП. Отд. геол. 1994а. Т.69, вып.1. С. 111.
- Добрава М.Р. Стратиграфическое расчленение юрских отложений Сирии по остракодам и соотношение выделенных подразделений с фораминиферовой шкалой // I Межд. Симпозиум. Биостратиграфия нефтегазоносных бассейнов: Тезисы докл. СПб. 1994б. С. 33.
- История океана Тетис / Под ред. А.С.Монина и Л.П.Зоненшайна М.:Наука, 1987. 155 с.
- Константинов А.С. Общая гидробиология// М.: Высшая школа. 1979. 480 с.
- Кузнецова К.И., Гризалис А.А., Аджамян Ж., Халлак Л. Зональное расчленение юрских отложений Сирии по фораминиферам // Докл. АН СССР .1991. № 10. С. 125– 127.
- Кузнецова К.И., Добрава М.Р. Соотношение зональных шкал юры Восточного Средиземноморья по фораминиферам и остракодам// Докл. РАН. Т.340, № 2. 1995а. С. 218–221.
- Кузнецова К.И., Добрава М.Р. Эндемичные и космополитные сообщества фораминифер и остракод в юрских бассейнах Сирии// Стратиграфия. Геол. корреляция. 1995б. Т.2, № 2. С. 38–52.
- Масумов А.С., Быковская Т.А. Некоторые характерные юрские цитереллиды Туаркыра// Палеонтол. журн. 1978. № 1. С. 114–126.
- Потикаров В.П., Казьмин В.Г., Козлов В.В., Крашенинников В.А. и др. Геология и полезные ископаемые зарубежных стран: Сирия // Л.:Недра. 1969. Вып. 18. 216 с.
- Adjamian J., Al-Bakka F.F. Explanatory notes to the geological map of Syria, scale 1:50000. Misyaf Sheet. Damascus. 1984. 42 p.
- Adjamian J., Jamal N.E. Explanatory notes to the geological map of Syria, scale 1:50000. Sheet Qalaat al Housen. Damascus. 1983. 38 p.
- Basha S.H. Ostracoda from the Jurassic System of Jordan // Rev. Espan. Micropal. 1980. V. 12, № 2. P.231–254.
- Basha S.H. Triassic and Jurassic Microfauna from Subsurface Ruwaished Area, Northeast Jordan//Rev. Espan. Micropal. 1992. V.24, № 2. P. 19–28.
- Bate R.H. The distribution of recent Ostracoda in the Abu Dhabi Lagoon, Persian Gulf.// Bull. Centre Rech. Pau-SNPA. Pau (France), 1971.P. 239–256.
- Depeche F., Le Nindre Y., Manivit J., Vaslet D. Les Ostracodes du Jurassique d'Arabie Saoudite centrale: systematique, repartition stratigraphique et paleogeographique.// Geobios. Mem. special no.9. 1987. P. 221–275.
- Malz H., Hofmann K. Radtre G., Cherchi A. Middle Jurassic of N.W. Sardinia // Senckenbergiana lethaea. 1985. V. 66 (3/5). P. 299–345.
- Neale J.W. Ostracoda as means of correlation in the Boreal Lower Cretaceous, with special reference to the British marine Ostracoda // Geol. J. spec. issue. 1973. № 5. P. 169–184.
- Neale J.W. Ostracods and Paleosalinity reconstruction// Ostracods in the Earth Sciences.(ed. De Deckker.P et al.) 1988. P. 125–155.
- Oertli H.J. On the Jurassic microfaunas of Israel; Ostracoda. In Maync W.: Microbiostratigraphy of the Jurassic of Israel. // Geol. Surv. Israel. Bull. 1966. № 40. P. 10–22, 44–45.
- Pokorny V. Ostracodes // Introduction to marine micropaleontology (ed. B.U.Haq and A.Boersma), Elsevier - New-York, 1978. P. 109–150.
- Rosenfeld A., Gerry E., Honigstein A. Jurassic ostracodes from Gebel Maghara, Sinai, Egypt.// Rev. Espan. Micropal. 1987. V. 19, № 2. P. 251–280.
- Rosenfeld A., Honigstein A. Callovial-Oxfordian ostracodes from the Hamakhtesh Hagadol Section, Southern Israel.// Rev. Espan. Micropal. 1991. V.23, № 3. P. 133–148.
- Rosenfeld A., Oertli H.J., Honigstein A., Gerry E. Oxfordian ostracodes from the Kidod Formation of the Majdal Shams area, Mount Hermon, Golan Heights. // Bull. Centres Rech Explor.-Prod. Elf-Aquitaine. 1987. V. 11. P. 233–248.
- Sohn I.G. The ostracode genus Cytherelloiltf, a possible indicator of paleotemperature // Publ. Statz. Zool. Napoli. 1964. V. 33, suppl. P. 529–534.
- Yousef S. Explanatory notes to the geological map of Syria, scale 1:50000. Sheet QADMOUS and BANYAS. Damascus. 1980a. 32 p.
- Yousef S. Explanatory notes to the geological map of Syria, scale 1:50000 Sheet SAFITA and TARTOUS SHEETS. Damascus. 1980b. 34 p.

M.R. Dobrova

**Different types of Ostracoda assemblages in Syrian Jurassic basins
and their connection with the environment**

Material for the paper has been obtained from the Anti-Lebanon and Coastal Mountains Jurassic sediments during the joint Soviet-Syrian field works in 1986–90.

The main purpose of the work is to make some common picture of region's paleoecological features on the base of ostracods. Changes in Jurassic ostracod assemblages composition in connection with the salinity, temperature and depth of the basin were revealed.

Salinity. Fresh-water, lagoon, brackish-water and normal-marine ostracod assemblages from the Jurassic sediments of Syria were studied. On the separate examples the connection between assemblages and definite salinity conditions of water area has been distinguished. On the base of ostracod associations analysis from 15 sections from Anti-Lebanon and Coastal Mountains system the possible picture of salinity conditions change for the Jurassic zones and sometimes for stages was made.

In Anti-Lebanon the water area salinity was unstable in Lower Jurassic; in Middle Jurassic in lower part of Bajocian the level with fresh-water, lake ostracods was distinguished and from the end of Bajocian to Tithonian inclusive the most stable and close to normal-marine salinity conditions are settled here. In Middle Jurassic the brackish-water and fresh-water ostracods occur only occasionally and sporadically.

There are no material on ostracods from Lower Jurassic of Coastal Mountains while along the Middle Jurassic three levels of local sharp salinity decrease were determined and in Upper Jurassic basin salinity may be considered as normal-marine.

Temperature. It was distinguished on the genus *Cytherelloidea* distribution base that the warmest conditions with bottom waters temperature no less than +10°C were typical for Lower Jurassic and Bajocian stage of the Anti-Lebanon and for Tithonian stage of the Coastal Mountains. However this species cannot be considered as the paleotemperature indicator because of its occurrence only in the shallowest littoral part of paleobasin.

Bathymetry. For Middle Jurassic the model of microbiota (ostracods and foraminifers) change has been made. Consequent replacing of Darwinulinidae, Limnocytheridae, Bairdiidae and Cytherellidae families from the shore-shallow water area parts to the deeper ones corresponds to depth change.

In this way the analysis of ostracod assemblages of different types helps to reconstitute the sediment accumulation conditions – salinity, temperature and depth of paleobasin. For Jurassic sediments of Syria the salinity and depth can be determined most properly on the base of ostracod assemblages. Temperature factor may not be distinguished so well.

Е.А. Тоболина, К.И. Кузнецова

Род *Anchispirocyclus* (*Foraminifera*) из верхнеюрских отложений Западной Сирии (стратиграфическое распространение, изменчивость, видовой состав)

В мезозойской истории геологического развития Восточного Средиземноморья есть этапы, существенным образом изменившие эволюцию морских бассейнов этого региона и населявшей их биоты. К числу таких переломных моментов относится конец юры – время накопления отложений терминального яруса юрской системы и начало меловой эпохи.

Крупные предмеловые поднятия обусловили начало регрессивной фазы развития Средиземноморского бассейна, сокращение его размеров, глубин и очертаний, преобразование седиментологических процессов. С этим этапом геологической истории связана перестройка структурного плана указанного региона. Все это оказало существенное влияние на формирование, развитие и расселение морских организмов, в том числе фораминифер, богатейшие сообщества которых обитали в донных осадках этих теплых мелководных морей.

Широкое развитие и существенное значение в этих ассоциациях имели так называемые крупные фораминиферы: литуолиды со сложно построенным эндо- и экзоскелетом и спироциклиниды. Стратиграфическое распространение "сложных литуолид" охватывает большой интервал – от ранней юры до среднего мела. Что касается представителей семейства Spirocyclinidae, то конец юры в морских бассейнах Сирии характеризуется развитием двух родов *Anchispirocyclus* Jordan and Applin и *Pseudospirocyclus* Hottinger, имеющих узкое стратиграфическое распространение. Именно поэтому представляло интерес исследование указанных форм, уточнение их стратиграфического положения, ареала, видового состава, плотности видовых популяций, изменчивости и т.д. Присутствие характерного титонского комплекса фораминифер позволило выявить пространственное распространение отложений терминальной юры в Сирии, определить полноту этой части разреза, уточнить стратиграфический диапазон перерыва на границе юры и мела.

Согласно существующим представлениям, кимериджские и титонские отложения пользовались в Сирии ограниченным распространением. Считалось, что они сохранились лишь в некоторых разрезах Анти-

Ливана (рис. 1), в то время как в Приморских хребтах их присутствие либо вообще отрицалось, либо они выделялись условно и палеонтологически не были подтверждены [Ponikarov, 1967; Поникаров и др., 1969; Yeusef, 1980; Adjarnian, Jamal, 1983; Adjarnian, Al-Bakka, 1984]. В северной части Сирии (Курд-Даг) и центральных районах в Пальмирах не отмечены наиболее молодые отложения юры – кимериджские и титонские.

В настоящей статье использованы материалы, собранные К.И.Кузнецовой во время работы в Сирии в 1986–1991 гг. Детальное изучение разрезов позволило собрать богатейший материал из юрских отложений, охарактеризованных разнообразными и богатыми по составу сообществами фораминифер. Это дало возможность значительно дополнить и уточнить существующие представления о пространственном распространении кимериджских и титонских осадков в рассматриваемом регионе, определить систематический состав ориктоценозов этих ископаемых. В кимериджских отложениях фораминиферы представлены 32 видами из 18 родов и 16 семейств. В титоне их систематическое разнообразие возрастает, достигая 74 видов из 52 родов, относящихся к 29 семействам. Удалось выяснить, что в некоторых разрезах Анти-Ливана (Роуда, обн. 30) присутствуют и отложения берриаса, т.е. длительность перерыва на рубеже юры и мела меньше, чем предполагалось. По-видимому, предмеловые поднятия и размыв охватили территорию Сирии не повсеместно и отвечают стратиграфическому интервалу не с титона до апта, а ограничиваются в наиболее полных разрезах лишь частью берриаса, валанжина и нижнего готерива. В непрерывных разрезах пограничных отложений юры и мела (Анти-Ливан, Приморские хребты) отчетливо прослеживается преемственность состава меловой фауны: от юрской, при которой смена фораминиферных сообществ на этом рубеже отмечается только на видовом уровне.

В свете сказанного, особый интерес представляло морфолого-систематическое исследование упомянутых выше родов из семейства Spirocyclinidae – *Anchispirocyclus* и *Pseudospirocyclus*. Узкое стратиграфическое распространение и достаточно широкий ареал, выходящий за пределы тропической зоны Тетиса, обусловили их ценность для деталь-

ной стратиграфии и корреляции юрских разрезов центральной и периферической частей этого мезозойского океана.

Подробное описание признаков рода *Anchispirocyclus* дано в работах многих исследователей. Ему посвящены труды В. Майнка [Maunc, 1959, 1964, 1966], Л. Хоттингера [Hottinger, 1967], А.М.Волошиновой [1974], Т.Н.Горбачик [1994].

Наибольшее число публикаций связано с видом *A.lusitanica*, известным из кимеридж-берриасских отложений, и долгое время этот вид считался единственным для рода. Л. Хоттингер [Hottinger, 1967] выделил *A. sp.* и вид *A. lusitanica* подразделил на подвиды *A. lusitanica lusitanica* и *A. lusitanica minor*.

Однако, видовой состав рода *Anchispirocyclus* расширен Майнком [Maunc, 1964, 1966] верхнеоксфордским видом *A.praelusitanica* из юрских отложений Израиля. Последний вид Л. Хоттингер [Hottinger, 1967] включает в состав рода *Alveosepta*, основываясь на присутствии у этих форм, септ сложного строения.

Материал из оксфордских отложений Западной Сибири интересен уже потому, что представители вида *A. praelusitanica* присутствуют там в количестве, достаточном для их детального морфологического изучения. Исследование онтогенетического развития раковин этого вида подтвердило, что они являются предковыми формами вида *A. lusitanica*. Первый вид отличается от более молодого отсутствием пилляры в детской (ювенильной) и юношеской (неанической) стадиях роста (табл. I, фиг. 2,3). Стадии роста выделены Т.Н. Горбачик [1994]. Что касается сложного строения септы [Hottinger, 1967], то нам представляется, что этот признак не является основным для рода *Alveosepta*, поскольку подобное строение септ наблюдалось нами у представителей рода *Anchispirocyclus* (табл. I, фиг. 1, табл. II, фиг. 6, 8). Поэтому эволюционное развитие видов данного рода нам представляется следующим образом.

Предковые формы, имеющие сложную альвеоларно-лабиринтовую структуру стенки по классификации Беннера [Беннер, 1966], и ситовидные устьевые отверстия, пронизывающие септы (табл. I, фиг. 1, 2, 3), приспособившись к условиям жизни в данном бассейне, начинают выстраивать межсептальные образования (пилляры). По данным Н.А. Ясаманова [1985], климат здесь тропический аридный и, соответственно, повышенная соленость вод океана. Если вид *A. praelusitanica* имеет межсептальные пилляры, густо пронизывающие полость раковины только на взрослой стадии онтогенеза (что особенно хорошо наблюдается на примере мегалосферических генераций – табл. I, фиг. 2), то в онтогенезе вида *A. lusitanica* данный признак закрепляется как прогрессивный для данных условий (табл. II, фиг. 8). Поэтому пилляры у

этого вида уже наблюдаются на постэмбриональной стадии [Hottinger, 1967; Горбачик, 1994].

Нам представляется, что между двумя перечисленными видами мог бы существовать промежуточный вид, имеющий пилляры на юношеской и взрослой стадиях онтогенеза.

К сожалению, материал из кимериджских отложений Сибири, где можно искать промежуточный вид, еще недостаточно обработан для морфологических исследований.

В этой связи для нас особый интерес представляет род *Pseudospirocyclus*, описанный Хоттингером [Hottinger, 1967] и находящийся в составе того же семейства Spirocyclinidae, что и род *Anchispirocyclus*. В пределах этого рода описаны виды *Ps. maynci* (кимеридж-титон) и *Ps. mauretanic* (верхний кимеридж-титон). И хотя по фотографиям судить трудно, вид *Ps. maynci* кажется нам аналогом вида *A. praelusitanica*, а вид *Ps. mauretanic*, представленный экземплярами с пиллярами на юношеской и взрослой стадиях онтогенеза, мог бы стать недостающим звеном в цепи эволюции рода *Anchispirocyclus* (рис. 2).

Не имея пока достаточного материала для опровержения самостоятельности рода *Pseudospirocyclus*, мы можем предложить только тему для дискуссии.

Следует добавить, что о тесной связи этих родов писал М.Сетфонте [M.Septfontaine, 1988]. Предлагая свою версию развития сложных литуолид, он приводит интервал распространения рода *Spirocyclus* с верхов нижнего оксфорда до конца титона, а род *Anchispirocyclus* у него расположен в верхнем титоне – нижнем берриасе.

Необходимо отметить, что диагностику видов рода *Anchispirocyclus* затрудняет изменчивость форм, отмеченная всеми исследователями, его описавшими.

Раковины этого рода могут быть как выпуклыми, так и уплощенными, внутренняя спираль увеличивается то постепенно, то более резко. Микросферические экземпляры приобретают тенденцию к кольцеобразному нарастанию камер или имеют веерообразную форму в последнем обороте.

Являются ли некоторые признаки результатом циклового полиморфизма или проявлением изменчивости на видовом уровне, пока не ясно.

Так, Майнк [Maunc, 1959] относил веерообразные раковины к микросферическим генерациям, а Хоттингер [Hottinger, 1967] описал новый вид *A. sp.* с веерообразными (пенероплисовыми) раковинами во всех генерациях.

В нашем материале мегалосферические генерации представлены, в основном, формами с постепенным увеличением спирали, а микросферические имеют более сжатую спираль на ранних оборотах, которая в различной степени выпрямляется в по-

следнем обороте, придавая раковинам то почковидную, то веерообразную (пенероплисовую) форму.

Три генерации, описанные Майнком [Маунс, 1959], нами не встречены. Найдены микросферические экземпляры и мегалосферические с маленькой начальной камерой, которая выделена Майнком как генерация А1. Однако это более ранняя работа Майнка, в которой, как нам кажется, в качестве генерации А1 вида *A. lusitanica* Майнк приводит

вид *A. praelusitanica* [Маунс, 1959, табл. 7, фиг. 2,7]. Поэтому возникает вопрос о том, является ли маленькая начальная камера генеративным признаком? Быть может, это признак различных видов рода *Anchispirocyclus*, которые могли существовать одновременно.

Так или иначе, является ли этот признак видовым или отражает изменчивость, связанную с чередованием поколений в пределах каждого из упомянутых видов, предстоит еще уточнить.

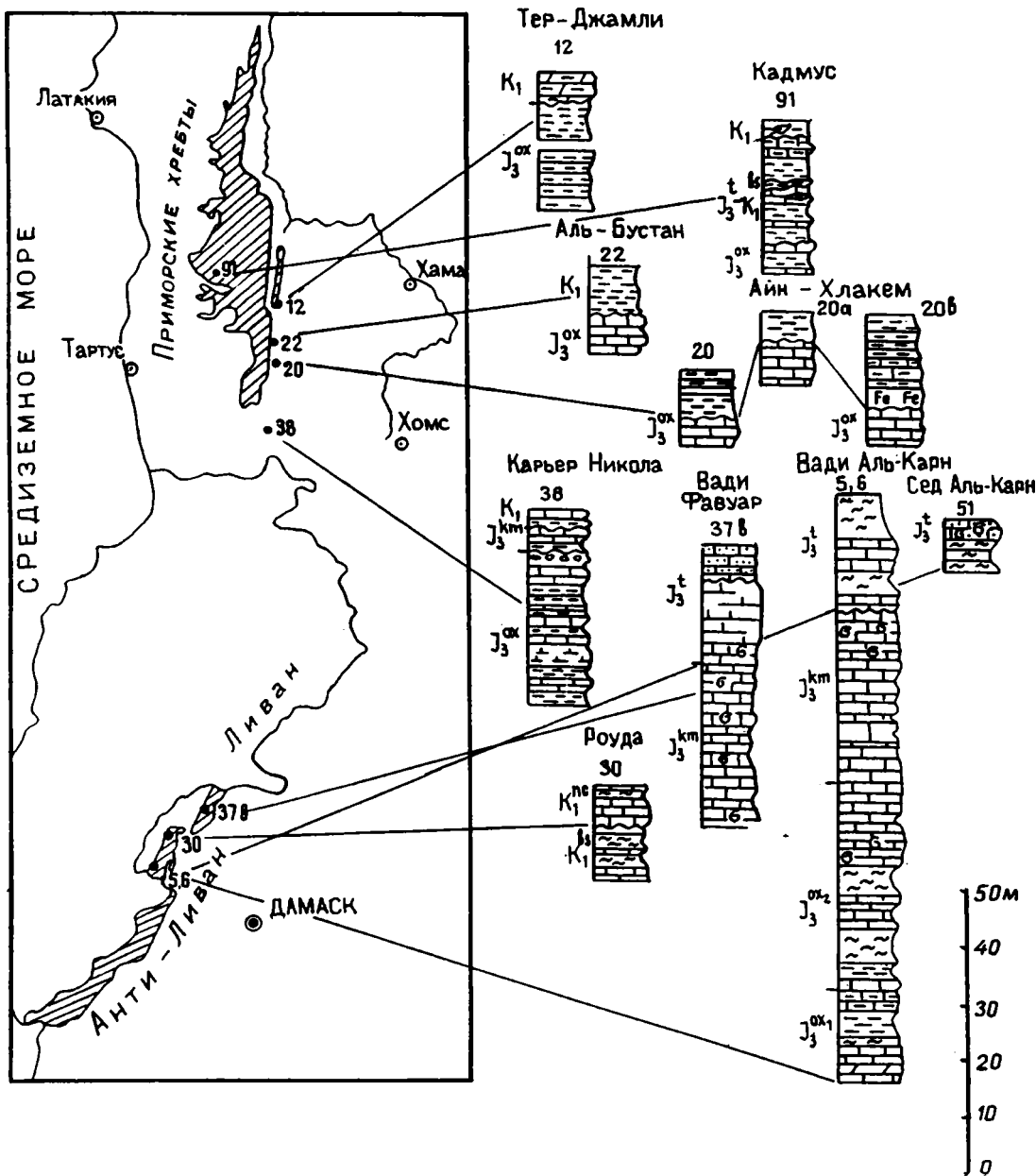


Рис. 1. Схема размещения изученных разрезов

Возраст	K_1^{bs}	J_3^t	J_3^{km}	J_3^{ox}
Марокко [Hottinger, 1967]			<i>Anchispirocyclus lusitanica</i> <i>Pseudospirocyclus maynci</i> <i>Pseudospirocyclus mauretanicus</i>	<i>Anchispirocyclus praelusitanicus</i>
Израиль, Марокко [Septimaine, 1988]			<i>Anchispirocyclus</i>	
Крым [Волшнина, 1974, Горбачик, 1994]		<i>Anchispirocyclus lusitanicus</i>		
Сирия [Тоболкина, Кузнецова] (данная статья)		<i>Anchispirocyclus lusitanicus</i>	<i>Pseudospirocyclus ? mauretanicus</i>	<i>Anchispirocyclus praelusitanicus</i>

Рис. 2. Стратиграфическое распространение родов *Anchispirocyclus* и *Pseudospirocyclus*

Семейство Pseudospirocyclinidae Munier-Chalmas, 1887

Род *Anchispirocyclus* Jordan et Applin, 1952

Типовой вид - *Dicyclus lusitanica* Egger, 1902 = *Anchispirocyclus henbesti* Jordan and Applin.

Anchispirocyclus praelusitanica (Maync), 1964

Табл. I, фиг. 1-6; табл. II, фиг. 1-3

Iberina praelusitanica Maync: 1964, с. 262-265, табл. I-II.

Экземпляры 4761/1 – 4761/7, ГИН РАН, оксфорд, Приморские хребты, Сирия.

Материал. Более 100 раковин удовлетворительной сохранности.

Размеры (мм): $D=1,0-1,5$, $d=0,8-1,1$, $H=0,4-0,5$. Диаметр начальной камеры микросферической генерации - 0,05.

Изменчивость проявляется в степени сжатости и симметрии раковин, в форме раковин в последнем обороте.

Распространение и возраст. Верхний оксфорд Израиля, оксфорд Сирии.

Anchispirocyclus lusitanica (Egger) emend. Maync, 1952

Табл. II, фиг. 4-8

Iberina lusitanica (Egger) emend. Maync, 1952, табл. 6, фиг. 1; табл. 7, фиг. 6-7.

Anchispirocyclus lusitanica: Hottinger, 1967, табл. 13, фиг. 1-8. Волошинова, 1974, табл. 3, фиг. 3. Горбачик, 1994, табл. 2, фиг. 3.

Экземпляры 4761/8 – 4761/9, ГИН РАН, титон, Анти-Ливан, Приморские хребты, Сирия.

Материал. Около 20 раковин удовлетворительной сохранности.

Размеры (мм): $D=2,0-2,3$, $d=1,9-2,0$, $H=0,3-0,4$.

Изменчивость форм микросферической генерации, сильно варьируют размеры раковин и изменяется форма последнего оборота.

Распространение и возраст. Кимеридж-берриас Марокко, титон-берриас Крыма, титон Сирии.

Таким образом, проведенные исследования позволили уточнить пространственное распространение кимериджских и титонских отложений в пределах Сирии и установить присутствие берриасского яруса в Анти-Ливане, что свидетельствует о различном стратиграфическом диапазоне перерыва в осадконакоплении на границе юры и мела в разных участках изученной территории.

Изучение морфологических признаков видов рода *Anchispirocyclus* в стратиграфической последовательности от оксфорда до берриаса показало, что наиболее существенным критерием для диагностики видов этого рода является наличие сложных межсептальных образований в виде пилляров на разных стадиях онтогенеза.

Литература

Бендер Ф.Т. Морфология, классификация и стратиграфическое значение спироциклинид// Вопр. микропалеонтол. 1966. Вып. 10. С. 201-219.

Волошинова А.М. О находках сложно построенных литуолит (фораминиферы) в верхнеюрских-нижнемеловых отложениях восточного Крыма// Палеонтол. сб. Львовск.ун-та. 1974. № 10, вып. 1. С. 17-23.

Горбачик Т.Н. Экзо- и эндоскелет и онтогенез *Anchispirocyclus lusitanica* (Egger) (фораминиферы)// Палеонтол. журн. 1994. № 3. С. 25-33.

Потикаров В.П., Казьмин В.Г., Козлов В.В., Крашенинников В.А. и др. Геология и полезные ископаемые зарубежных стран: Сирия// Л.: Недра, 1969. Вып. 18. 216 с.

Ясаманов Н.А. Древние климаты Земли. Л.: Гидрометеоиздат, 1985. 295 с.

Adjamian J., Jamal N.E. Explanatory notes to the geological map of Syria, scale 1:50000. Sheet Qalaat al Housen. Damascus. 1983. 38 p.

Adjamian J., Al-Bakka F.F. Explanatory notes to the geological map of Syria, scale 1:50000. Misyaf sheet. Damascus. 1984. 42 p.

Hottinger L. Foraminifères imperfores du Mesozoïque marocain// Notes et mem. du Serv. geol. Maroc. 1967. № 209. 168 p.

Loeblich A., Tappan H., Foraminiferal genera and their classification. VNB Van Nostrand Reinhold Company/ New York, 1987(88). 970 p.

Maync W., The Foraminiferal genera Spirocyclus and Iberina// Micropaleontology, 1959. V. 5, № 1. P. 33–68.

Maync W. Iberina praelusitanica n.sp. from the Uper Oxfordian of Israel// Ecl. geol. Helv. 1964. V. 57, № 2. P. 562–565.

Maync W. Microbiostratigraphy of the Jurassic of Izrael // Geol. Surv. Izrael (Jerusalem). 1966, Bull. n°40. 170 p.

Ponikarov V.P. et al., The Geology of Syria. Explanatory Notes on the Geological Map of Syria. Scale 1:500000. Part. 1. Stratigraphy. Janeous Rocks and Tectonics. Ministry of Geology Russia. 1967.

Septfontaine M. Vers une classification evolutive des Lituolides (Foraminiferas) jurassiques en milieu de plate-forme carbonatee// Rev. de Paleobiol. 1988. V. spec. № 2. P. 229–258. Geneve. Mars.

Yeusef Sh. Explanatory notes to the geological map of Syria, scal 1:50000. Qadmous and Banyas sheets. Damascus. 1980. 32 p.

E.A. Tobolina, K.I. Kuznetsova

Genus *Anchispirocyclus* (Foraminifera) from the Upper Jurassic sediments of West Syria (stratigraphical distribution, variability, species composition)

Jurassic history' last stage of the East Mediterranean geological evolution is connected with large changes in structural plan of this region: extensive before-Cretaceous rises and beginning of Mediterranean basin' regressive evolution phase. These transformations have been taking place in sedimentation basins influenced the Late Jurassic marine biota, including foraminifera, evolution. In foraminifera's assemblages at the end of Jurassic the Lituolids with complicate endo- and exo- skeleton and Spirocyclus played a most important part. Nevethemore whereas the Lituolids are of wide stratigraphical distribution (from Early Jurassic to Middle Cretaceous) the Spirocyclus represented at the end of Jurassic by two genera: *Anchispirocyclus* Jordan and Applin and *Pseudospirocyclus* Hottinger are restricted in their distribution only by Kimmeridgian and Tithonian. That is why they are of great interest for sediments of this age space distribution in the West Syria revealing and for duration' of Jurassic-Cretaceous boundary hiatus specification in this region.

The study showed that foraminifera assemblages containing *Anchispirocyclus lusitanica* (Egger) i.e. index species of the same-named zone of Tithonian stage occur not only in the south part of the country (Anti-Lebanon) as it was considered before but are widespread in the central part of West Syria in Coastal Mountains where Tithonian sediments may be observed in a row of sections.

Morphological – systematical study of *Anchispirocyclus* and *Pseudospirocyclus* showed the next. In material from Jurassic sediments of Syria all species of genera *Anchispirocyclus* (*A. praelusitanica* (Maync) from Upper Oxfordian), *A. lusitanica* (Egger) from Tithonian and of *Pseudospirocyclus* (*P. maynci* Hottinger, *P. mauretana* Hottinger from Kimmeridgian) were found. In spite of the considerable variability, connected with cyclic polymorphism and making the species and generic diagnostic rather difficult, it was determined that as the most important morphological feature of genera level the presence of complicated interseptal structures in the shape of pillars on different ontogenesis stages may be considered.

Объяснения к таблицам

Таблица I

1–6. *Anchispirocyclus praelusitanica* (Maunс)

1 – экз. 4761/1, микросферическая форма, экваториальное сечение, х 65; 2 – экз. 4761/2; 3 – экз. 4761/3; 4 – экз. 4761/4; 5 – экз. 4761/5; 6 – экз. 4761/6. 2–6 – мегалосферические раковины, экваториальное сечение. х 65.

1–6 – Сирия, Приморские хребты, оксфорд.

Таблица II

1–3. *Anchispirocyclus praelusitanica* (Maunс)

1 – экз. 4761/6 – мегалосферическая форма, экваториальное сечение х 30; 2 – экз. 4761/1; 3 – экз. 4761/7. 2–3 – микросферические формы, экваториальное сечение, х 30.

1–3 – Сирия, Приморские хребты, оксфорд.

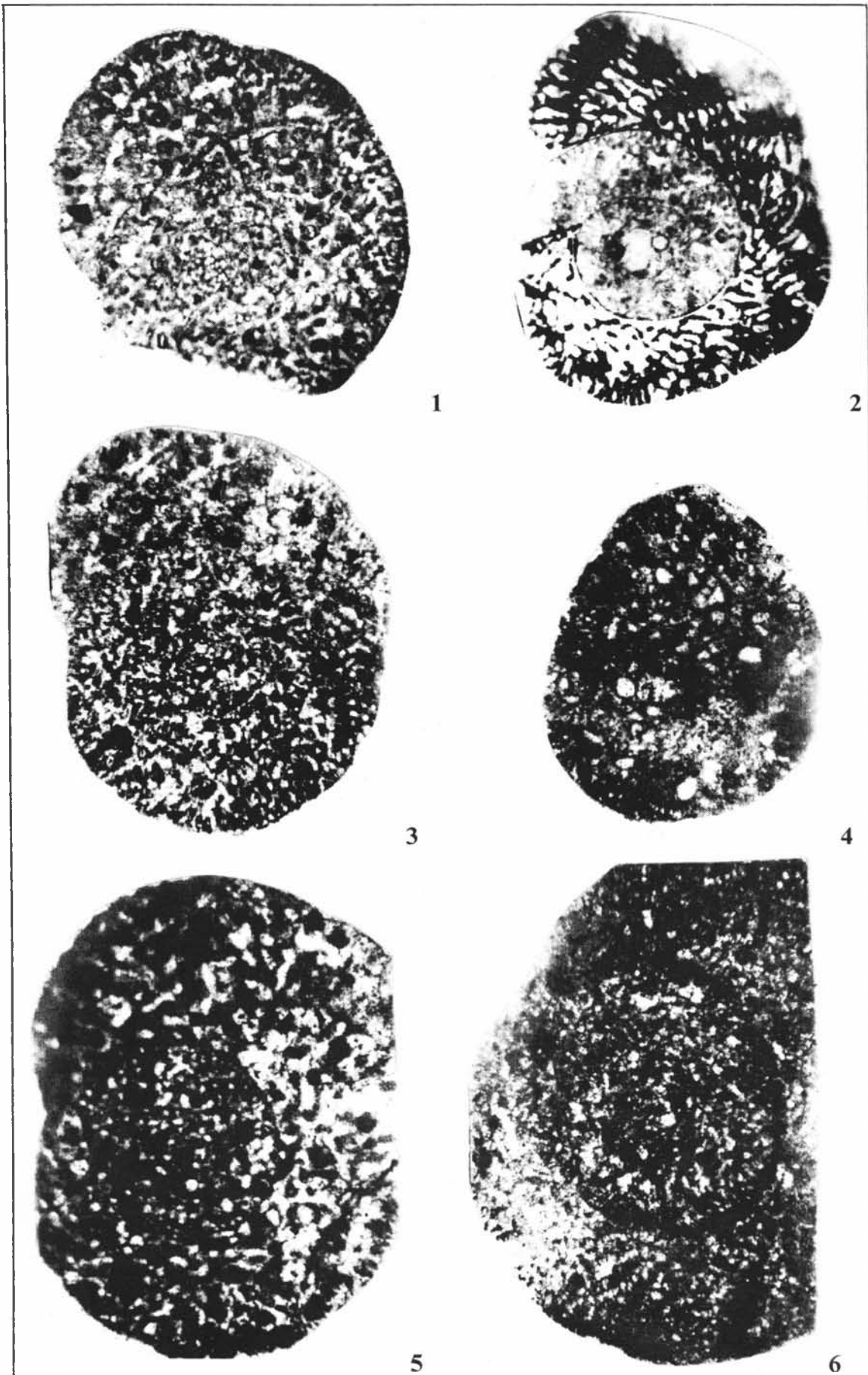
4–8. *Anchispirocyclus lusitanica* (Egger)

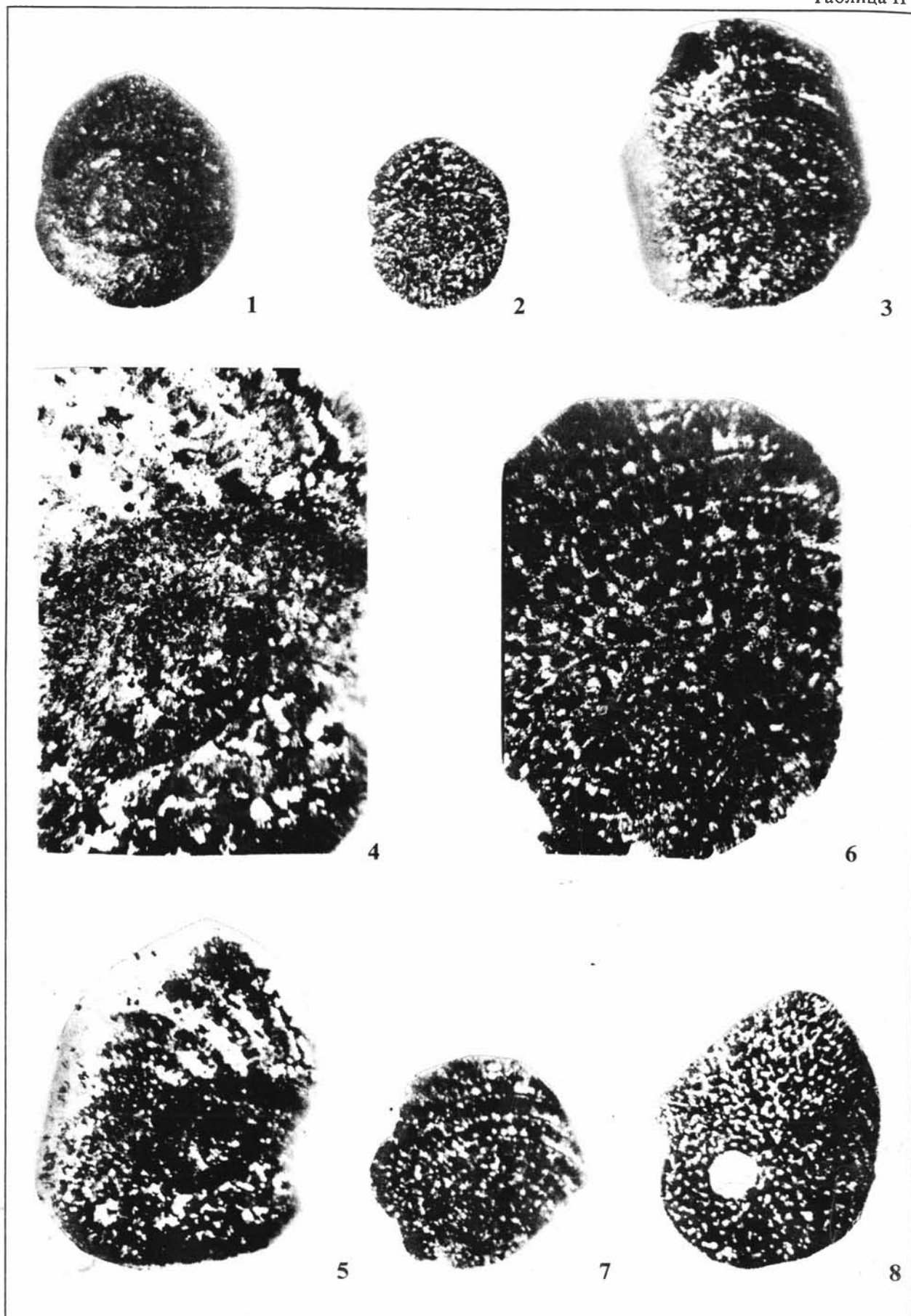
4–5 – экз. 4761/8, микросферическая форма, сечение в начальных оборотах – экваториальное, на поздних стадиях – косо-экваториальное (раковина асимметричная, сильно изогнутая). 4 – х 65; 5 – х 30. 6–7 – экз. 4761/9, микросферическая генерация, экваториальное сечение. 6 – х 65; 7 – х 30.

4–7 Сирия, Анти-Ливан, Приморские хребты, титон.

8 – мегалосферическая генерация, экваториальное сечение, х 30.

Крым, с. Передованье, нижний берриас (экземпляр из образца Т.Н. Горбачик).





Смена диноцист в разрезах палеогена и нижнего миоцена Русской платформы, Крымско-Кавказской области и Туранской плиты как отражение экосистемных перестроек

Несмотря на всю очевидность зависимости состава фитопланктона от гидрологии бассейнов и большие потенциальные возможности использования этой группы для целей экологических и климатических реконструкций, ей до сих пор уделялось крайне мало внимания. Лишь в отдельных работах можно найти сведения о фациальных типах ассоциаций диноцист, характерных для различных зон морских бассейнов (прибрежной, внешнего и внутреннего шельфа, континентального склона, лиманов, эстуариев, аванделъта и др.). Предпринимались попытки построения графиков изменения "коэффициента мористости" – отношения количества органикостенного фитопланктона к общему количеству палиноморф высших растений. При климатических реконструкциях исследовались соотношения в комплексе перидиноидных и гоуниаулокоидных форм.

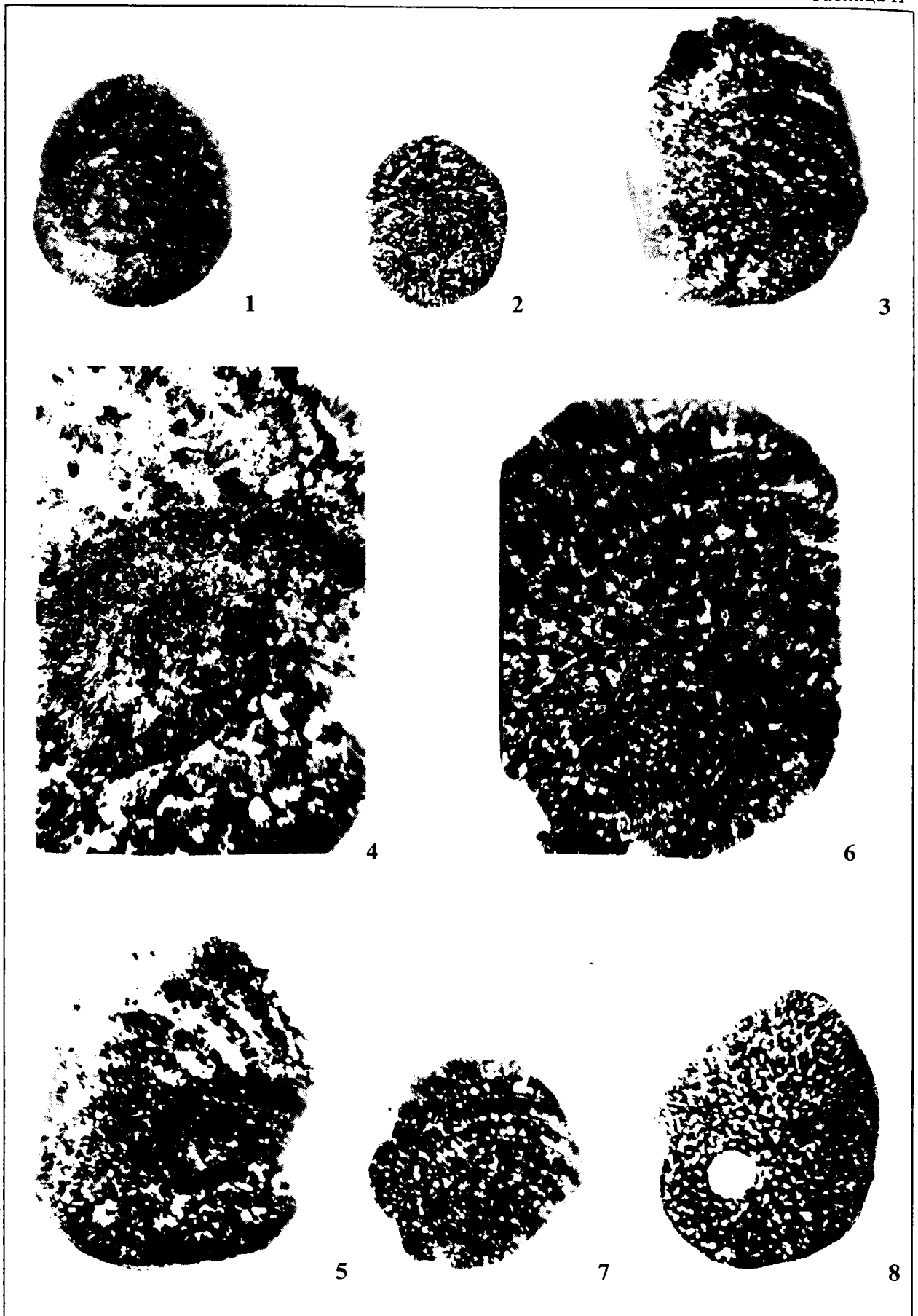
Изучение динофлагеллат в современных водоемах свидетельствует о тесной зависимости их численности и состава от гидрологии бассейна, его солености, температуры воды, освещенности, питания и т.п. Принято считать, что увеличение солености против оптимальной для динофлагеллат (20–30 ‰) переносят немногие виды, а с уменьшением солености разнообразие диноцист также заметно сокращается, однако численность их за счет образования моно- и олигодоминантных сообществ уменьшается в незначительной степени.

Наиболее благоприятным для обитания динофлагеллат является фотический слой с интервалом глубин от 10 до 50 м, особенно его верхний уровень (10–20 м). Оптимальная температура воды при этом, обеспечивающая репродукцию организмов, должна быть в интервале 18–35°C [Киселев, 1950].

Как в отечественной, так и в зарубежной литературе проблему палеоэкологии динофлагеллат пытались решать, опираясь не столько на систематический состав ассоциации, сколько на морфотипы. Т.Ф. Возженникова высказала предположение о преимущественном распространении толстостенных диноцист в неретической зоне (внутренний шельф), а тонкостенных, орнаментированных шипами – в фациях открытого моря [Возженникова, 1965]. Н.К. Лебедевой [1991] в разрезах верхнемеловых отложений Усть-Енисейского района удалось выделить 10 типов ассоциаций с устойчивым

сочетанием определенных морфотипов. При этом учитывались изменения количественных соотношений главных фитопланктонных групп: диноцист, празиофитов, акритарх, пресноводных микрофоссилий. Все ассоциации отражали четыре основные группы фаций: континентальную, прибрежно-морскую, мелкий и глубокий шельф. Л. Стовер и Дж. Вильямс [Stover, Williams, 1982] в идеализированной модели распределения в осадках различных групп микропланктона показали, что диноцисты в наибольшей массе концентрируются в пределах внутреннего и внешнего шельфа. Большинство исследователей в качестве важнейших экологических показателей признают два: рассеяние и доминирование, причем за показатель доминирования обычно принимается отношение суммарного количества одного–двух наиболее распространенных видов к общему числу экземпляров в одной пробе. Под показателем рассеяния понимается общее количество видов в каждой пробе. В приводимых ниже примерах мы также будем использовать эти критерии. Обычно относительно низкое или умеренное рассеяние видов при доминировании одного или двух является свидетельством прибрежной обстановки (прибрежная зона, залив, эстуарий). Именно в такой обстановке возникают знаменитые "красные приливы", губящие все живое. Они вызываются монодоминантными ассоциациями динофлагеллат. Комплексы более открытых шельфовых зон моря отличаются умеренным или высоким рассеянием с низкой степенью доминирования одного из таксонов. Ч. Дауни и др. [Downie et al., 1971], используя относительное преобладание отдельных таксонов в нижнеэоценовых отложениях, выделили 4 различные экологические ассоциации: спиниферитесовую, микристридиевую, ареолигеровую (с *Areoligera* и *Glaphyrocysta*) и ветцелиелловую (с *Wetzeliella* и *Deflandrea*).

Первая и третья интерпретировались как показатели открытого моря, микристридиевая как шельфовая или прибрежная, а ветцелиелловая – как лагунная (солонатоводная). Весьма сходные заключения об экологических комплексах диноцист были сделаны и для Парижского бассейна [Gruas-Cavagnetto, 1968; Chateauneuf, 1980].



Смена диноцист в разрезах палеогена и нижнего миоцена Русской платформы, Крымско-Кавказской области и Туранской плиты как отражение экосистемных перестроек

Несмотря на всю очевидность зависимости состава фитопланктона от гидрологии бассейнов и большие потенциальные возможности использования этой группы для целей экологических и климатических реконструкций, ей до сих пор уделялось крайне мало внимания. Лишь в отдельных работах можно найти сведения о фациальных типах ассоциаций диноцист, характерных для различных зон морских бассейнов (прибрежной, внешнего и внутреннего шельфа, континентального склона, лиманов, эстуариев, авандельт и др.). Предпринимались попытки построения графиков изменения "коэффициента мористости" – отношения количества органикостенного фитопланктона к общему количеству палиноморф высших растений. При климатических реконструкциях исследовались соотношения в комплексе перидиноидных и гониаулокоидных форм.

Изучение динофлагеллат в современных водоемах свидетельствует о тесной зависимости их численности и состава от гидрологии бассейна, его солености, температуры воды, освещенности, питания и т.п. Принято считать, что увеличение солености против оптимальной для динофлагеллат (20–30 ‰) переносят немногие виды, а с уменьшением солености разнообразие диноцист также заметно сокращается, однако численность их за счет образования моно- и олигодоминантных сообществ уменьшается в незначительной степени.

Наиболее благоприятным для обитания динофлагеллат является фотический слой с интервалом глубин от 10 до 50 м, особенно его верхний уровень (10–20 м). Оптимальная температура воды при этом, обеспечивающая репродукцию организмов, должна быть в интервале 18–35°C [Киселев, 1950].

Как в отечественной, так и в зарубежной литературе проблему палеоэкологии динофлагеллат пытались решать, опираясь не столько на систематический состав ассоциации, сколько на морфотипы. Т.Ф. Возженникова высказала предположение о преимущественном распространении толстостенных диноцист в неретической зоне (внутренний шельф), а тонкостенных, орнаментированных шипами – в фациях открытого моря [Возженникова, 1965]. Н.К. Лебедевой [1991] в разрезах верхнемеловых отложений Усть-Енисейского района удалось выделить 10 типов ассоциаций с устойчивым

сочетанием определенных морфотипов. При этом учитывались изменения количественных соотношений главных фитопланктонных групп: диноцист, празиофитов, акритарх, пресноводных микрофоссилий. Все ассоциации отражали четыре основные группы фаций: континентальную, прибрежно-морскую, мелкий и глубокий шельф. Л. Стовер и Дж. Вильямс [Stover, Williams, 1982] в идеализированной модели распределения в осадках различных групп микропланктона показали, что диноцисты в наибольшей массе концентрируются в пределах внутреннего и внешнего шельфа. Большинство исследователей в качестве важнейших экологических показателей признают два: рассеяние и доминирование, причем за показатель доминирования обычно принимается отношение суммарного количества одного–двух наиболее распространенных видов к общему числу экземпляров в одной пробе. Под показателем рассеяния понимается общее количество видов в каждой пробе. В приводимых ниже примерах мы также будем использовать эти критерии. Обычно относительно низкое или умеренное рассеяние видов при доминировании одного или двух является свидетельством прибрежной обстановки (прибрежная зона, залив, эстуарий). Именно в такой обстановке возникают знаменитые "красные приливы", губящие все живое. Они вызываются монодоминантными ассоциациями динофлагеллат. Комплексы более открытых шельфовых зон моря отличаются умеренным или высоким рассеянием с низкой степенью доминирования одного из таксонов. Ч. Дауни и др. [Downie et al., 1971], используя относительное преобладание отдельных таксонов в нижнеэоценовых отложениях, выделили 4 различные экологические ассоциации: спиниферитесовую, микристридиевую, ареолигеровую (с *Areoligera* и *Glaphyrocysta*) и ветцелиелловую (с *Wetzeliella* и *Deflandrea*).

Первая и третья интерпретировались как показатели открытого моря, микристридиевая как шельфовая или прибрежная, а ветцелиелловая – как лагунная (солонатоводная). Весьма сходные заключения об экологических комплексах диноцист были сделаны и для Парижского бассейна [Gruas-Cavagnetto, 1968; Chateauneuf, 1980].

Экология ассоциаций диноцист в разрезах палеогена и миоцена
Крымско-Кавказской области, юга Русской платформы и Западного Казахстана

Ниже на ряде примеров рассмотрены некоторые ассоциации диноцист и палеоэкологические модели, связанные с ними. При этом учитывался литологический состав пород, который позволил, ориентируясь на особенности седиментации, более обоснованно оценивать основные факторы, влияющие на распределение главнейших групп диноцист.

Ассоциация диноцист из аральских отложений Северо-Восточного Устьярта

Весьма своеобразные ассоциации диноцист были встречены в разрезе приустьевой части оврага Кинтыкче на северо-западе побережья Аральского моря (рис. 1), где был выделен стратотип кинтыкчинской свиты нижнего миоцена. Они происходят из пестроцветной глинистой пачки с массовой встречаемостью *Corbula helmerseni*. А.И. Коробковым эта пачка рассматривалась в составе верхнебайгубекских (аквитанских) отложений. Она залегает на рыхлых песчаниках с *Ceratostoderma prigorovski* и перекрывается с разрывом песчаниками кинтыкчинской свиты. Строение самой глинистой пачки таково: в основании залегает маломощный мергелистый прослой с массой мелких *Hydrobia*. Он перекрыт слоем зеленовато-серых глин (около 1 м), в которых *Hydrobia* исчезает, но зато встречается много раковин *Corbula helmerseni*. Выше зеленые глины сменяются без признаков перерыва красно-коричневыми глинами, образующими массивный пласт мощностью до 3 м. Глинистая пачка верхнего байгубека перекрыта пачкой песчаников кинтыкчинской свиты с морскими моллюсками нижнего миоцена. Комплекс спор и пыльцы из глинистой пачки и подстилающих рыхлых песчаников с *Ceratostoderma prigorovski* верхнего байгубека, а также еще ниже их в основании разреза пачки тонкослоистых алевролитов видимой мощностью 3-4 м, относимой к нижнему байгубеку, – един. В спектре голосеменных доминирует *Pinus*, в спектре цветковых – *Juglans*, которому в значительном количестве сопутствуют *Ulmus*, *Moraceae*, а также *Sparganium* и *Chenopodiaceae*. Комплекс фитопланктона из зеленых глин в пробе, отобранной 0,4 м выше слоя мергелей с *Hydrobia*, на 79% представлен видами рода *Homotryblum* (*H. tenuispinosum*, *H. abbreviatum*, реже *H. caliculum*, *H. oceanicum*, *H. pallidum*) и *Adnatosphaeridium* (до 20%). Остальные таксоны, относящиеся к 12 родам, представлены видами *Glaphyrocysta*, *Cyclonephelium*, *Spiniferites*, *Apteodinium*, *Gerdiocysta*, *Deflandrea*, *Cordosphaeridium*, *Hystrichosphaeropsis* и др. (табл. I). Подобный аномальный состав фитопланктона при отсутствии видов-индикаторов пониженной соле-

ности бассейна, таких как педиаструм или микростридиум, скорее может свидетельствовать о сдвиге в солевом составе морских вод, но только не об их опреснении. Этому не противоречит присутствие эвригалинной *Corbula helmerseni*, как встречающейся в одних и тех же слоях с морскими моллюсками, так и образующей монотаксонные тафоценозы, например, в аральской свите залива Перовского Аральского моря. В последнем случае отклонения в солевом составе морских вод заключаются в более высоком содержании в них магния, так как линзы с корбулами представлены доломитизированными мергелями и известняками. В то же время известно, что комплексы с обилием *Homotryblum plectilum* характеризуют уровни повышения солености (с появлением эвапоритов) в Парижском бассейне, Верхнерейнском грабене и в разрезе хатта Северо-Германского бассейна. Характерно, что во всех перечисленных районах уровни с *Homotryblum* не сопровождаются индикаторами пониженной солености – *Pediastrum*, остракодами или широким спектром таксонов, что могло бы свидетельствовать о нормальной солености бассейна. Поэтому состав фитопланктона пробы 35/92 (рис. 1), на наш взгляд, указывает скорее на накопление осадков в условиях мелководного, хорошо прогреваемого (присутствие *Glaphyrocysta*) эстуария с повышенной соленостью вод по сравнению с нормальной.

В дальнейшем развитие эстуария шло в направлении все большего распреснения вод, о чем свидетельствует состав фитопланктона пробы 37/92, отобранной из кровли слоя красно-коричневых глин. Диноцисты здесь полностью исчезают, а их место занимают празиофиты и акритархи: *Pediastrum*, *Ovoidites*, *Cymatiosphaera*, *Ptanospermella*, единично *Tythyodiscus* и *Crassosphaera*, причем *Pediastrum* составляет до 70% количества фитопланктона. Резкая смена состава фитопланктонного комплекса при сохранении единства спорово-пыльцевого позволяет говорить о последовательном снижении солености в эстуарии. Характерно, что к кровле глинистой пачки исчезает и *Corbula helmerseni*.

Подотдел	Ярус	Свита Регионарус Горизонт	Литологическая характеристика	Палеонтологическая характеристика	Режим солености
Средний миоцен	Бурдигальский	Тарханский	Глины зеленые карбонатные 10 – 12 м		?
		Бишлюбекская	Пески разнозернистые, в основании горизонт гравия и гальки 9 м	Ядра <i>Rzhehakia dubiosa</i> Зубы акул <i>Odontaspis hoplei</i>	Опреснение
	Аквитанский	Кинтыкчинская	Песчаники грубозернистые (в основа- нии), выше – глинисто-сидеритовая пачка ≈ 9 м	Моллюски <i>Oxurhina desori</i> и др. Морской фитопланктон № 3 обр 43/92	Нормальная соленость
		Байгубекский (s. str.)	Аральская	Пески с каравееобразными обособлениями песчаников, в основании прослой глины и алевролитов, 8 м	Corbula <i>helmerseni</i> № 2 обр. 37/92 № 1 обр. 35/92
Пески мелкозернистые, слюдитые, 6 м					
Глины с конкрециями сидерита, серовато- сиреневые, на выветрелой поверхности красные, 5 м					
Глины серые и зеленовато-серые, 3 м Мергели с <i>Hydrobia</i> , 0,2 м Алевриты серые 1,5–2 м					
Верхний олигоцен	Хаттский	Байгубекский (s. str.)	Пески с прослоями лигнитов и глины 3 м	<i>Lentidium kuzhasaicum</i> , <i>Cerastoderma prigorovski</i>	Слабое опреснение
			Глины и алевриты слюдитые в переслаивании 8 м	Моллюски <i>Nucula perigrina</i> , <i>Parvicardium abundans</i> и др.	Нормальная соленость

Рис. 1. Разрез верхнеолигоценных-миоценовых отложений в овраге Кинтыкче (северо-западное побережье Аральского моря)

Комплексы органикостенного фитопланктона

№ 1 – *Homotryblum* spp. (массовое скопление), *Adnatosphaeridium* sp., *Glaphyrocysta pastielsii*, *Spiniferites* spp., *Apteodinium* cf. *maculatum*, *Gerdicocysta conopea*, *Selenopemphix* sp., *Lejeunecysta* sp., *Deflandrea* sp., *Hystrichokolpoma rigaudiae*, *Cordosphaeridium fibrospinosum*, *Hystrichosphaeropsis* sp., *Eisenackia* sp., *Tetraporina* sp., *Crassosphaera* sp.
 № 2 – *Pediastrum* sp. (массовое скопление), *Ovoidites* sp., *Ptanospermella* sp., *Cymatiosphaera* sp., *Tyththodiscus* sp., *Crassosphaera* sp.
 № 3 – *Impagidinium* sp., *Spiniferites* sp., *Areosphaeridium* sp., *Cymatiosphaera* sp.

Рассмотрим ассоциации динофлагеллат переходных слоев от олигоцена к миоцену во внутренних районах Паратетиса – на Северном Кавказе. Кавказский регион (кавказий), который до последнего времени считался возрастным аналогом аквитана, представлен здесь глинистой толщей [Носовский, Богданович, 1980]. Последняя формировалась в стагнационных условиях при пониженной солености морских вод, особенно в позднем кавказии. Палеонтологически кавказий в его неостратотипе на Северном Кавказе (скв. Новопокровская-4) (рис. 2) охарактеризован недостаточно. В нижнем кавказии кроме ostracod и полигалинных моллюсков встречены бентосные фораминиферы (зона *Bolivina goudkoffi*). Фауна верхнего кавказия более бедна. Она представлена редкими видами бентосных фораминифер (зона *Uvigerinella californica* – *Parasonion dendriticus*), а также *Cerastoderma prigorovski* (Bog.) и *Nucula kalmikensis* (Liv.). Состав фитопланктона в целом отражает ту же тенденцию, что и другие группы. Он более обилен и разнообразен в нижнекавказских отложениях и беден в верхнем кавказии, где представлен, по существу, монотаксонным комплексом (*Deflandrea*

spinulosa). Местная зона верхнего олигоцена *Chiropteridium partispinatum* делится на две подзоны. Граница между ними примерно соответствует границе подъярусов. В нижней (*Deflandrea heterophlycta* – *Rhombodinium draco*) встречаются несколько видов *Deflandrea*, *Chiropteridium*, *Pentadinium*, а также *Ascomocysta*, *Lingulodinium*, *Dapsilidium*, *Membranophoridium aspinatum*, *Hystrihokolpoma*, *Spiniferites*, *Areoligera*. В верхней подзоне (*Deflandrea spinulosa* – *Dapsilidium pseudocolligerum*), кроме зональных видов, составляющих до 80% (*D.spinulosa* 65%), присутствуют *Dapsilidium pastielsii*, *Lingulodinium*, *Spiniferites*, *Labyrinthodinium truncatum*. Высокое содержание *D.spinulosa* подчеркивает опреснение, которое А.К. Богданович предполагал и по комплексу бентосных фораминифер [Носовский, Богданович, 1980]. Восстановление нормального режима солености в сакараульское время привело к обновлению состава фитопланктона. Появились *Batiacasphaera* и *Chytroeisphaeridia*, исчезла *D.spinulosa*. Этот процесс замещения таксонов зафиксирован не только в скв. Новопокровская-4, но и в Кубанской сверхглубокой скважине.

Ассоциация диноцист из олигоцена Паратетиса

Органикостенный фитопланктон – единственная микропланктонная группа олигоценевого майкопского бассейна, позволяющая судить о гидрологическом режиме фотического слоя морских вод. Роль кремнистого и карбонатного микропланктона в олигоцене Паратетиса была крайне невелика. Что же касается динофлагеллат и прازیнофитов, то частая смена состава комплексов, чередование в отдельных интервалах моно- и олигодоминантных ассоциаций с ассоциациями, обладающими исключительно высоким коэффициентом дисперсии, свидетельствует о крайне нестабильном гидрологическом режиме фотического слоя, колебаниях температуры и солености, которые обычно не улавливаются или слабо улавливаются при исследовании бентосных групп.

Изменение режима раннеолигоценевого бассейна в досоленовское время подчеркивается тесной зависимостью между циклами седиментации (которых, например, в разрезе стратотипа ащайрыкской свиты Северного Устюрта выделяется три) (рис.3) и уровнями появления массового количества *Micrhystridium* и *Pediastrum*, которых тоже оказалось три, причем все они отвечают инициальной стадии очередного трансгрессивного цикла. Три или два (последнее связано, очевидно, с детальностью опробования разреза) уровня с *Micrhystridium* можно проследить в досоленовских отложениях и в других разрезах майкопа, например, в Кубанском или в Калмыкии. Для понимания

экологической обстановки в олигоцене бассейна следует обратить внимание на олигодоминантный комплекс самого основания разреза нижнего майкопа с абсолютным доминированием *Phthanoperidinium*. Ему сопутствуют либо таксоны группы *Wetzeliella-Deflandrea*, либо *Glaphyrocysta-Adnatosphaeridium-Cyclonephelium*, указывающие, с одной стороны, на расплеснение поверхностных вод, а с другой – на развитие в бассейне стагнационной обстановки (табл. II).

Попытка выделения ассоциативных групп диноцист для майкопского бассейна была предпринята при изучении разреза скв.45А, пробуренной к югу от Волгограда. Смена в разрезе доминирующих видов этих групп в сочетании с вполне определенным набором таксонов, формирующих динофации в зависимости от режима седиментации, показаны в таблице. Характерно, что смену близких по составу ассоциативных групп для досоленовского уровня можно видеть и в сравнительно удаленных от района Волгограда разрезах Северного Устюрта.

Заканчивая рассмотрение олигоценевого органикостенного фитопланктона Паратетиса в целом, обратимся к комплексу более узкого возрастного интервала – соленовского горизонта. Цисты динофлагеллат и прازیнофитов этого уровня изучались в разрезах Северного Кавказа, юга Русской платформы и Казахстана. Все палеонтологи, как известно, подчеркивали необычный состав соленов-

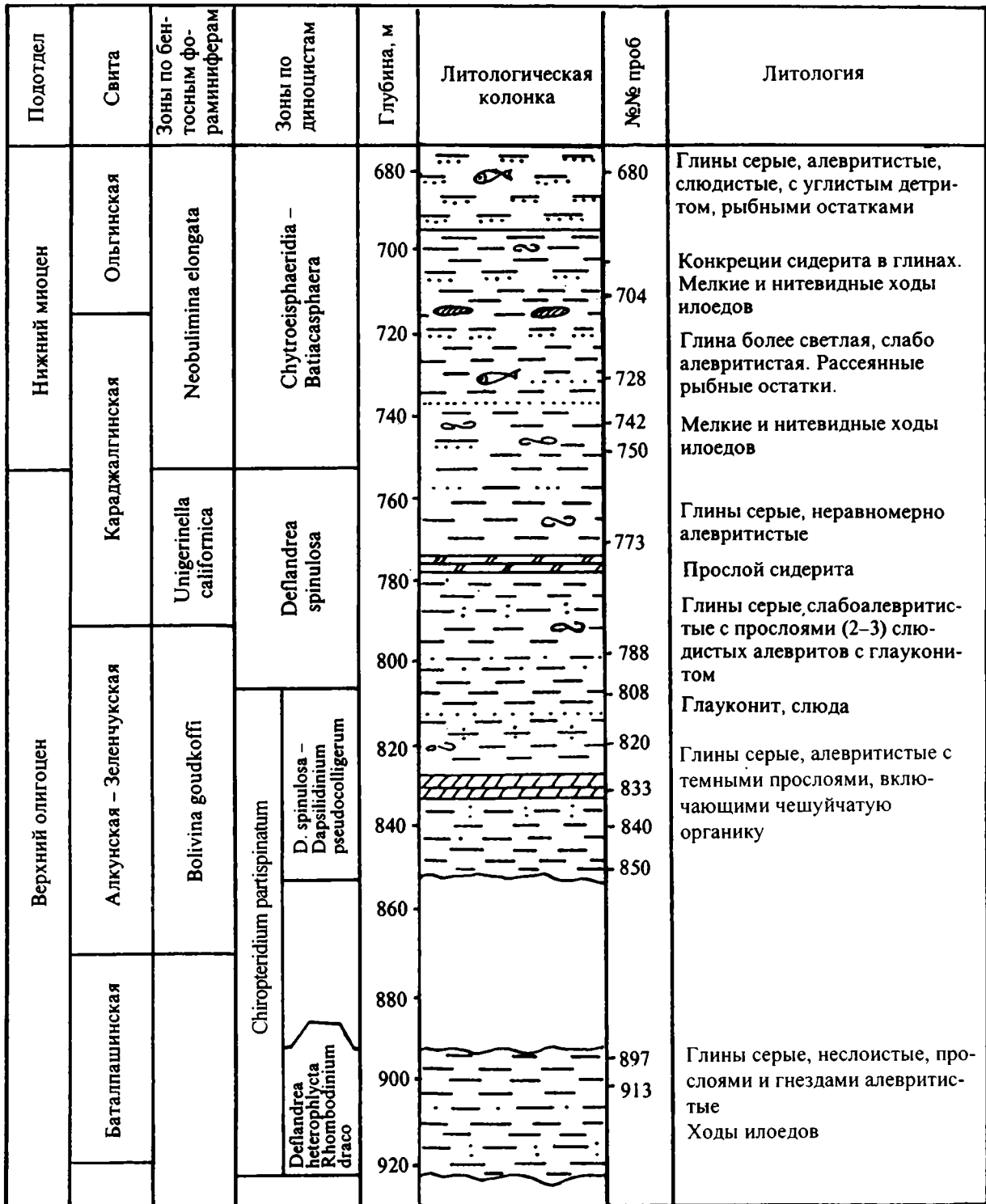


Рис. 2. Разрез неостратотипа кавказского регионаруса (скв. Новопокровская-4 в районе г. Тихорецк)

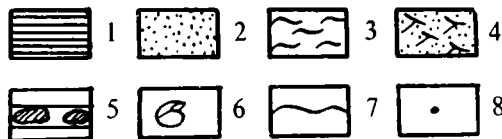
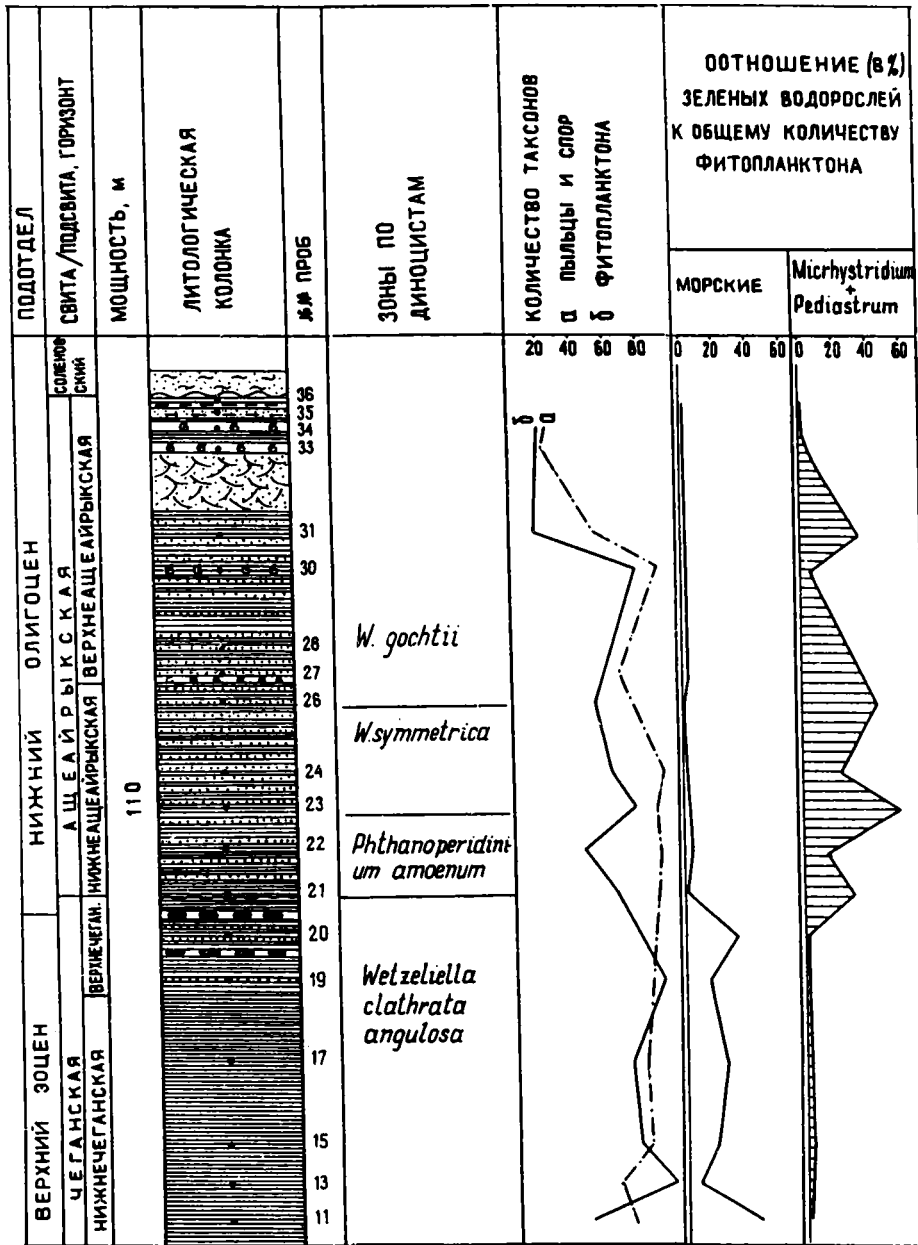


Рис. 3. Разрез стратотипа ащеайрыкской свиты в овраге Ащеайрык (Северный Уstyurt)

1 - глины, алевролиты; 2 - пески, песчаники; 3 - пески глинистые, железненные; 4 - пески средне- и грубозернистые, косо-слоистые; 5 - прослой с конкрециями мергелей и сидеритов; 6 - линзы и прослой циприновых известняков; 7 - граница размыва; 8 - места отбора проб в разрезе.

Экологические ассоциативные группы диноцист палеогена в разрезе скв. 45А (Северные Ергени)

Ассоциативные группы диноцист в разрезе скв. 45 А								
Верхний олигоцен	Калмыцкая свита	Местные стратиграфические подразделения	Ассоциативные группы	Сопутствующие таксоны, формирующие динофауны	Акритархи Зеленые водоросли	Режим бассейна седimentации	Эвстатическая кривая	
		Калмыцкая свита пачка VII	Deflandrea-Komotryblium	Dapsilidinium-Chiropteridium	Cymatiosphaera	Открытый морской бассейн с переменным соленым режимом и с проявившимися признаками стагнации	регресс.	трансгрессия
Нижний олигоцен	Сопеноский горизонт	Икибурульские слои верхние горизонты	Operculodinium-Gerdiocysta	Hystriehokolpoma-Spiniferites		Солоноватоводный водоем со стратификацией вод и анюксией в придонном слое		
		Икибурульские слои нижние горизонты		Hystriehokolpoma-Oligosphaeridium		Солоноватоводный водоем, имеющий затрудненную связь с Северной Атлантикой		
		Остракодовые слои	Gerdiocysta, Distatodinium	Cyclonephelium-Oligosphaeridium		Опресненный водоем с признаками стратификации вод		
	Цаманская свита	Верхнецимлянская подсвита верхняя часть	Deflandrea-Wetzeliella	Adnatosphaeridium-Membranophoridium	Michhystridium	Прибрежная зона опресняющегося морского бассейна		
		Верхнецимлянская подсвита нижняя часть	Phthanoperidinium Glaphyrocysta	Membranophoridium-Homotryblium	Michhystridium	Трансгрессивная фаза морского бассейна нормальной солености со стратификацией вод и более хорошо прогреваемым верхним слоем в прибрежной зоне. Ослабление стагнации		
				Adnatosphaeridium-Membranophoridium		Морской бассейн, связанный с С.Атлантикой, с переменной соленостью. Начало трансгрессии. Хорошо прогреваемый поверхностный слой и придонная стагнация		
	Нижнецимлянская подсвита	Phthanoperidinium	Glaphyrocysta-Cyclonephelium-Deflandrea					
Средний эоцен	Кужеский гор.		Microdinium-Horologinella-Areosphaeridium	Deflandrea	Paucilobimorpha	Нормально-соленый морской бассейн, тепловодный, со стратификацией вод, стагнация в придонном слое в раннекумское время		
			Spiniferites-Dracodinium-Areosphaeridium					
	Керестинский гор.	Черкесская свита		Cordosphaeridium				

Смена диноцист в разрезах палеогена и нижнего миоцена

ской биоты, свидетельствующий, по одним данным, об изоляции и полуопреснении соленовского бассейна, а по другим – о сохранении связей его с открытым океаном при некотором распреснении поверхностных вод последнего [Музылев и др., 1992].

Наши материалы позволяют сделать следующее заключение. Практически во всех изученных пробах как из самого остракодового пласта, так и из перекрывающих отложений выявлен широкий спектр таксонов, свидетельствующий в пользу сохранения связей соленовского бассейна с открытым океаном, хотя численность фитопланктона заметно падает. В то же время, определенные изменения в гидрологическом режиме бассейна, в сравнении с бассейнами нормальной солености,

отражены в составе доминирующих видов ассоциативных групп и сопутствующих таксонов, особенно в тех случаях, где заметным становится роль представителей ряда *Cyclonephelium*–*Glaphyrocysta*–*Adnatosphaeridium* при редукции ветцелиеллово-дефландриевой группы. Обычно присутствующими формами (иногда доминирующими) выступают *Gerdicysta*, *Distatodinium*, *Operculodinium*, *Oligosphaeridium*, *Hystrichokolpoma*. Последний таксон чаще в пробах с почти восстановленной нормальной соленостью бассейна. Кроме них, встречаются *Thalassiphora*, *Homotryblum*, *Batiacasphaera* и др. В отдельных пробах из остракодового пласта, в том числе и Кубанского разреза, появляется циста, весьма напоминающая мезозойский род *Canningia*.

Ассоциации диноцист верхнего эоцена Русской платформы, Крымско-Кавказского региона и Казахстана

Комплексы фитопланктона белоглинской свиты Северного Кавказа и ее возрастных аналогов на юге Русской платформы, так же как и верхних горизонтов чеганской свиты Северного Устюрта и Приаралья, исключительно богаты (насчитывают до 120–150 видов). Они отличаются высокой степенью дисперсии, обилием тепловодных форм, особенно среди гистрихосфероидных – показателей открытого моря. В отличие от олигоценовых комплексов с обилием ветцелиелл, птаноперидиниумов и дефландрей, появляется больше гониаулакоидных цист. Можно говорить даже об определенном единстве состава комплексов более северных и центральных районов Тетического бассейна, где по мере продвижения к югу фитопланктон становится

лишь богаче. Большая группа более "теповодных" таксонов исчезает из разреза в кровле белоглинского горизонта, в том числе такие широко распространенные в эоцене как *Areosphaeridium arcuatum*, *A. diktyoplokus*, *Tythyodiscus beloglinensis*, некоторые виды *Cordosphaeridium*, *Spiniferites*, *Microdinium* и др. Обновление комплекса фитопланктона на этом уровне происходит не менее чем на 60–70%. В переходном интервале от эоцена к олигоцену Ланджарского разреза (Армения) смена состава комплексов более постепенна, но и здесь определенно повлияло изменение экологической обстановки. Бассейн стал более холодноводным, и карбонатно-терригенная седиментация сменилась преимущественно терригенной.

Ассоциация фитопланктона среднего эоцена юга России

Весьма своеобразен состав фитопланктона среднего эоцена Крымско-Кавказской области, особенно кумского горизонта, когда в бассейне седиментации возникла стагнационная обстановка. Практически во всех просмотренных пробах из этого горизонта привлекает внимание высокое содержание аморфного органического вещества, чаще бесструктурного. Комплексы диноцист обычно моно- и олиготаксонные. При высоком коэффициенте рассеяния сопутствующих компонентов ведущую роль играют *Horologinella* и *Paucilobimorpha*, присутствующие нередко в массовом количестве (кроме проб из Кубанского разреза). Доминирующая роль принадлежит, как правило, двум видам: *P. iriradiata* и *P. granulifera*. Среди прочих таксонов диноцист более заметно участие *Areosphaeridium* (*A. arcuatum*, *A. diktyoplokus*, *A. pectiniforme*); *Deflandrea* (*D. arcuata*, *D.*

phosphoritica, *D. oebisfeldensis*), а также *Microdinium* (*M. ornatum*, *M. reticulatum*), *Spiniferites* (*S. ramosus*, *S. cornutus*, *S. pseudofurcatus*).

Остальные таксоны, количество которых доходит до 50, встречаются в единичных экземплярах. Таков фитопланктонный фон кумского уровня в скважинах 7246, 7252 и др., пробуренных на Воронежской антеклизе у г.Новый Оскол, а также в северо-кавказских и волгоградских разрезах.

В Западной Европе комплексы аналогичного состава с участием *Horologinella* и *Paucilobimorpha* описаны Я. Де Конинком [De Coninck, 1986] из бартонских отложений Южных Нидерландов. Этот уровень особенно характерен для глин Ассе (бартон в так называемых ассиийских, или ашийских, фациях), но встречается и в веммельских песках.

Весьма своеобразные комплексы фитопланктона характеризуют палеоценовые и раннеэоценовые бассейны Крымско-Кавказской области, в которых периодически возникала стагнационная обстановка. Были исследованы два разреза: Торанглы (Западный Копетдаг) (рис. 4) и Медани (Западная Грузия), причем пробы, переданные Н.Г.Музылевым, были отобраны из танетских и ипрских "сапропелитов" и карбонатно-глинистых пород, вмещающих их. Сапропелитовые прослои всех исследованных уровней оказались весьма насыщенными органическим фитопланктоном. Общее количество его обычно заметно уступает (при соотношении 1:6 или 1:10) аморфному матриксу в сочетании с гранулированными или угловатыми частичками органического вещества, углестого или в разной степени просветленного, а также фрагментами водорослевой ткани с воздушными пузырьками. В отдельных пробах из "сапропелитов" в массовом количестве содержатся споры и гифы грибов. Характерно, что в пробах из танетских слоев, перекрывающих и подстилающих сапропелиты, не только аморфного вещества, но и фитопланктона заметно меньше. В основании нижнего прослоя сапропелитов в разрезе Торанглы он вообще отсутствует и можно достаточно определенно говорить о "вспышке" фитопланктона лишь при переходе к прослоям, зараженным органикой. Комплекс фитопланктона танетских "сапропелитов", которыми Н.Г.Музылев называет темно-коричневые, почти черные тонкослоистые, в выветрелом состоянии тонколистоватые глины, свидетельствует о его принадлежности зоне *Apectodinium homomorphum*. Кроме индекс-вида зоны в "сапропелитах" встречаются и другие виды *Apectodinium* – *A. augustum*, *A. parvum*, *A. quinquelatum*, *A. paniculatum*, *A. summissum*. Им сопутствуют *Kenleyia*, *Rhombodinium*,

Hystrihokolpoma, *Fibrocysta*, *Cribroperidinium*, *Oligosphaeridium*, *Phelodinium* и др. (табл. III). Особое место в комплексе занимают своеобразные "двойники" *Apectodinium*, имеющие толстостенные цисты. Это либо особые формы, либо самостоятельные виды – несомненные эндемики Крымско-Кавказской области и Средней Азии. В одной из проб, отобранных из "сапропелитов" Западного Копетдага, удалось насчитать до восьми морфотипов этих цист. Весьма примечательно, что для "сапропелевого" горизонта танета Грузии и Копетдага наблюдается удивительное постоянство состава комплексов и единство доминирующих форм. Так, группа толстостенных цист, оставшихся неидентифицированными, в обоих разрезах составляет до 60% от общего состава комплексов. Характерно, что за пределами "сапропелевого" горизонта "толстостенные цисты" хотя и встречаются, но их количество становится на порядок меньше. Заметно уменьшается и толщина и интенсивность окраски стенок цист.

Горизонты сапропелевого вещества в разрезах нижнего эоцена также насыщены фитопланктоном и аморфным органическим веществом. Состав комплекса диноцист резко отличен. В разрезе ипра Торанглы среди диноцист доминируют каватные формы *Deflandrea* и *Wetzeliiellaceae*, которым сопутствуют *Spiniferites*, *Samlandia*, *Alisocysta*, *A. margarita*, *Phelodinium*, *Diphyes*, *Florentinia*, иногда *Thalassiphora* (*Th. pelagica*, *Th. delicata*), *Rottneusia*, *Cordosphaeridium*, *Cerodinium*, *Operculodinium*, *Hystrihokolpoma cinctum*, *H. crassipes*. В ветцелиелловой группе обычна *Charlesdownia coleothrypta*, встречается *Ch. clathrata*. На ипрском уровне как в Торанглинском, так и в Меданском разрезах появляется характерный таксон – *Diacrocanthidium spinigerum*, описанный Де Конинком из ипрских отложений Бельгии.

Выводы

В данной статье мы пытались подчеркнуть особенность состава преимущественно моно- или олигодоминантных комплексов, указывающих на специфические экологические условия обитания динофлагеллат в обстановках, отличающихся от нормальной морской.

Для стагнационной среды палеоцена и раннего эоцена в период формирования сапропелевых глин, кроме известных видов рода *Apectodinium* широкое распространение получили толстостенные цисты (эндемики), частью оставшиеся неопределенными, а частью принадлежащие той же группе раннепа-

леогеновых видов этого рода, морфологически "аномальных", с резко утолщенными оболочками цист.

Кумский горизонт характеризовался широким развитием *Horologinella* и *Paucilobimorpha*. Их присутствие не только позволяет говорить об особом экологическом фоне их обитания, но и значительно облегчает сопоставление удаленных разрезов кумского уровня.

Олигоценый бассейн на юге бывшего СССР характеризовался исключительной нестабильностью экологических обстановок. На это указы-

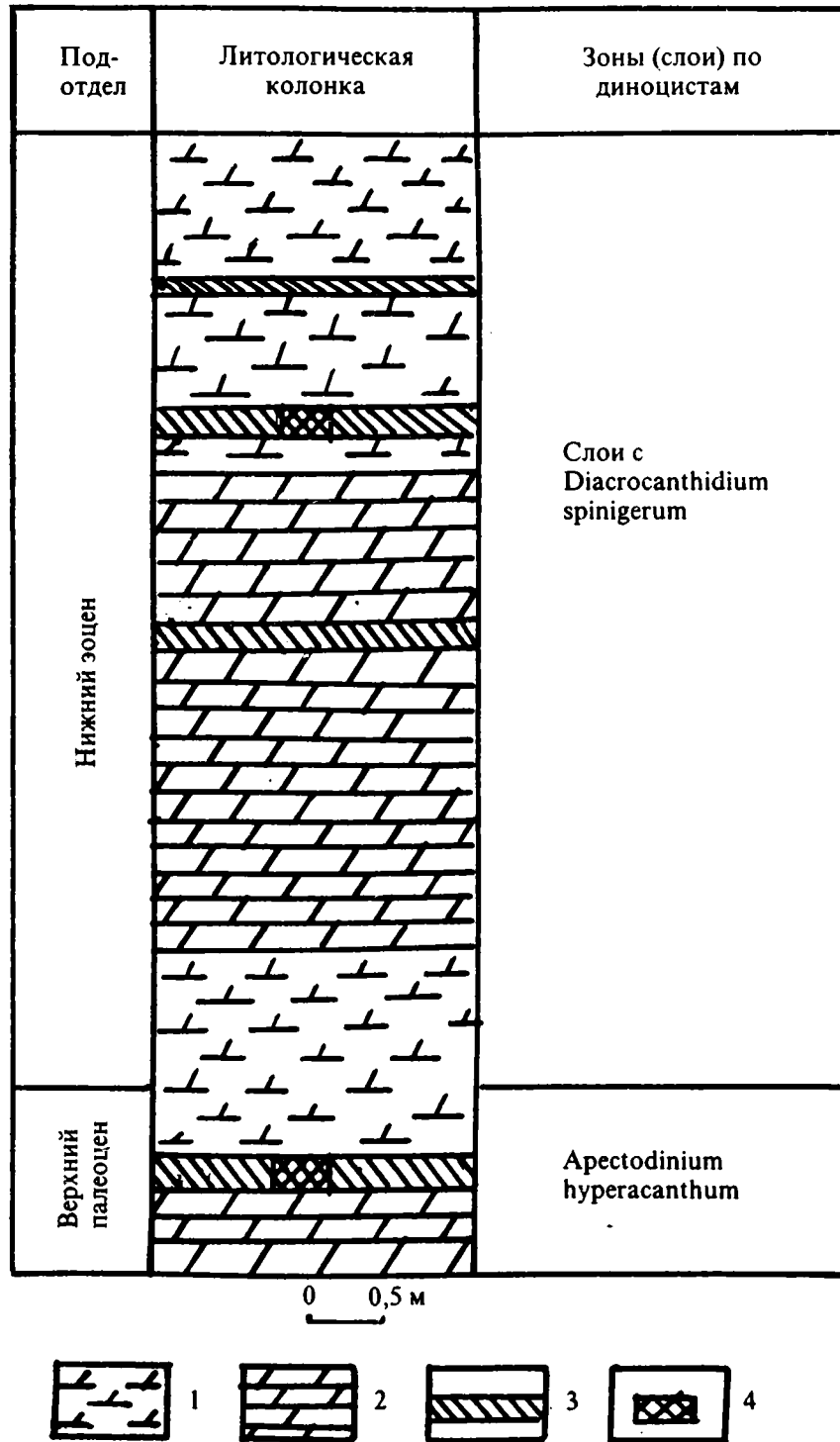


Рис. 4. Разрез верхнепалеоценовых и нижнеэоценовых отложений устья Торанглы (Западный Копетдаг)
 1 – мергели; 2 – известняки; 3 – слои, обогащенные органическим веществом (“сапропелиты”);
 4 – уровни отбора серий проб

смена ассоциативных групп в разрезах на фоне эвстатических колебаний была связана с изменением температуры и солей, а также с снижением кислородного фотического слоя в пределах шельфа. Этот спектр таксонов из соленовского горизонта, несмотря на аномальный состав доминантов, позволяет поддерживать точку зрения авторов, которые настаивают на связи Паратетиса в соленовское время с океаном [Музылев и др., 1992]. В разрезе, фитопланктон аральских слоев разрезного Устюрта свидетельствует скорее в пользу повышения, либо сдвига в химическом составе вод соленовских компонентов, а не снижения солености бассейна на ранней стадии эволюции. В разрезе от танета и до аквитана состав оргоночного фитопланктона непрерывно местные изменения сопровождалось и

количественными. Моно- и олигодоминантные сообщества с заметным падением общей численности фитопланктона сменялись во времени богатыми по видовому разнообразию комплексами с высоким индексом рассеяния, отражающими восстановление нормальных морских условий.

Частая смена экологических обстановок, особенно в олигоцене, весьма способствовала эволюционному развитию отдельных групп, давая целый спектр короткоживущих видов. Это, в конечном счете, обеспечило весьма дробное зональное расчленение олигоценовых толщ по исследуемой группе.

В заключение хотелось обратить внимание на следующее. Осадочные породы с повышенным содержанием C_{org} , как правило, содержат аномальные моно- или олигодоминантные комплексы диноцист, что может быть использовано при поисках горючих ископаемых.

Литература

- Ковалева Т.Ф. Введение в изучение ископаемых перидионий. М.: Наука. 1965. 154 с.
- Лавренко Е.А. Панцирные жгутиковые (Dinoflagellata) морей СССР // Определители по фауне СССР, вып.33. М.: АН СССР, 1950. 279 с.
- Никитин Н.К. Диноцисты и палиностратиграфия верхнемиоценов Усть-Енисейской впадины: Автореф. диссертация. Новосибирск: Ин-т геологии, геофизики СО АН СССР, 1991. 16 с.
- Никитин Н.К., Табачникова И.П., Воронина А.А. Раннеолигоценное опреснение в бассейнах Паратетиса // Изв. РАН. 1992. № 5. С.39–51.
- Павлова И.М., Богданович А.К. Кавказский регион Южного Восточного Паратетиса // Стратиграфия Черного Причерноморья и Крыма. Днепропетровский ГУ, 1980. С. 3–8.
- Савин В., Ахметьев М.А., Запорожец Н.И., Воронина А.С. История Восточного Паратетиса в позднем эоцене – раннем миоцене // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 1993. Т.1, № 6. С. 10–39.
- Chateauneuf J.-J. Palynostratigraphie et paleoclimatologie de l'Eocene superieur et de l'Oligocene du Bassin de Paris (France) // Mem. du B.R.G.M. 1980. № 116. 360 p.
- De Coninck J. Organic walled phytoplankton from the Bartonian and Eo-Oligocene transitional deposits of the Woensdrecht borehole, Southern Netherlands // Meded. Rijks Geol. Dienst. 1986. V. 40/2.25 p.
- Downie C., Hussain M.A., Williams G.L. Dinoflagellates cyst and acritarch associations in the Paleogene of Southeast England // Geosci Man. 1971. V. 3. P. 29–35.
- Gruas-Cavagnetto C. Etude palynologique des divers gisements du Sparnacien du bassin de Paris // Mem. geol. France (N.S.). 1968. V. 47. (110). P.1–144.
- Stover L.E., Williams G.L. Dinoflagellates // Proc. Third North Am. Paleontol. Convention. 1982. V. 2. P. 525–533.

М.А. Akhmetiev, N.I. Zaporozhets

Changes in Dinocyst assemblages as reflecting in ecosystem transformations in Russian Platform, Crimea, Caucasus, and Turan Plate during Paleogene and Early Miocene

Dinocyst assemblages are used to elucidate ecological environments, hydrogeological and paleoclimatological conditions in the Paleogene and Early Miocene of continental basins of Crimea-Caucasian region. The assemblage with abundant Homotryblum is associated with Glaphyrocysta, Cyclonema, Spiniferites, Apectodinium was recovered from the lower part of the clayey unit of the Bayazon (Kinkykche section, North Aral region) and associated with Corbula helmersenii. Homotryblum and other species point to increasing salinity. The assemblages from the Caucasian region (Tikhoretsk, Novopokrovskaya-4 bore-

hole) include typical Oligocene species of the Alkum and lower part of Zelenchuk formations.

The Early Oligocene sections of Ust'urt yielded Micrhystridium assemblages from three intervals.

The Middle Eocene Kuma basin in the Northern Caucasus was rich in amorphous organic matter and mono- or oligodominant phytoplanktonic assemblages with Horologinella and Puacilobimorpha which are typical of anoxic environments.

Apectodinium homomorphum and other species of Apectodinium with anomalously thick walls were found on the Paleocene-Eocene boundary strata and also indicate the anoxic environments.

Объяснения к таблицам

Таблица I

Разрез Кинтыкче, северо-западное побережье Аральского моря, нижний миоцен, аральская свита

1 – *Homotryblium tenuispinosum* Davey and Williams; 2 – *H. caliculum* Bujak; 3 – *H. abbreviatum* Eaton; 4 – *H. oceanicum* Eaton; 5 – *Homotryblium* sp.; 6 – *Hystrichosphaeropsis* sp. 1 – 6 обр. 35/92. 8 – *Pediastrum* sp., обр. 37/92. Разрез скв. 45 А, Северные Ергени: 7 – *Wetziella gochtii* Costa and Downie; 9 – *Michrystridium* sp. 7, 9 – нижний олигоцен, цимлянская свита. 10 – *Chiropteridium partispinatum* Gerlach, верхний олигоцен, калмыцкая свита.

1 – 6, 8, 9 x 1000; фиг. 7, 10 x 500.

Таблица II

Разрез оврага Ащайрык (Северный Устюрт)

1 – *Wetziella gochtii* Costa and Downie, x 500; 2 – *Phthanoperidinium amoenum* Drugg and Loeblich, x 1000. 1,2 – нижний олигоцен, ащайрыкская свита. 3 – *Charlesdowniea clathrata* subsp. *angulosa* (Chateaunef and Gruas-Cavag-netto) Lentin and Vozzhennikova, верхний эоцен, чеганская свита, x500.

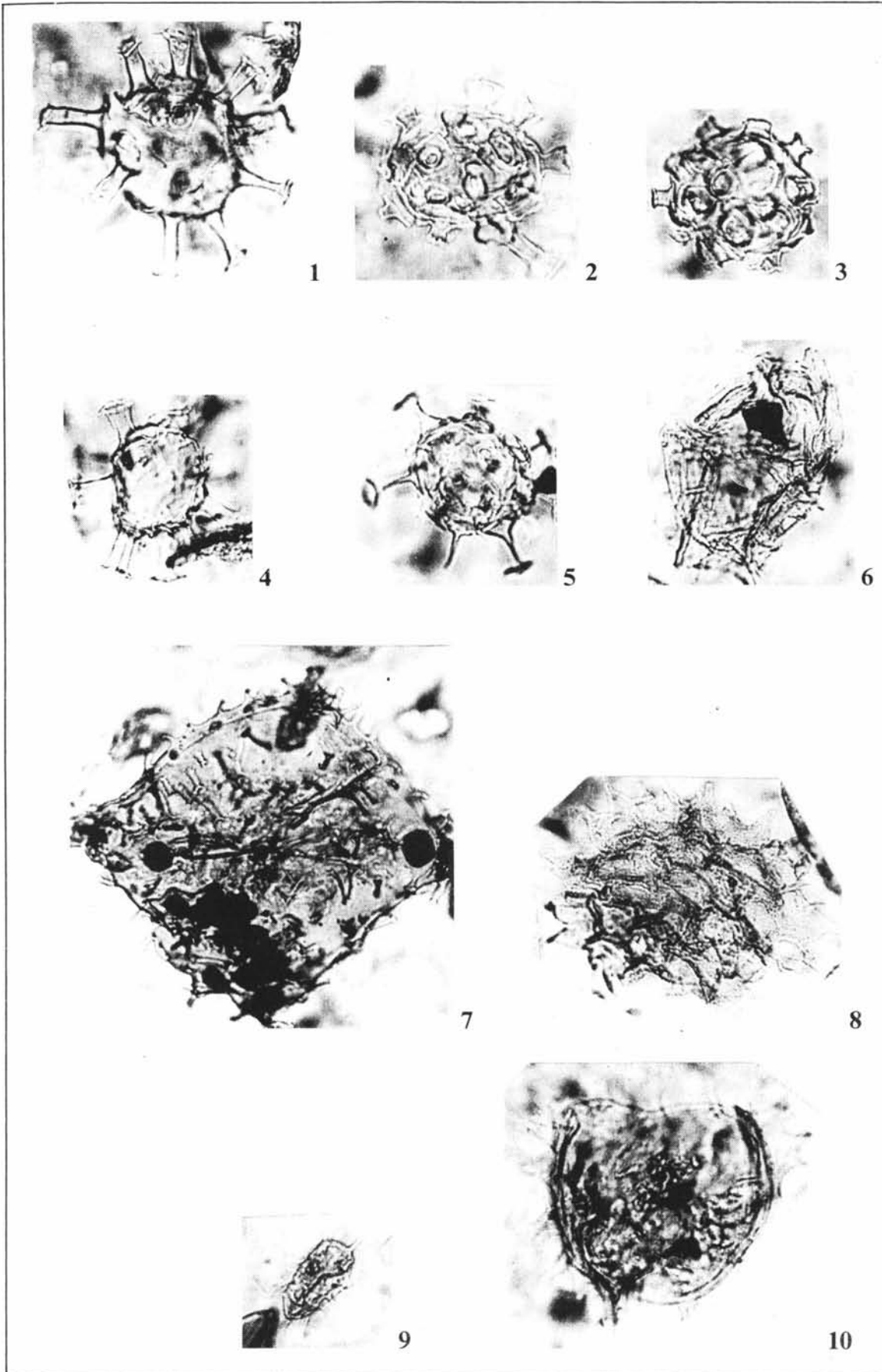
Разрез скв. Новопокровская–4, район г.Тихорецк

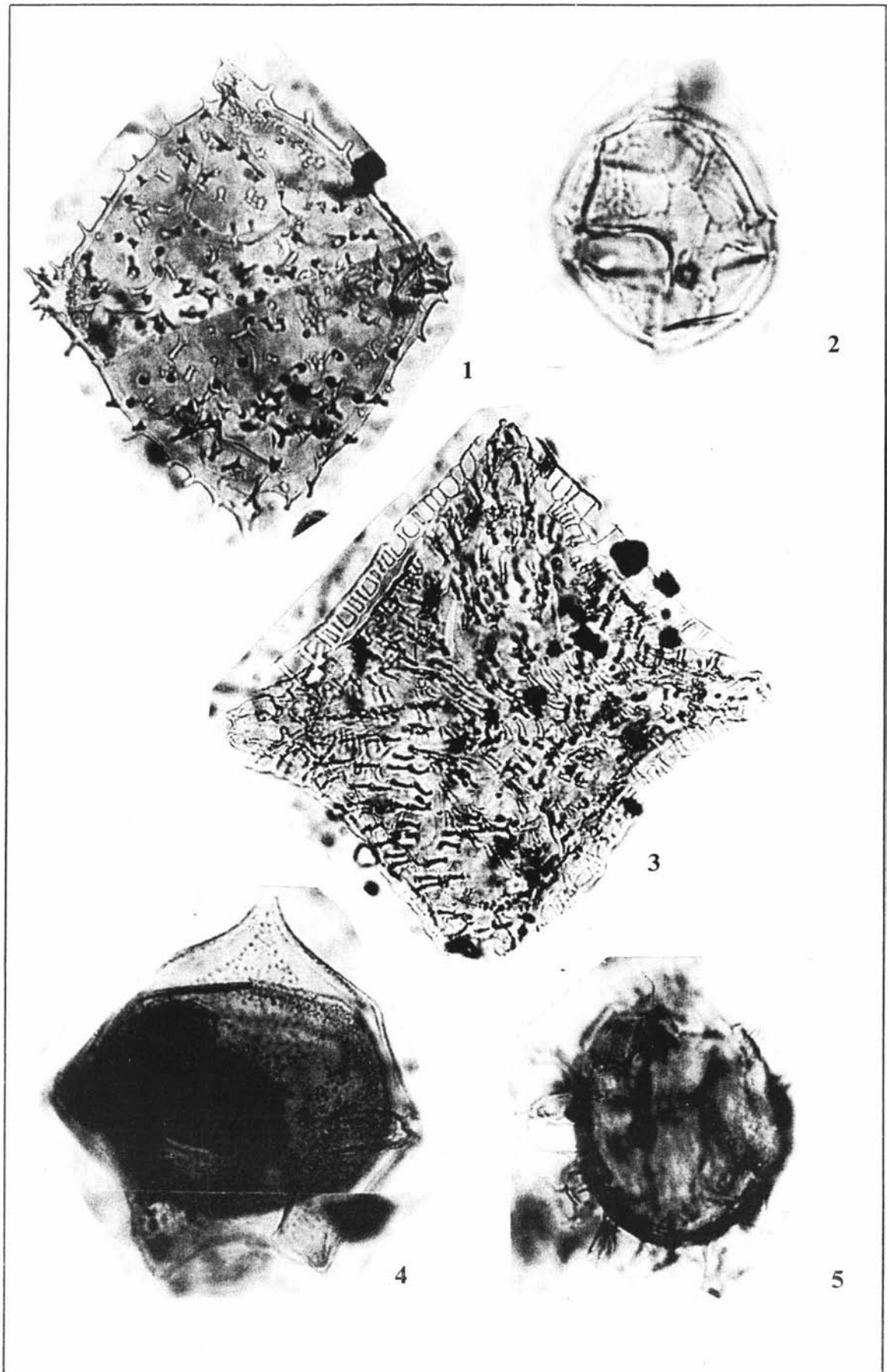
4 – *Deflandrea spinulosa* Alberti, верхний олигоцен, караджалгинская свита; 5 – *Chiropteridium partispinatum* Gerlach, верхний олигоцен, зона *Bolivina goudkoffii*. 5,6, x 600.

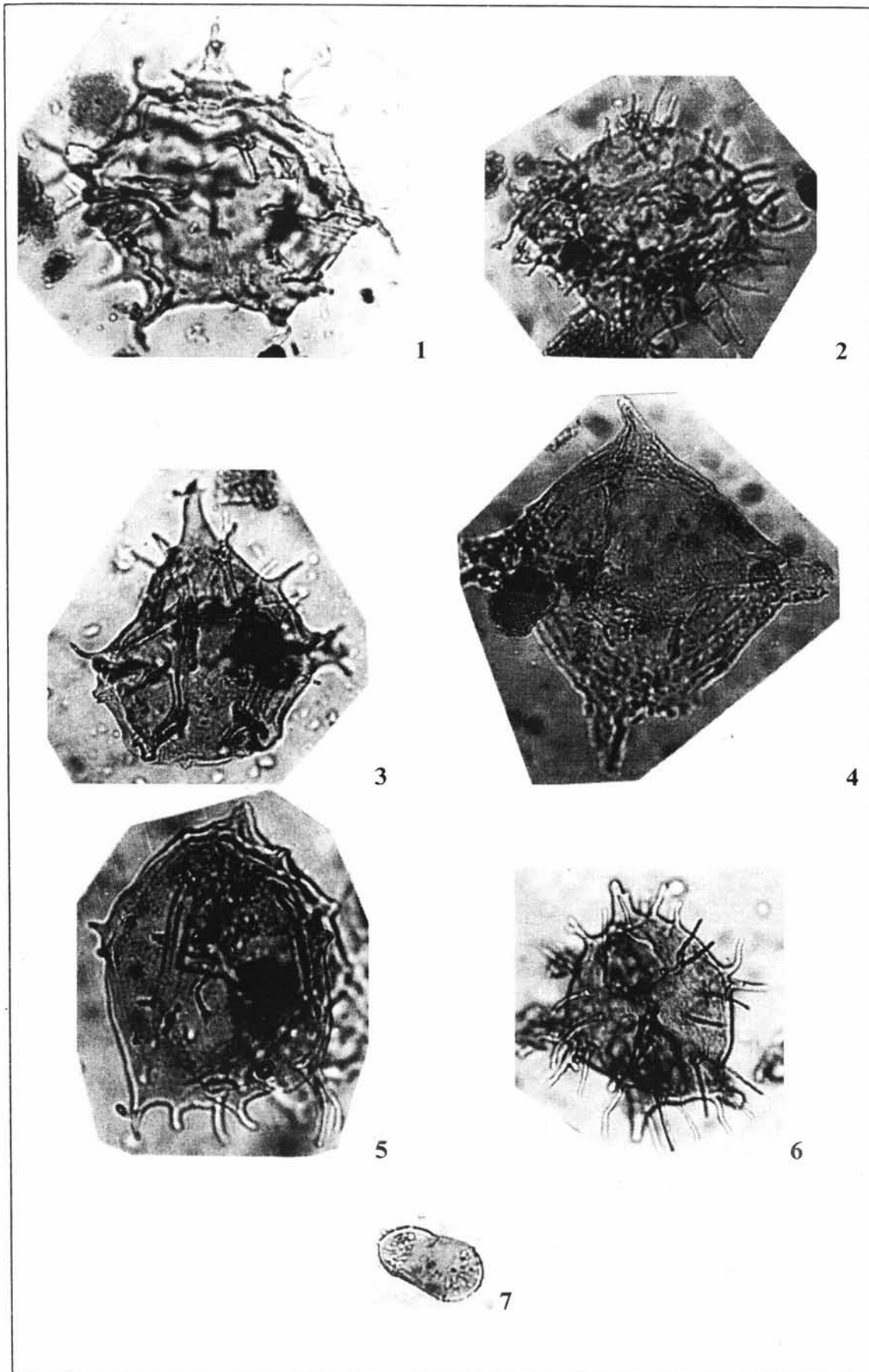
Таблица III

Разрез Торонглы, Западный Копетдаг

1 – *Apectodinium hyperacanthum* (Cookson and Eisenack) Lentin and Williams; 2 – *Apectodinium homomorphum* (Deflandre and Cookson) Lentin and Williams, emend Harland; 4 – *Rhombodinium* sp.; 3,5,6 – *Dinophyceae* Fritsch, *Peridinales* Haesckel, толстостенные каватные цисты, оставшиеся неопределенными. 1–6 – верхний палеоцен, зона *Apectodinium hyperacanthum*; x 600. 7 – *Diacrocanthidium spinigerum* De Coninck, нижний эоцен, x 1000.







И.Е. Хохлова

Палеоцен-эоценовые радиолярии юга Русской платформы и сопредельных регионов и их использование для прямой корреляции с отложениями Восточной Атлантики (скв. 400А DSDP)

Радиолярии нижнего палеогена Южной России, Украины, Казахстана и Средней Азии изучались, начиная с 50-х годов, многими русскими исследователями [Липман, 1953; Борисенко, 1960 а,б; Загороднюк, 1970; Точилина, 1975, Козлова, 1984, 1990 и др.]. На основе этих работ совместными усилиями нескольких специалистов (в основном Р.Х. Липман и Г.Э. Козловой) было создано несколько вариантов региональных стратиграфических зональных шкал по радиоляриям. Однако проблема корреляции этих местных шкал между собой всегда стояла остро и не решена полностью до сих пор. Еще менее разработанной представляется корреляция этих региональных шкал со стандартной зональной шкалой палеогена по радиоляриям [Riedel, Sanfilippo, 1978]. Причин тому несколько.

1. Ассоциации радиолярий палеогена территории юга бывшего СССР существовали в условиях более или менее мелководных эпиконтинентальных бассейнов, и поэтому таксономически сильно отличаются от разновозрастных океанических комплексов.

2. Местные зональные шкалы построены на основе стратиграфического распространения видов, не обнаруженных в океанических осадках или редко встречающихся в них.

3. Многие из используемых в стратиграфии палеогена бывшего СССР видов радиолярий не имеют полноценного описания и хороших изображений, будучи исследованы без использования современного оборудования и литературных данных, и поэтому требуют переизучения. Использование таких видов в стратиграфических целях затруднительно.

4. В северной структурно-фациальной провинции с преимущественно терригенным и терригенно-кремнистым типом осадконакопления (рис.1), где палеогеновые отложения чаще всего полностью лишены карбонатных микроорганизмов, возрастная привязка зон по кремневому планктону часто весьма приблизительная.

Основной задачей предлагаемой работы являлась попытка проведения прямой корреляции палеоцен-эоценовых зональных ассоциаций Южной России, Прикаспийской впадины и Предкавказья, изученных ранее [Радионова, Хохлова, 1994; Радионова, Орешкина, Хохлова, Беньямовский, 1994; Хохлова, 1996], с разновозрастными океаническими осадками Атлантики, на основе анализа ассоциаций радиолярий (рис.1). Для этой цели были изучены радиолярии из скв.400А DSDP, расположенной в основании континентального склона в Бискайском заливе на глубине 4399 м. Радиолярии из этой скважины в 48-м рейсе DSDP изучались д-рами У.Риделом и А. Санфилиппо, которыми было проведено зональное расчленение разреза [Sanfilippo, Riedel, 1979]. Выбор именно этой скважины для сравнения не случаен и объясняется ее географическим положением, которое в определенной степени может считаться переходным от океанических к эпиконтинентальным. При этом скв. 400А располагается на широте 47°22'90", т.е. широте Предкавказья. Судя по палеогеографическим данным, приведенным в 48-м томе DSDP, в палеоцене и эоцене данная область располагалась на меньшей глубине, чем в настоящее время.

Стратиграфическое расчленение скв. 400А по радиоляриям

Нижнепалеогеновые отложения, вскрытые скв. 400А, расчленены в соответствии со стандартной тропической зональной шкалой по радиоляриям [Riedel, Sanfilippo, 1978] (рис.2). На некоторых стратиграфических уровнях внутри скважины могут быть установлены зоны бореальной шкалы Г.Э. Козловой [Kozlova, 1994].

Палеоцен. Палеоценовые радиолярии в скв. 400А очень бедны и имеют плохую сохранность. Определены *Prunopyle affinis* Boriss., *Phormocyrtis striata exquisita* (Kozlova).

Нижний эоцен. Нижняя зона нижнего эоцена *Buryella clinata* не выделяется в скв. 400А из-за

крайней бедности ассоциации и плохой сохранности видов. Таким образом, нижний эоцен открывается зоной *Phormocyrtis striata striata*, комплекс которой относительно разнообразен и представлен в основном *Phormocyrtis striata striata*, *Thyrsoyrtis hirsuta hirsuta*, *Axoprimum murroyanum*, *Lithochytris archaea*, *Calocyclus hispida*, *Dictyoprora amphora*, *Spongodiscus rhabdostylus*, *Stylosphaera coronata coronata*, *Heliodiscus pictus*, *Theocorys anaclasta*. Сохранность средняя. Все упомянутые виды радиолярий известны также из нижнеэоценовых отложений Западного Предкавказья, Прикаспия и Среднего Поволжья [Крашенинников, 1960; Борисенко, 1960а; Козлова, 1990; Радионова, Хохлова, 1994].

Зона *Theocotyle cryptocephala cryptocephala*. Ассоциация достаточно разнообразна, доминируют *Spongatractus pachystylus*, *Dictyoprora amphora*, *Podocyrtis papalis*, *Lychnocanoma bellum*, встречаются *Phormocyrtis striata striata*, *Theocotyle cryptocephala cryptocephala*, *Lamptonium obelix*, *L. fabaeformae*, *Artobotrys norvegiensis*, *Lophoconus biaurita*, *Eusyringium lagena*, *Sethochytris babylonis*, *Heliodiscus inca*, *H. hexasteriscus* и др. Сохранность хорошая. Большая часть этих видов обнаружена и в одновозрастных отложениях пересеченных выше регионов бывшего СССР.

Средний эоцен. Зона *Dictyoprora mongolfieri*. Ассоциация богата и разнообразна. Доминируют *Dictyoprora mongolfieri*, *Lychnocanoma bellum*, *Spongatractus pachystylus*, *Eusyringium lagena*, *Theocotyle cryptocephala cryptocephala*, *Artobotrys norvegiensis*, *Heliodiscus hexasteriscus*, *H. inca*, *H. triactis*, *Heterosestrum formosum*, *Phormocyrtis*

reticula. В верхней части зоны появляются *Dictyoprora armadillo*, *Heliodiscus dupla*, *Podocyrtis phyxis*, *Theocyrtis lithos*.

Зона *Thyrsoyrtis triacantha*. Ассоциация богата и разнообразна, наиболее часто встречаются *Thyrsoyrtis triacantha*, *T. rhizodon*, *Lophoconus biaurita*, *Thecosphaera californica*, *Theocyrtis lithos*, *Lithochytris vespertilio*, *Podocyrtis embolum*, *Dictyoprora mongolfieri*, *Axoprimum aff. visendum* и множество представителей сем. Discoidea: *Lithocyclia ocellus*, *L. aristotelis*, *Porodiscus circularis*, *Spongodiscus radiatus*, *Heliodiscus aff. quadratus*, *H. decora*.

Зона *Podocyrtis ampla*. Ассоциация небогата таксономически и представлена *Porodiscus circularis*, *Podocyrtis embolum*, *Lithocyclia ocellus*, *Eusyringium fistuligerum*, *Podocyrtis ampla*, *Lithochytris vespertilio*, *Spongodiscus radiatus*, *Cenosphaera cristata*, *Theocyrtis andriashevi*. В верхней части зоны комплекс становится более бедным, в основном за счет уменьшения представителей циртид и дискоидей, а затем таксономический состав радиолярий резко меняется, фиксируя тем самым весьма продолжительный перерыв, охватывающий всю вторую половину среднего и весь верхний эоцен.

Олигоцен. Ассоциация не обладает большим разнообразием, но сохранность радиолярий хорошая. Встречены *Podocyrtis embolum*, *Lithocyclia ocellus*, *Cyrtophormis brevispina*, *Cenosphaera cristata*, *Artobotrys disolenia*, *Dorcadospyrus pododendros*. Зоны радиоляриевой шкалы не могут быть выделены из-за отсутствия индекс-видов.

Ассоциации нижнего палеогена и вопросы корреляции стандартной тропической и бореальной зональных шкал по радиоляриям

В области палеогеновых эпиконтинентальных бассейнов Северо-Восточного Тетиса (см. рис. 1) могут быть выделены и прослежены в изученных ранее разрезах 7 стратиграфических уровней, содержащих кремневые микроорганизмы – радиолярии и диатомеи [Радионова, Хохлова, 1994]. Как правило, эти интервалы по своему стратиграфическому положению соответствуют началу известных эвстатических трансгрессий.

В эоценовых отложениях, вскрытых скв. 400А, на фоне закономерных эволюционных изменений фауны, отраженных в зональной шкале, наблюдается чередование богатых (I тип) и более бедных (II и III тип) таксономически комплексов (рис. 3). При сопоставлении таксономически разнообразных и количественно богатых ассоциаций I типа с эвстатической кривой [Vail, Mitchum, Thompson,

1977] посредством привязки их к данным по наннопланктону, полученным по этой же скважине [Muller, 1979], выявилось довольно близкое соответствие их времени известным палеогеновым трансгрессиям (рис. 3).

И те, и другие ассоциации имеют свои характерные особенности. Кроме таксономического разнообразия, богатые комплексы (I тип) содержат большое количество населлярий и разнообразных дискоидей, особенно из родов *Lithocyclia*, *Heterosestrum* (начиная со среднего эоцена) и рода *Heliodiscus* (с нижнего эоцена). Последние морфологически прекрасно развиты и обладают высокой степенью внутри- и межвидовой изменчивости (табл. I–III). Некоторые из видов этого рода, обнаруженные в Бискайском заливе, были впервые описаны из палеогеновых отложений Русской плат-

формы (*Heliodiscus pictus* (Kozlova); *H. lentis* Lipman); другие – из отложений формации Крейенхаген в Калифорнии (*Heliodiscus quadratus* Clark et Campbell, *H. hexasteriscus* Clark et Campbell, *H. inca* Clark et Campbell) и океанических осадков – *H. triactis* (Ehrenberg). На протяжении нижнего и среднего эоцена в Бискайском заливе прослеживается эволюционная линия развития рода *Heliodiscus*, установленная Г.Э. Козловой на Русской платформе. Не обнаружен лишь *Heliodiscus lentis* Lipman, появление которого маркирует границу одноименной зоны бореальной шкалы Г.Э. Козловой [1990]. Поскольку эта морфотипическая линия – одна из наиболее важных при стратиграфическом расчленении эпиконтинентального бореального палеогена, прослеживание ее в отложениях Восточной Атлантики важно для корреляции этих отложений с одновозрастными океаническими.

Линия развития рода *Heliodiscus* начинается в нижней части нижнего эоцена (зона *Phormocyrtis striata striata*, NP9) появлением первого из рода *Heliodiscus* вида *H. pictus* Kozlova. По данным Г.Э. Козловой, этот вид в материковых разрезах начинают встречаться в верхней части бореальной зоны *Spongodiscus paciferus*, вблизи подошвы зоны *Heliodiscus lentis*.

Таким образом, можно предположить, что вторая половина зоны *Phormocyrtis striata striata* стандартной тропической шкалы примерно соответствуют зоне *Heliodiscus lentis* бореальной шкалы.

В начале среднего эоцена (верхняя часть зоны NP 13) появляются *H. inca* и *H. hexasteriscus*. Их совместное появление надежно фиксирует нижнюю границу зоны бореальной шкалы *Heliodiscus hexasteriscus*. Последняя в скв. 400А соответствует зоне *Theocotyle суртоcephala суртоcephala* и нижней части зоны *Dictyoprora mongolfieri* (NP 14 – нижняя часть NP15). Согласно данным Г.Э.Козловой [1993], зона *Heliodiscus hexasteriscus* соответствует верхней части фораминиферовой зоны Крымско-Кавказской шкалы *Globorotalia aragonensis* s.l. и нижней части зоны *Acarinina bullbrookii*, т.е. отложениям на границе нижнего и среднего эоцена. Согласно данным по наннопланктону [Muller, 1979], в скв. 400А граница раннего и среднего эоцена проходит очень близко к подошве зоны *Dictyoprora mongolfieri*.

Таксономический состав ассоциации зоны *Heliodiscus hexasteriscus* позволяет проводить прямую корреляцию соответствующих отложений Бискайского залива и юга Русской платформы. Кроме того, в скв. 400А могут быть выделены две подзоны (А и В) зоны *Heliodiscus hexasteriscus*, которые выделяются и на Русской платформе (неопубликованные материалы Г.Э. Козловой).

Внутри ассоциации зоны *Heliodiscus hexasteriscus* на границе подзон А и В скв.400А появляются *Lithocyelia triactis*, *Thyrsoyrtis hirsuta-tensa*, *Heterosestrum formosum*, *Porodiscus circularis*,

Phormocyrtis reticula, *Clathrocyclas unicum*, *Styloodyctya targaeformis*, *Sethocyrtis* aff. *principi*.

Учитывая, что зона *Heliodiscus hexasteriscus* устанавливается в Среднем Поволжье, на восточном склоне Урала, в Западной Сибири и в Бискайском заливе, можно утверждать, что данный стратиграфический интервал, охарактеризованный богатым комплексом радиолярий, прослеживается на всей территории Северного Тетиса.

Следующий вид рода *Heliodiscus* – *H. testatus* (Kozlova) – появляется во второй половине зоны *Dictyoprora mongolfieri* примерно на границе зон NP 14/NP15.

Вышележащая зона бореальной шкалы – *Lychnocanium separatum* – не может быть установлена в отложениях, вскрытых скв. 400А, из-за отсутствия индекса – вида. Многие виды, составляющие одноименную зональную ассоциацию на Русской платформе, обнаружены и в Бискайском заливе, но, по видимому, имеют там более широкое стратиграфическое распространение. Подавляющее большинство их появляется в Бискайском заливе раньше, чем на платформе (по данным Г.Э. Козловой, в зоне *Lychnocanium separatum* появляются *Artobotrya norvegiensis*, *Thyrsoyrtis hirsuta hirsuta*, *Eusyringium lagena* и др., в океанических отложениях известные с нижнего эоцена).

Только совместное появление *Heliodiscus dupla* и *Podocyrtis phyxis* может рассматриваться как косвенный признак, позволяющий примерно коррелировать соответствующие осадки Бискайского залива (верхнюю часть зоны *Dictyoprora mongolfieri*) и зону *Lychnocanium separatum* бореальной шкалы.

Последний из видов эволюционной линии рода *Heliodiscus* – *H. quadratus* – в скв.400А появляется в средней части наннопланктонной зоны NP15 совместно с индекс-видом *Thyrsoyrtis triacantha* и несколькими видами одноименной зоны стандартной тропической шкалы. Хотя комплекс не содержит большого числа видов, известных из материковых разрезов северо-восточного Тетиса, все же можно примерно сопоставить первую половину зоны *Thyrsoyrtis triacantha* с зоной *Heliodiscus quadratus* Русской платформы. Однако стратиграфический объем последней остается неясным.

Вид *Theocyrtis andriashevi* является видоиндексом одноименной зоны бореальной шкалы, в настоящее время относимой к верхнему эоцену. Присутствие его в отложениях Северо-Восточной Атлантики в нижней части зоны *Podocyrtis ampla*, возможно, объясняется его более ранним появлением здесь, нежели на Русской платформе, аналогично многим другим видам (как указывалось выше). Во всяком случае, зона *Theocyrtis andriashevi* в отложениях Бискайского залива пока

может быть установлена лишь условно, и эти данные требуют дальнейших исследований

Таксономически небогатые комплексы радиолярий, обнаруженные в скв. 400А, могут быть разделены на два типа (II и III).

II тип – ассоциации, фон которых составляют мелкие сфероиды и редкие спонгодисциды. Обычно в них много спикул губок. Сохранность скелетов плохая. К ним относятся комплексы палеоцена и нижнего эоцена.

III тип – ассоциации, фон которых составляют мелкие спириды (особенно из рода *Petalospyris*). При-

сутствуют мелкие населлярии, мелкие сфероиды. Дискоиды практически полностью отсутствуют.

Комплексы I типа приурочены к карбонатным осадкам (мел и мергель) и не только в палеоцене и нижнем эоцене, сложенном этими породами целиком, но и в карбонатных прослоях в среднем эоцене (рис.3) таким образом, специфический состав ассоциации обусловлен, по всей видимости, условиями захоронения радиолярий. Комплексы II типа содержатся в типичных кремнистых биогенных илах среднего эоцена, и на их состав, по-видимому, меньше влияют условия захоронения, но большее значение приобретает первичная продуктивность радиолярий.

Заключение

Прослеживание линии развития рода *Heliodiscus* в нижнепалеогеновых отложениях Бискайского залива, вскрытых скв. 400А, вместе с анализом таксономического состава ассоциаций радиолярий, позволяет проводить прямую корреляцию зоны *Theocotle cryptocerphala cryptocerphala* и нижней части зоны *Dictyoprora mongolfieri* стандартной тропической шкалы с зоной *Heliodiscus hexasteriscus* бореальной шкалы по радиоляриям. В последней могут быть установлены две подзоны – А и В. Стратиграфический интервал верхней части зоны *Dictocoryne mongolfieri* и нижней части зоны *Thyrsoyrtis triacantha* стандартной шкалы, по всей видимости, соответствует зонам *Luchnopsanium separatum* и *Heliodiscus quadratus* бореальной шкалы.

На фоне эволюционных изменений фауны радиолярий нижнего палеогена в отложениях Бискайского залива, вскрытых скв.400А, устанавливаются три типа комплексов радиолярий, таксономический состав, сохранность и особенно структурное строение которых сильно различаются.

Хотя по своему стратиграфическому положению богатые таксономически комплексы I типа примерно соответствуют времени известных нижнепалеогено-

вых трансгрессий, стратиграфические интервалы этих ассоциаций по продолжительности не всегда соответствуют интервалам с кремневыми микроорганизмами, установленным ранее на Русской платформе [Радионова, Хохлова, 1994]. Формирование таксономически бедных радиоляриевых ассоциаций II и III типа, скорее всего, было связано соответственно с неблагоприятными условиями захоронения и пониженной первичной продуктивностью.

Стратиграфический перерыв, охватывающий верхнюю часть среднего – весь верхний эоцен скв. 400А, приходится на выраженный регрессивный этап (рис. 3) и период постепенного похолодания в Северном полушарии. Верхнеэоценовые отложения Русской платформы и сопредельных регионов, по-видимому, не содержат представительных ассоциаций радиолярий именно по этим двум причинам.

Автор приносит благодарность Российскому Фонду Фундаментальных Исследований (Проект 93-05-8876), за счет материальной поддержки которого выполнена статья.

Литература

- Борисенко Н.Н. Новые радиолярии из палеоценовых отложений Кубани // Геологический сборник. Труды ВНИИГаз. 1960а. Вып. 4. С. 199–208.
- Борисенко Н.Н. Радиолярии нижнего и среднего эоцена Западной Кубани // Геологический сборник. Труды ВНИИГаз. 1960б. Вып. 4. С. 219–232.
- Загороднюк В.М. Радиолярии эоценовых отложений бассейна Нижнего Дона. Автореф. дисс. ... канд. геол.-минер.наук Новочеркасск. 1970. 22 с.
- Козлова Г.Э. Зональное подразделение бореального палеогена по радиоляриям // Морфология, экология и эволюция радиолярий. Л.: Наука. 1984. С. 196–210
- Козлова Г.Э. Филогенетические исследования как основа при разработке зональной шкалы бореального палеогена по радиоляриям // Радиолярии в биостратиграфии. Свердловск: УНЦ АН СССР. 1990. С. 70–81.
- Крашенинников В.А. Некоторые радиолярии нижнего и среднего эоцена Западного Предкавказья // Палеонтологический сборник. Труды ВНИИГаз. 1960. Вып. 16, №.3. С. 271–301.
- Липман Р.Х. Материалы к изучению радиолярий западных районов Средней Азии // Ежегодник ВПО. 1953. Т.14. С. 135–162.
- Радионова Э.П., Орешкина Т.В., Хохлова И.Е., Беньямовский В.Н. Эоценовые отложения северного борта Днепровско-

Донецкой впадины: Стратиграфия и циклический анализ // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1994. Т. 2, № 6. С. 85–102.

Радионова Э.П., Хохлова И.Е. Эпизоды биогенного кремне-накопления Северного Кавказа и прилегающих районов тети-ческой области // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1994. Т. 5. С. 454–461.

Точилина С.В. Биостратиграфическая характеристика палеоцен-эоценовых отложений Воронежской антеклизы // Си-стематика и стратиграфическое значение радиоларий. Тр. ВСЕГЕИ. Нов.сер. 1975. Т. 226. С. 78–84.

Хохлова И.Е. Палеогеновые радиоларии Южной России и Прикаспийской впадины : Таксономический состав и палео-экологические реконструкции // Стратиграфия. Геол. корреля-ция. 1996. Т.4, № 4. С. 53–68.

Kozlova G. E. Radiolarian zonal scale of the boreal Paleogene // *Micropaleontology special publication.* 1994. № 6. P. 90–93.

Muller C. Calcareous nannofossils from the North Atlantic (Leg 48) // *Initial Repts of the DSDP.* 1979. V. 48. P. 641–646.

Riedel W.R., Sanfilippo A. Stratigraphy and evolution of tropical Cenozoic radiolarians // *Micropaleontology.* V. 23, №. 1. 1978. P. 1–10.

Sanfilippo A., Riedel W.R. Radiolaria from the North-Eastern DSDP, Leg 48 // *Initial Repts of the DSDP.* 1979. V. 48, P. 493–512.

Vail P.R., Mitchum K.M., Thompson S., III. Seismic stratigraphy and global changes of sea level, 4. Global cycles of relative changes of sea level // *Payton C.L.(ed.) Seismic stratigraphy - Applications to Hydrocarbon Exploration.* Amer. Assoc. Petrol. Geol. Mem. 1977., V. 26. P. 83–97.

Zetolle R., Grazzini G.V., Pierre C. Oxygen and carbon isotopes from bulk carbonates and foraminiferal shells at DSDP sites 400, 401, 402, 403 and 406 // *Initial Repts of the DSDP.* 1979. V. 48. P. 741–756.

I. E. Khokhlova

Paleocene-Eocene Radiolarians from the Russian Platform South and their application for direct correlation with the East Atlantic sediments (Site 400A DSDP)

About 40 samples containing Paleogene radiolarians from the site 400A DSDP (Biscay Bay) were investigated and compared with simultaneous ones studied before from the Russian Platform South. The sequence was subdivided according to the standart zonal tropical scale. Zonal assemblages from the 400A site contain species known from Eocene sediments of the Russian Platform and adjacent areas. On the base of these species occurrence at least two zones: *Heliodiscus hexaserriscus* and *Heliodiscus quadratus* of the so-called boreal

zonal scale can be determined in Eocene sediments of Biscay Bay. In this way the direct correlation between the oceanic tropical and epicontinental boreal scale become possible. Analysis of the radiolarian assemblages corresponding to transgressions and to regressions shows that they usually have the different taxonomic structure and composition. The last fact is very similar to the appropriateness observed in the Paleogene epicontinental basins of Russian Platform and Precaspian basin.

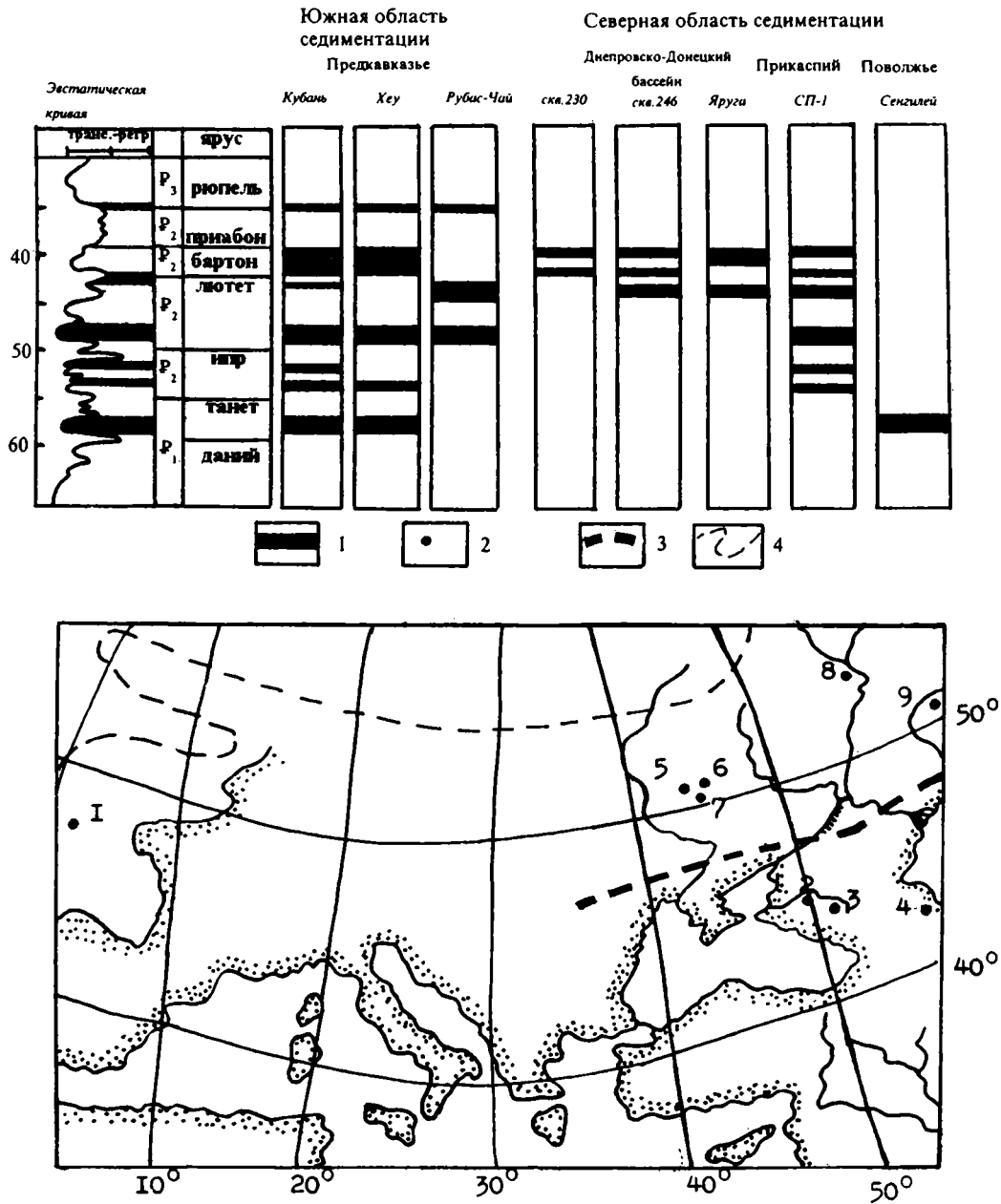


Рис. 1. Географическое положение изученных разрезов и скважин и стратиграфическое положение интервалов, содержащих кремневый планктон палеогенового возраста, на территории Русской платформы и сопредельных областей

1 – скв. 400А DSDP, 2 – разрез р. Кубань, 3 – разрез р. Хеу, 4 – разрез р. Рубас-Чай, 5 – скв. 230, 6 – скв. 246, 7 – разрез Яруга, 8 – разрез Сензилей, 9 – скв. СП-1

1 – уровни биогенного кремненакопления; 2 – географическое расположение изученных скважин и их номера, 3 – примерное положение границы между южной и северной областями осадконакопления; 4 – максимальное распространение эоценового бассейна

Период	Палеоцен			Эоцен																Олигоцен						
	поздний			ранний				средний								ранний										
	Зона по нанопланктону		NP8	NP9	NP10-11		NP12	NP13	NP14	NP15		NP16				NP21	NP22									
Литология	[Литологическая колонка]																									
Виды радиоларий	59cc	58cc	57-2	56cc	56-4	56-2	55-1	54-3	54-2	53-2	52-5	52-3	51-5	51-4	51-3	50-4	50-2	49-4	49-2	48-2	48-1	47-6	47-1	46-6	45-5	
Amphicraspedum murroyanum					C																					
Thyrsoyrtis hirsuta hirsuta					C					C																
Phormocyrtis striata striata			R	C	C	C	C	C	C	R																
Lithochytris archaea			C	C	C																					
Podocyrtis papalis			R	C	C	C	C	C	C	A	A	C														
Dictyoprora amphora			C	C	C	C	C	C	C	C																
Prunopyle affinis	R	R	R	C	C	C	R																			
Spongatractus pachystylus				R	R	C	C	C	C	C	C	C	R	R	C	R	C									
Podocyrtis diamesa				R	R	R	C	C	C																	
Thecotyle cryptocephala										C	C	R	R	R												
Eusyringium lagena							C	C	C	R	R	R	R	A		R										
Lychnocanium bellum						C	C	C	C	C	C	C	C	C	C											
Sethochytris babylonis							C	C	C																	
Heliodiscus pictus			A	A			A	C																		
Theocorys anaclasta								C	C																	
Lamptonium colymbus								C	C	C	C	C	C		R		R			C	C					
Dictyoprora mongolfieri													C	C	C	C	C	C	C	C	C	C				
Theocotylissa ficus							C	C																		
Artobotrys norvegiensis								R	C	C	C	C	C													
Lychnocanium longipes								C	C																	
Lamptonium obelix										A	A	A	A													
Spongodiscus rhabdostylus										C	C	C	C													
Heliodiscus inca										A	A	A	R	C												
Heliodiscus hexasteriscus										C	C	C	C	C												
Axoprunum pierinae										C	R	C	C	C	C	C	C	C								
Lamptonium fabaeformae constrictum										C	C															
Lophoconus bisaurita										C	C	C	C	C	C	C	C	C								
Thyrsoyrtis hirsuta tensa										R	R	R	C	C												
Lithocyelia triactis										C	R	R	R													
Heterosestrum formosum											C	R							C	R						
Phormocyrtis reticula											C	C	R	R	R	R	R	R	C	C	C	C				
Porodiscus circularis											C	C	C	R	R	R	R	C	C	C	C				R	
Thecosphaera aff. californica											R	R	R				C	R								
Heliodiscus linkiaformis																	C		C	C	C					
Heliodiscus saturnalis																			C	C	C					
Зоны по радиолариям (тропическая шкала)	не выделены			Phormocyrtis striata striata				Thecotyle cryptocephala		Dictyoprora mongolfieri		Thyrsoyrtis triacantha		Podocyrtis ampla												
Зоны по радиолариям (бореальная шкала)	не выделены			Heliodiscus lentis(?)				Heliodiscus hexasteriscus				Heliodiscus quadratus		не выделены												



Рис. 2. Стратиграфическое распространение радиоларий в разрезе скв. 400A DSDP. Сопоставление стандартной и бореальных зональных шкал по радиолариям. Встречаемость видов радиоларий: А - постоянно, С - обычно, R - редко. Литология: I - карбонатные нанопланктонные илы; II - кремнисто-терригенные илы

Период	Палеоцен		Эоцен																		Олигоцен						
	Отдел	поздний	ранний						средний						ранний												
			NP8	NP9	NP10-11		NP12	NP13	NP14	NP15		NP16				NP21	NP22										
Зона по микропланкtonу																											
Литоология																											
Виды радиолярий	59cc	58cc	57-2	56cc	56-4	56-2	55-1	54-3	54-2	53-2	52-5	52-3	51-5	51-4	51-3	50-4	50-2	49-4	49-2	48-2	48-1	47-6	47-1	46-6	45-5		
Номер образца																											
<i>Styloductya targaeformis</i>													C	C	C												
<i>Theocyrtis lithos</i>															R	C	C		C	C	C	C					
<i>Calocyclona ampulla</i>											C	R	R	C													
<i>Podocyrtis phyxis</i>													C	C													
<i>Theocyrtis andriashovi</i>																						C	C				
<i>Heliodiscus testatus</i>													R	A													
<i>Dictyoprora armadillo</i>														C	C	A											
<i>Lamptonium chaeniporum</i>															C	C											
<i>Petalospyris tumidula</i>														R	C	R	R										
<i>Heliodiscus aff. quadratus</i>															C	R											
<i>Spongotrochus radiatus</i>															C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C
<i>Podocyrtis embolum</i>															C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C
<i>Lophophaena sibirica</i>																R	C										
<i>Petalospyris dubia</i>												C	C														
<i>Axoprunum aff. visendum</i>																R	R	R									
<i>Thyrsocyrtis triacantha</i>																		R	C	C	C	C	A				
<i>Lithocyrtis vespertilio</i>																		R	R	R	C						
<i>Lithelius aff. hexaxypophorus</i>																		C	C	C							
<i>Eusyringium fistuligerum</i>																		R	C	C	C	C	C				
<i>Lithocyrtis ocellus</i>																		C	C	C	C	C	C				
<i>Lithocyrtis aristotelis</i>																		A	A	A							
<i>Cyrtophormis brevispina</i>																								C	C	C	
<i>Cenosphaera cristata</i>																								C	A	C	
<i>Artobotrys disolenia</i>																								C	C	C	C
<i>Dendrosyris pododendros</i>																								C	C	C	C
Зоны по радиоляриям (тропическая шкала)	не выделены			Phormocyrtis striata striata						Theocotyle cryptocephala			Dictyoprora mongolfieri			Thyrsocyrtis triacantha			Podocyrtis ampla								
Зоны по радиоляриям (бореальная шкала)	не выделены			Heliodiscus lentis(?)						Heliodiscus hexasteriscus			Heliodiscus quadratus			не выделены											

Рис. 2. (продолжение)

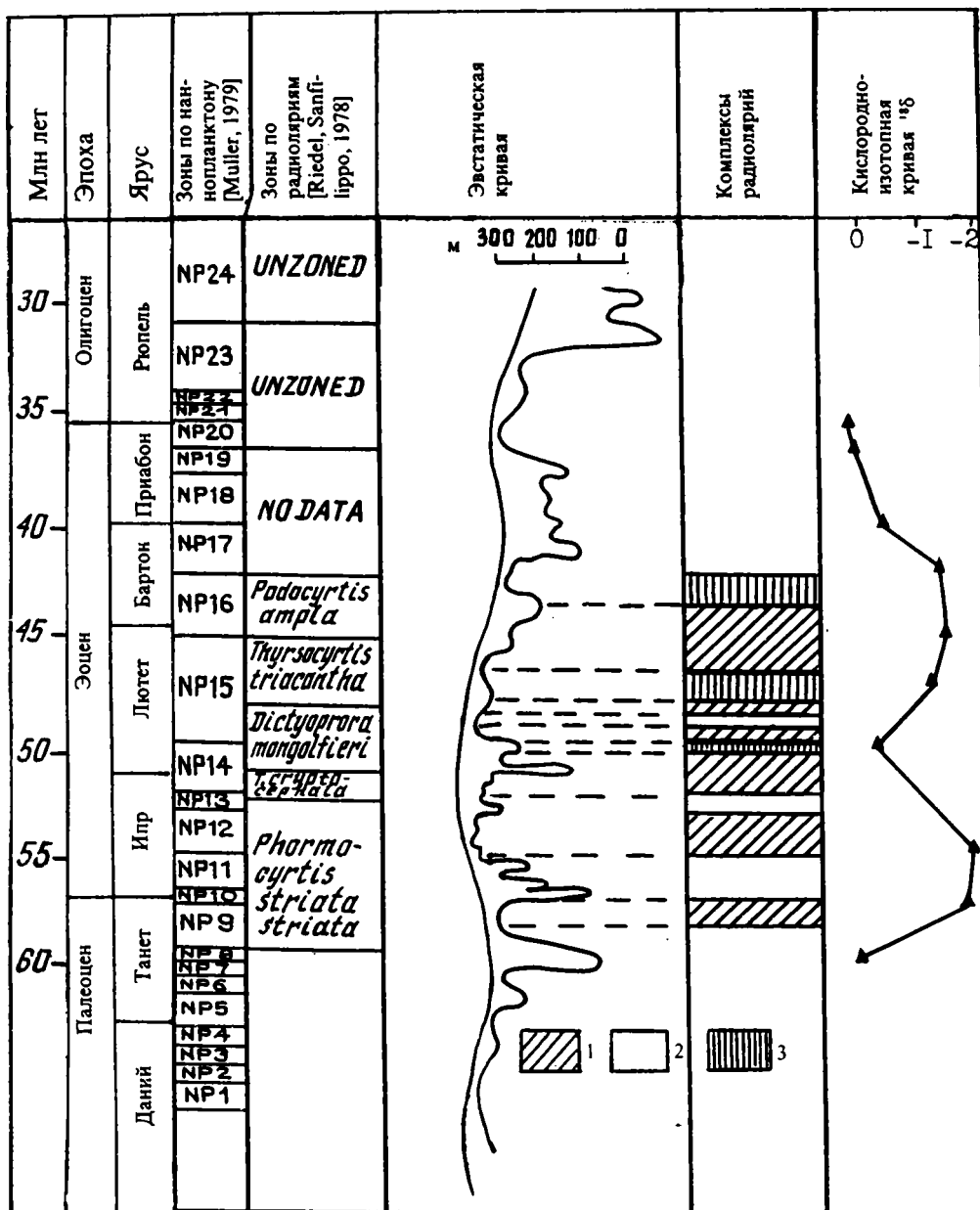


Рис. 3. Стратиграфическое положение комплексов радиолярий в разрезе скв. 400A DSDP и сопоставление их с кислородно-изотопной [Letolle, Vergnaud Grazzini, Pierre, 1979] и эвстатической кривыми по скв. 400A [Vail, Mitchum, Thompson, 1977].

1-3 - комплексы: 1 - I типа, 2 - II типа, 3 - III типа (см. описание в тексте)

Объяснения к таблицам

Таблица I.

1. *Thecosphaera* aff. *rotunda* Boriss. x230; 400A-56-2. 2. *Pterocorythidium barbadense* (Khr.). x240; 400A-48-1. 3. *Pterocorythidium?* sp. x240; 400A-49-2. 4. *Axoprunum* aff. *visendum* Kozlova. x260; 400A-50-4. 5. *Lithelius foremanae* Sanf. et Riedel. x230; 400A-50-1. 6. *Calocyclus asperum* (Khr.). x240; 400A-49-4. 7. *Thecosphaera* sp. x240; 400A-51-3. 8. *Lithomitrella elizabethae* (Clark et Campbell) x250; 400A-51-3. 9. *Lamptonium eolymbus* Foreman. x240; 400A-52-5. 10, 11. *Thecosphaera californica* Clark et Campbell. x240; 400A-50-4. 12. *Dietyoprora mongolfieri* (Ehr.) (поздняя форма). x240; 400A-50-4. 13. *Thecosphaera scabra scabra* Kozlova. x240; 400A-50-1.

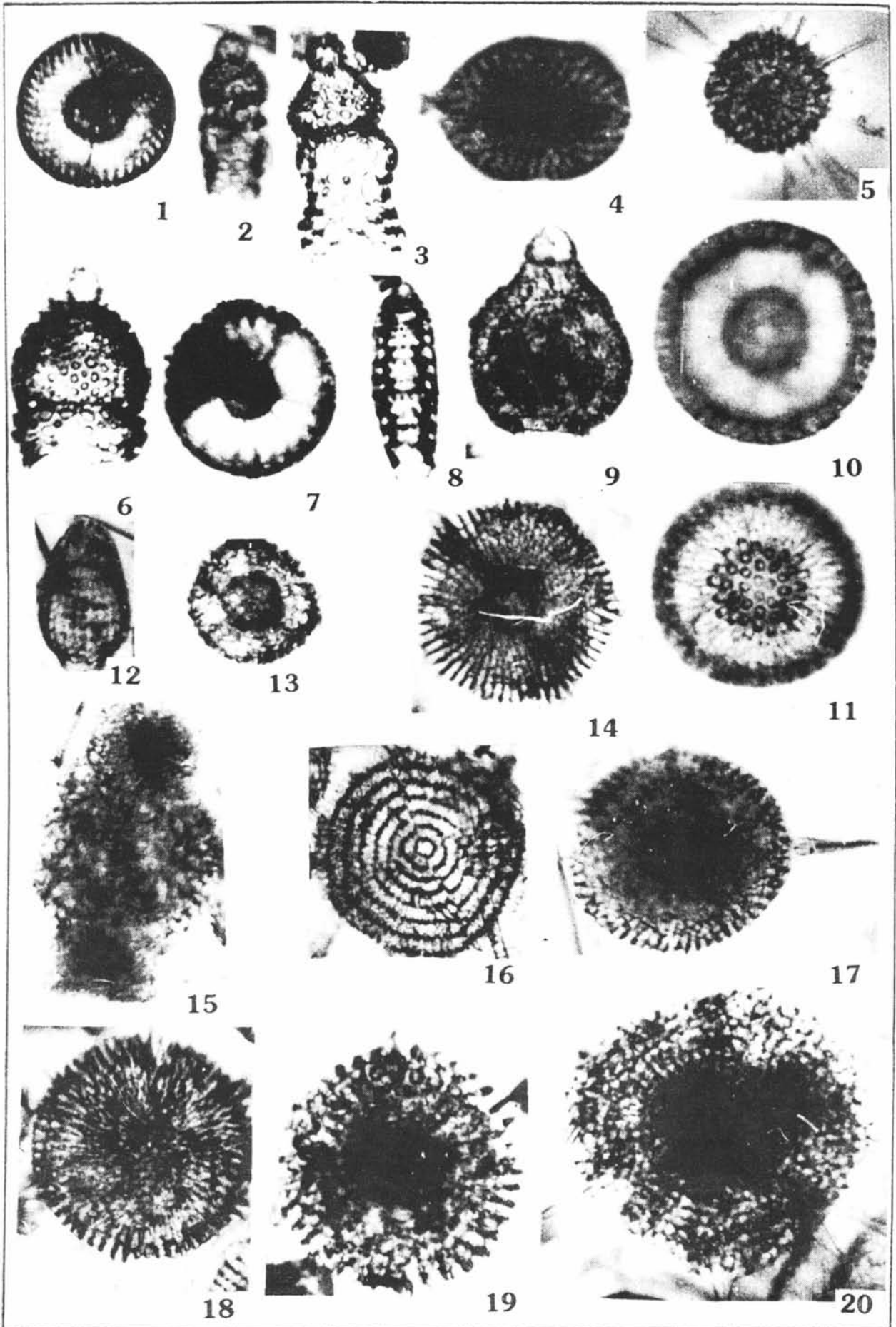
14. *Heliodiscus pictus* Kozlova. x230; 400A-55-1. 15. *Spongasteriscus crueiferus* Clark et Campbell. x230; 400A-53-2. 16. *Stylodyctya targaeformis* (Clark et Campbell). x230; 400A-52-3. 17. *Heliodiscus saturnalis* Clark et Campbell emend. Blueford. x230; 400A-49-4. 18. *Heliodiscus hexasteriscus* Campbell et Clark. x.230; 400A-53-2. 19. *Heliodiscus* aff. *linkiaformis* Clark et Campbell. x230; 400A-49-4. 20. *Spongotrochus* aff. *radiatus* Lipman. x230; 400A-49-4.

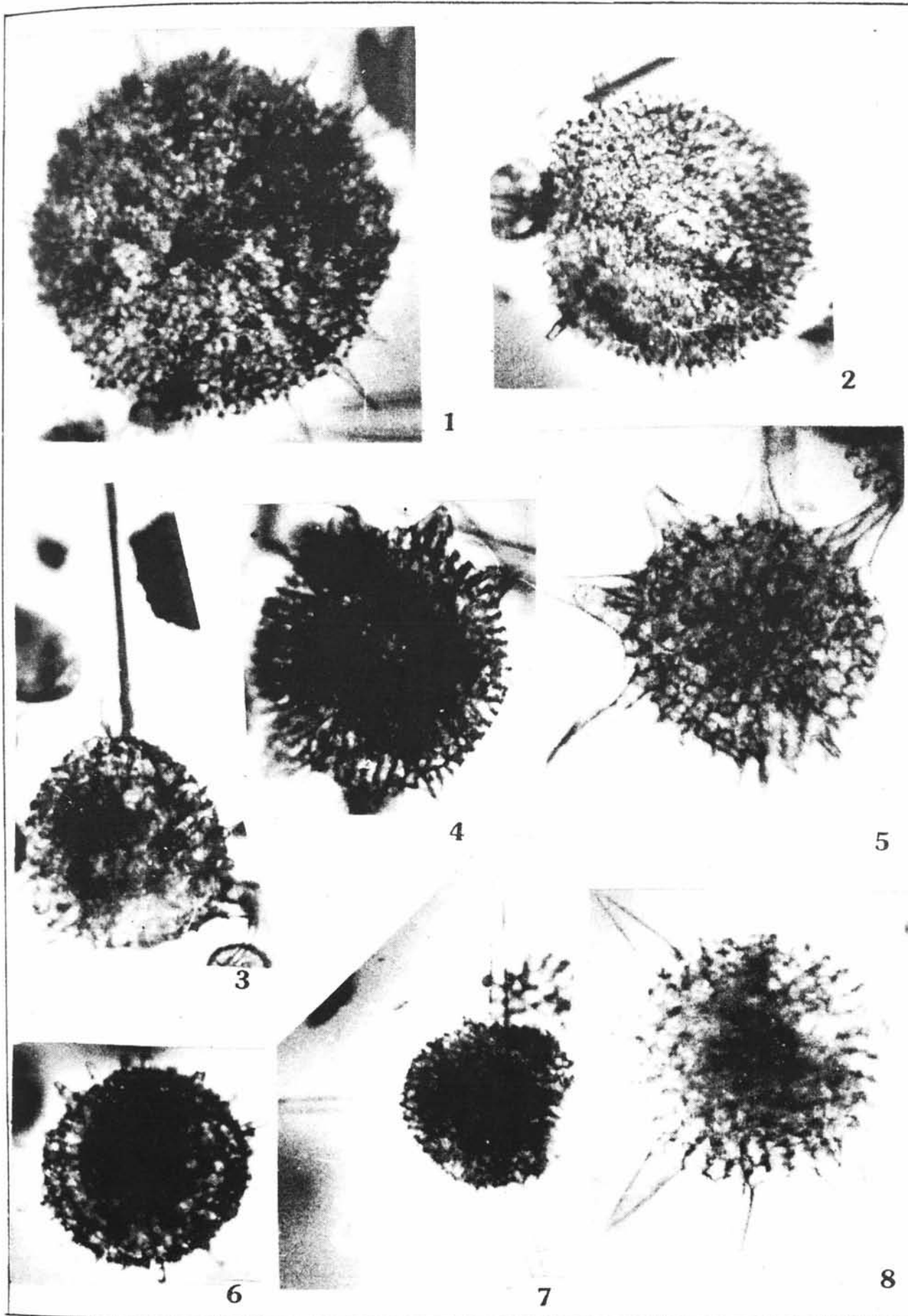
Таблица II

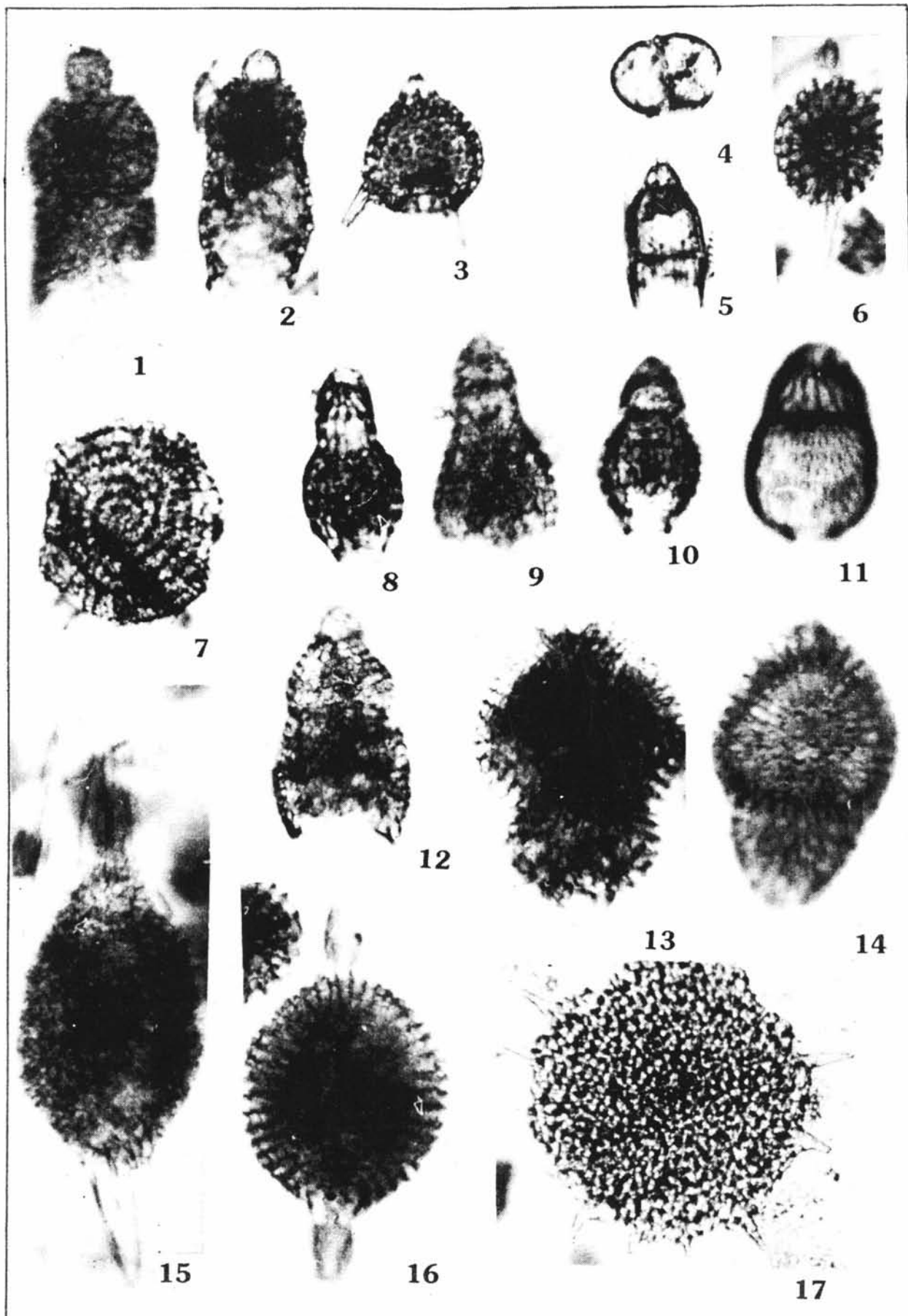
1. *Spongodiscus phrix* Sanf. et Riedel. x230; 400A-52-3. 2. *Spongodiscus pulcher* Clark et Campbell. x230; 400A-50-4. 3. *Heliodiscus* cf. *triactis* Ehr.. x230; 400A-51-4. 4. *Heliodiscus testatus* Kozlova. x230; 400A-51-4. 5, 8. *Heliodiscus inca* Campbell et Clark. x230; 400A-53-2. 6. *Lithelius hexahyphophorus* (Clark et Campbell). x230; 400A-49-2. 7. *Spongodiscus rhabdostylus* Ehr.. x230; 400A-57-2.

Таблица III.

1. *Pterocorythidium* sp. x230; 400A-50-2. 2. *Podocyrtis* sp. x 230, 400A-51-4. 3. *Lychnocanium* aff. *babylonis* (Clark et Campbell). x230; 400A-54-2. 4. *Hexaspyris lanceolata* Clark et Campbell emend. Blueford. x230; 400A-49-2. 5. *Phormocyrtis embolum* Ehr. x230; 400A-48-2. 6. *Stylosphaera coronata coronata* Ehr. x230; 400A-52-3. 7. *Lithelius* sp. x 230; 400A-50-2. 8. *Dietyoprora amphora* (Hck.). x230; 400A-50-4. 9. *Dietyoprora armadillo* (Ehr.). x230; 400A-50-4. 10. *Dietyoprora* aff. *mongolfieri* (Ehr.). x230; 400A-52-3. 11. *Dietyoprora mongolfieri* (Ehr.) (ранняя форма). x 250; 400A-51-4. 12. *Theocotylissa auctor* Foreman. x230; 400A-57-2. 13, 14. *Lamytanium obelix* Sanf. et Riedel. x230; 400A-52-5. 15. *Spongatractus pachystylus* (Ehr). x230; 400A-55-1. 16. *Axoprunum* aff. *cardium* Ehr. x230; 400A-53-2. 17. *Spongodiscus radiatus* Lipman. x230; 400A-50-4.







Э.П. Радионова

Сравнительное изучение эоценовых диатомей приокеанических и внутриплатформенных разрезов (Северная Атлантика и Русская платформа)

Сходство состава диатомей и силикофлагеллат из эоценовых отложений скв. 400А, Бискайский залив, Проекта глубоководного бурения и скв. СП-1, Северный Прикаспий, позволила установить одинаковую последовательность зональных подразделений по диатомеям, выделить зоны общей шкалы по силикофлагеллатам. Корреляция со стандартными шкалами по карбонатному планктону дала возможность показать синхронное появление в обоих разрезах серии реперных видов диатомей, что расширяет возможности региональ-

ной и межрегиональной корреляции зональных подразделений. Изучение экологической структуры диатомового сообщества обнаружило близкие соотношения океанических, неритических и условно неритических видов одновозрастных комплексов в обоих разрезах. Увеличение доли океанических диатомей в позднем ипре и позднем лютете – раннем бартоне коррелируется с моментами эвстатических трансгрессий, исчезновение океанических видов и сокращение общей численности диатомей – с регрессией раннего лютета.

Состояние зональной шкалы раннего палеогена по диатомеям

Общей зональной шкалы по диатомеям для палеогена тепловодных районов океана не существует. Для палеоцена на океаническом материале шкала не разработана. Зональность для пограничного верхнепалеоценового-нижнеэоценового интервала намечена только по материалам скважин ODP из средних широт Индийского океана [Fourtanier, 1991], для нижне- и среднеэоценового – по материалам DSDP из Северной и Южной Атлантики [Gombos, 1982; Fenner, 1985]. Эти шкалы построены на событийной основе.

Так, Е. Фурнанье основным эволюционным диатомовым событием рубежа палеоцена–эоцена считает исчезновение *Hemiaulus recurvus* и появление *Puxilla gracilis* на границе одноименных зон. А. Гомбос, основываясь на последовательном появлении нескольких видов рода *Craspedodiscus* и *Brightwellia hyperborea*, выделяет в нижнем и среднем эоцене западного побережья Северной Атлантики три зоны: *Craspedodiscus undulatus*, *Craspedodiscus moelleri* (*Craspedodiscus oblongus*), *Brightwellia hyperborea*, охватывающие ипр – лютет. В несколько модифицированном виде эта шкала используется как региональная для атлантических разрезов Северной Америки [Hag et al., 1987], а зона *Craspedodiscus oblongus* и для более удаленных районов [Стрельникова, 1992].

Однако критерии, используемые в этой шкале для выделения границ зон, недостаточно надежны. Эволюционное появление *Craspedodiscus moelleri*

относится к верхнему палеоцену. пик численности этот вид имеет в ипре, а исчезает, по-видимому, в олигоцене. Максимум его численности в верхнем ипре, как и *Craspedodiscus oblongus*, может определяться экологическими условиями.

Craspedodiscus oblongus – хорошо различимый и четкий репер раннего-среднего эоцена, появляется во второй половине ипра, имеет два пика численности – в верхней части ипра и в бартоне. В отложениях Норвежского моря [Dzinoridze et al., 1978; Schrader, Fenner, 1976; Fenner, 1985] даже была выделена зона *Craspedodiscus oblongus*, охватывающая, по-видимому, часть бартонa. Кроме того, в скв. 390А в Северной Атлантике, по материалам которой и была разработана эоценовая зональность [Gombos, 1982], к основанию зоны *Brightwellia hyperborea* приурочен перерыв, нижняя граница зоны фактически не определена, поскольку появление вида-индекса относится еще к ипру.

Ю. Феннер [Fenner, 1985] для среднего-верхнего эоцена Экваториальной Атлантики предложила дробную зональную шкалу, которая базировалась главным образом на событиях, связанных с появлением или исчезновением представителей родов *Hemiaulus*, *Triceratium*, *Asterolampra*. Хотя зональное расчленение основано на истинном появлении реперных видов, использовать эту шкалу непросто: многие реперные виды вне экваториального региона встречаются единично, поэтому трудно

определить интервалы зон, основываясь на критерии появления-исчезновения видов.

Первоначальные стратиграфические построения по диатомеям Русской платформы, Урала и Западной Сибири [Жузе, 1949; Кротов и Шибкова, 1961; Глезер, 1969, 1978, 1979; Стрельникова и др., 1978] базировались на преимущественно неритических комплексах. Хотя в тех же разрезах имелось немало океанических видов, они встречались единично и для характеристики зональных подразделений считались второстепенными.

Попытки использовать эти комплексы для построения океанических зональных шкал [Fenner, 1978; Jouse, 1979] не увенчались успехом. Одной из главных причин неудачи явилась недостаточная или неправильная возрастная привязка платформенных диатомовых комплексов, базировавшаяся на устоявшемся представлении о стратиграфическом положении тех литостратонов, в которых были обнаружены диатомей. Характерным примером является комплекс диатомей низов харьков-

ской (верхнекиевской) свиты – зона *Paralia oamaguensis*. Его возраст был изменен с олигоцена на верхний эоцен вслед за изменением представлений о положении свиты [Глезер и др., 1965; Глезер, 1978].

Другой причиной послужил "ботанический" подход, практиковавшийся при выделении эпиплатформенных комплексов по диатомеям: на данном стратиграфическом уровне просчитывалась численность каждого вида диатомей и комплекс представлялся как список видов наиболее высокой численности. Естественно, самыми массовыми были долгоживущие неритические виды, а представители быстро эволюционирующих, обычно океанических, таксонов часто оказывались единичными. Этот подход выявлял статистическое сходство комплексов, т.е. изначально был ориентирован больше на экологическую, чем на стратиграфическую задачу. При таком подходе велика опасность посчитать экологически близкие комплексы разновозрастными.

Особенности нижнекайнозойских комплексов диатомей

Тем не менее знаменательно отсутствие резких разграничений между океаническими и эпиплатформенными комплексами диатомей в разрезах раннего кайнозоя. Известно, что по крайней мере с олигоцена неритические виды диатомей в океанических комплексах редки, а стратиграфическая корреляция океанических и внеокеанических комплексов встречается со многими сложностями. Экологическая вариабельность эоценовых диатомей требует серьезного осмысливания.

Зональная стратиграфия океанов по микропланктону основывается на фиксации момента эволюционного появления вида. Стратиграфически значимыми являются виды, которые с момента появления становятся статистически значимыми, массовыми, и потому получают широкое распространение. Считается, что океанические виды-реперы безусловно отвечают этим условиям. Однако возникает вопрос, обладают ли этими свойствами диатомовые реперные виды?

К настоящему времени достаточно детально изучены верхнекайнозойские океанические диатомей, прослежены особенности изменения комплексов, появление реперных видов и на событийной основе разработаны зональные шкалы для бореального, экваториального и натального поясов океана. Для олигоценовых и неогеновых комплексов на этот вопрос можно ответить положительно. Однако ряд особенностей отличает нижнекайнозойские океанические диатомей от верхнекайнозойских.

Прежде всего речь идет об отсутствии отчетливого доминирования определенных видов диато-

мей в океанических отложениях эоцена. С этим связан вопрос об "уровне первого эволюционного появления вида". Наиболее характерный пример – пресловутая *Pyxilla gracilis*, уровень появления которой снизился уже с основания верхнего эоцена [Диатомовые водоросли . . . , 1974] до границы палеоцена и эоцена [Fourtanier, 1991]. По мере поступления новых данных нередко оказывается, что вид, появление которого относили к среднему эоцену, обнаруживается и в нижнем эоцене, в экологически близких условиях, как, например, *Cristodiscus succinctus*, *Brightwellia hyperborea* (см. ниже). Дело здесь не только в недостаточной изученности состава диатомей в нижнекайнозойских океанических разрезах, но и в резких колебаниях численности стратиграфически значимых видов, что осложняет построение зональной шкалы на событийной основе.

Другой вопрос связан со значительным распространением в океанических, точнее, в офшорных, разрезах раннего кайнозоя неритических диатомей.

Закономерности экологии палеогеновых диатомей не изучены. Вопрос о том, какие виды и даже роды считать океаническими, какие неритическими, является достаточно дискуссионным, поскольку лишь некоторые из палеогеновых диатомей доживают до настоящего времени, как, например, *Paralia sulcata* или *Hyalodiscus scoticus*. Все представители родов *Trinacria*, *Sheshukovia*, *Pyxilla*, *Corona* вымерли. Считая большинство из них неритическими, я основывалась на анализе ассоциаций, где

все они встречаются и доминируют вместе с заведомо неритическими видами.

Неритические диатомеи значительно более консервативны, чем океанические. Многие виды, по-видимому, существовали с начала палеогена или даже с мела. Поэтому, рассматривая их, мы можем говорить лишь об изменении частоты встречаемости того или иного вида, а не об эволюционном его появлении или исчезновении. Использовать эти виды для зональной стратиграфии на событийной основе чрезвычайно сложно. Однако, если обратиться к статистическим подсчетам, то окажется, что в океанических отложениях эоцена количе-

ство неритических таксонов на порядок больше, чем в отложениях миоцена. Так, в лютетских отложениях Южной Атлантики (скв.356) по спискам, приведенным Ю. Феннер [Fenner, 1978], число неритических видов составляет более 40% от общего числа видов комплекса, в то время как в верхне-миоценовых разрезах того же типа (скв. 366, Экваториальная Атлантика) по спискам Г.И. Шрадера [Schrader, 1976] оно не превышает 5–7%. На определенных стратиграфических уровнях, например, на рубеже палеоцена и эоцена, нижнего и среднего эоцена, неритические диатомеи в океанических комплексах доминируют.

Постановка задачи

Отсутствие в раннем палеогене резких различий между океаническими и платформенными комплексами диатомей открывает соблазнительную возможность для прямой корреляции океанического и платформенного разрезов эоцена на единой основе. Для проверки этой возможности были использованы два непрерывных разреза, охарактеризованных карбонатным и кремневым планктоном: открытоокеанический (офшорный) разрез скв. 400A DSDP, расположенный в основании континентального склона в северной части Бискайского залива, и внутриплатформенный разрез скв СП-1, расположенной в северо-восточной части Прикаспийской впадины. Оба разреза находятся на

близких широтах и принадлежат Атлантико-Тетическому бассейну.

Поскольку принцип построения зональной шкалы по диатомеям на событийной основе для раннего палеогена не является достаточно надежным, в настоящей работе я старалась использовать комплексное обоснование границ зональных подразделений на основе появления новых таксонов, с постоянной проверкой, где это возможно, "истинности" появления того или иного таксона, учитывая недостаточную изученность диатомей этого стратиграфического интервала и экологические особенности того или иного таксона.

Приокеанический разрез (Бискайский залив, скв.400A DSDP)

Скв. 400А пробурена во время 48-го рейса океанографического судна "Гломар Челенджер" [Montadert L., Roberts, 1979], у подножия эскарпа Мериадзек в северной части Бискайского залива на глубине 4399 м. Она расположена на абиссальной равнине близ континентального склона, ограничивающего с запада Армориканскую складчатую зону (рис. 1), и вскрывает достаточно полные меловой и кайнозойский разрезы. Общая мощность кайнозойских отложений составляет 625 м.

Палеогеновые толщи с размывом ложатся на меловые. Разрез палеогена начинается с отложений верхнего палеоцена, представленных переслаиванием желтовато-коричневых и светло-зеленых нанномергелей мощностью около 50 м. Нижне- и среднеэоценовые отложения сложены глинистыми и кремнистыми мергелями и аргиллитами, в нижней части толщи зеленовато-серыми известковистыми, в верхней – песчанистыми желтовато-серыми, мощностью 80м. Биогенный кремневый компонент толщи составляют спикулы губок, радиолярии, в меньшем количестве диатомеи. Верхнеэоценовые отложения отсутствуют. Олигоценые отложения сложены мергелями, иногда кремнистыми, желтовато-серыми, оливково-серыми и серо-оранжевыми мощностью 45м.

Несогласие в подошве олигоценовой толщи подчеркнуто смятием слоев и гальками, содержащими наннопланктон палеоцена и нижнего мела. Олигоценые мергели сменяются нижнемиоценовыми.

Из палеогена скв. 400А были изучены планктонные [Krashennikov, 1979] и бентосные [Schnitker, 1979] фораминиферы, радиолярии [Sanfillippo, Riedel, 1979], наннопланктон [Muller, 1979] и остракоды [Ducasse, Reuroquet, 1979]. Диатомеи не изучались. Анализ бентосных фораминифер, остракод и седиментологическое изучение разреза привели участников рейса к выводу, что в течение всего палеогена осадконакопление происходило на глубинах близких к абиссальным.

Результаты стратиграфического расчленения палеогеновых отложений представлены на рис. 1. Зональные границы по фораминиферам даны по В.А. Крашенинникову [Krashennikov, 1979], расчленение по наннопланктону – по Е.А. Щербининой (неопубликованные данные). Седиментологическая интерпретация и анализ зонального расчленения по карбонатному планктону позволяет предполагать небольшие перерывы в основании нижнего эоцена, в середине эоцена, и в основании олигоцена.

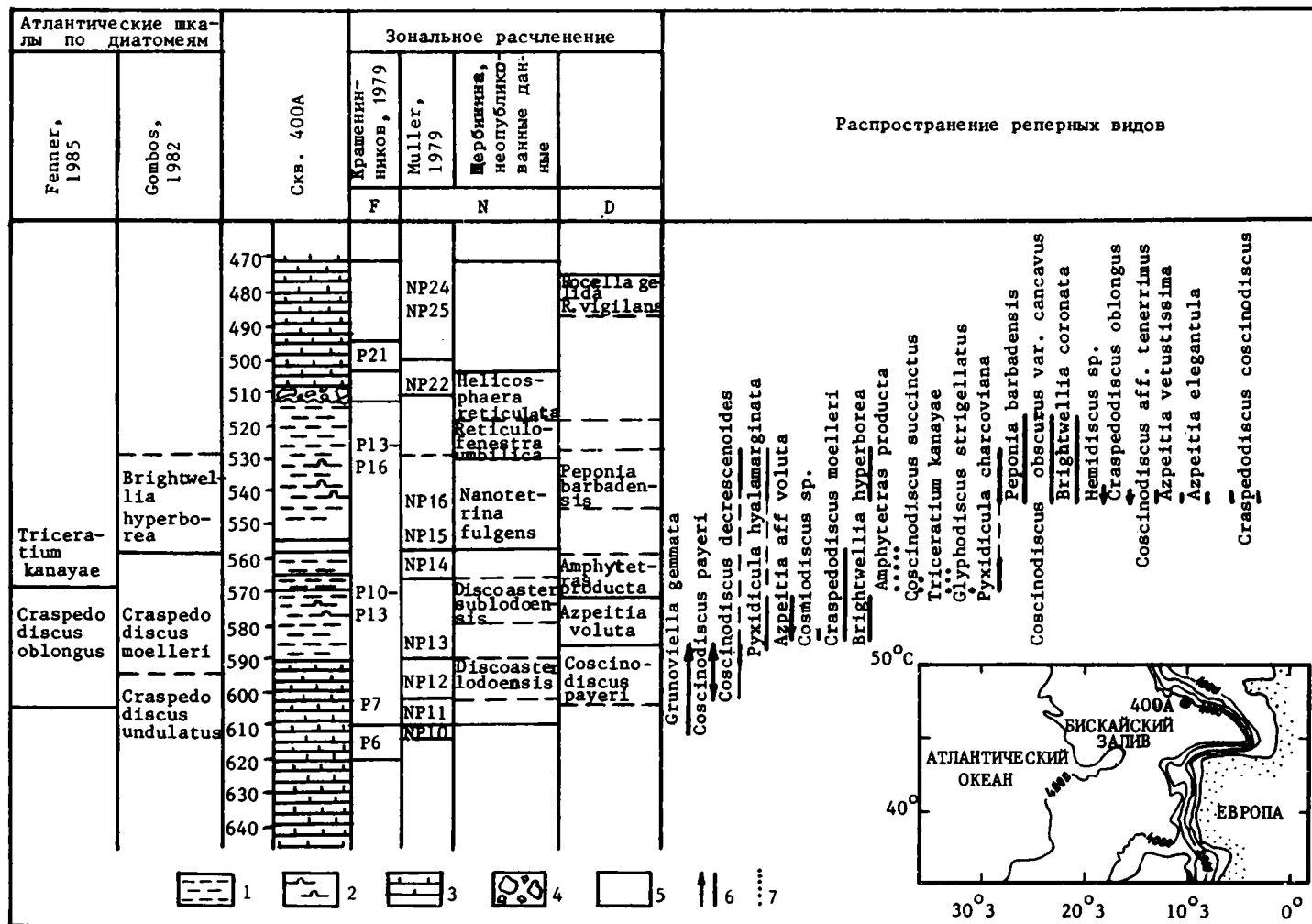


Рис. 1. Расчленение палеогеновых отложений, вскрытых скв. 400А Проекта глубоководного бурения, Бискайский залив, по диатомеям. Корреляция с данными по другим группам планктона и с другими диатомовыми шкалами по Северной Атлантике

1 – глины; 2 – кремнистые отложения; 3 – мергели; 4 – брекчии; 5 – пропуски при взятии керна; 6, 7 – уровни распространения океанических (6) и псевдоокеанических (7) видов, F, N, D – зональные шкалы по фораминиферам, наннопланктону и диатомеям

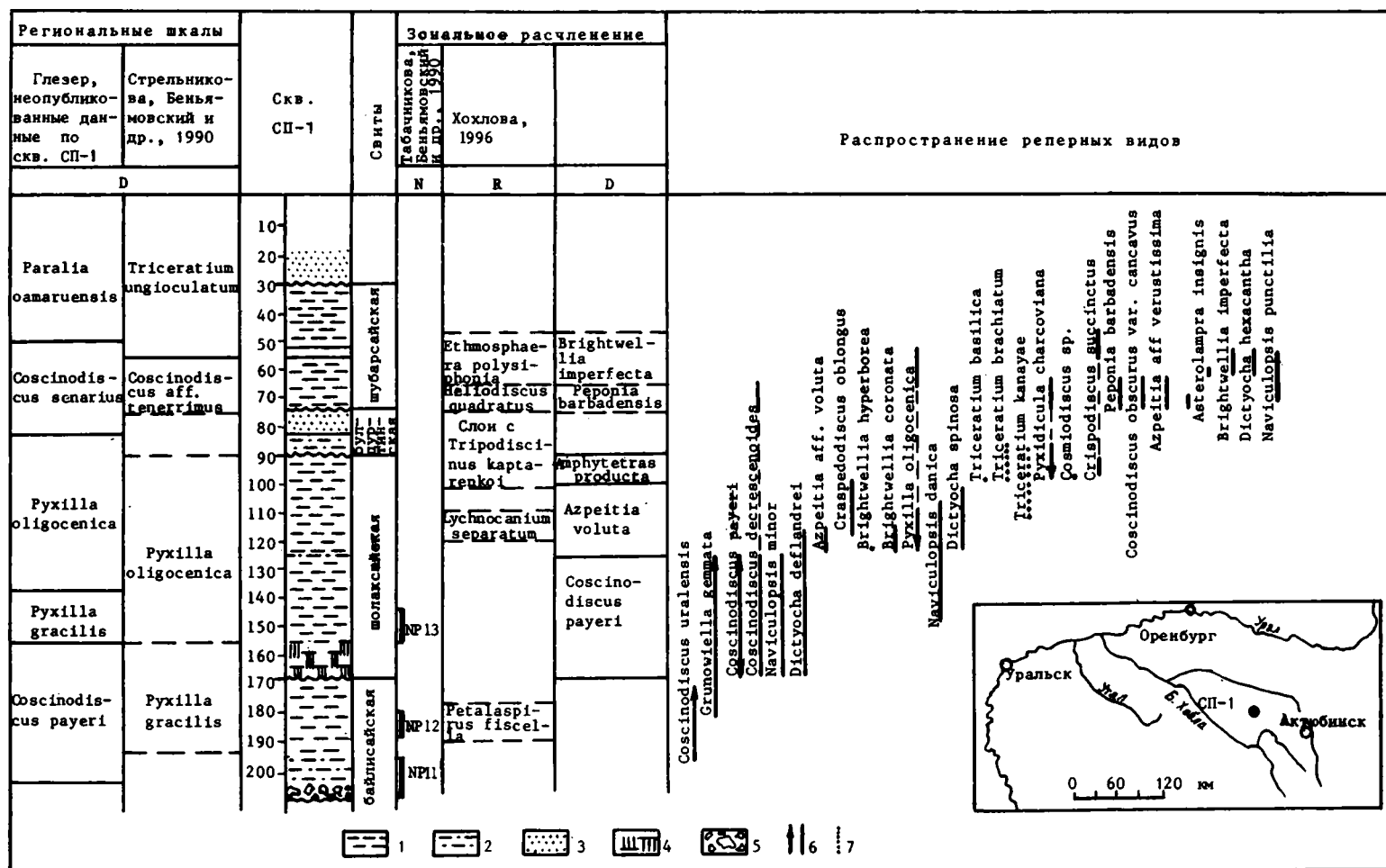


Рис. 2. Расчленение эоценовых отложений, вскрытых скв. СП-1, Прикаспийская впадина, по диатомеям. Корреляция с данными по другим группам планктона и с другими региональными шкалами по диатомеям

1 - глины; 2 - глинистые алеуриты; 3 - пески; 4 - опоки; 5 - брекчи; 6,7 - уровни распространения океанических (6) и псевдоокеанических (7) видов

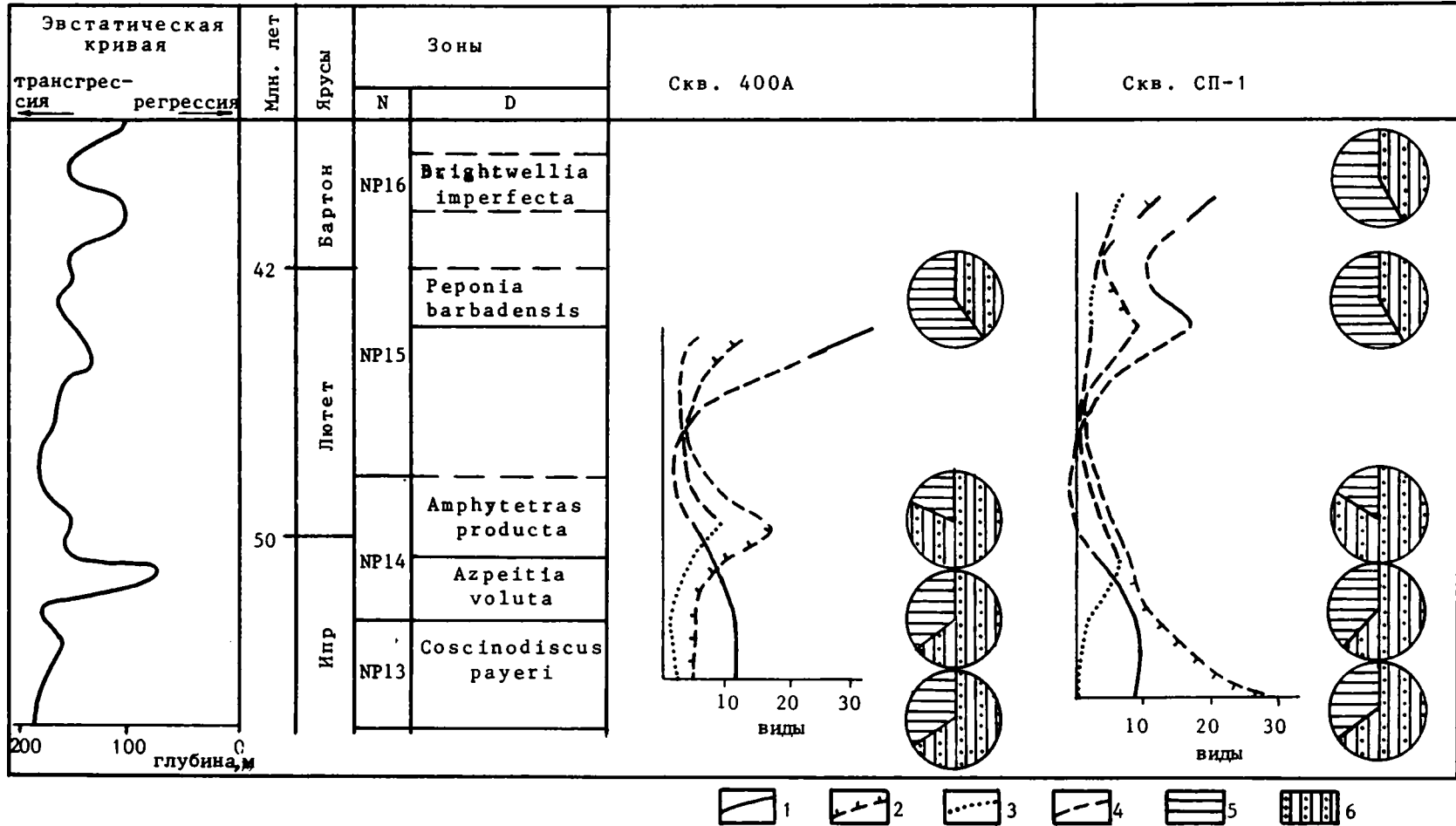


Рис.3. Распределение океанических (1), неритических (2) и псевдонеритических (3) видов диатомей, взятых по интервалам зон для скв. 400А и СП-1 и предполагаемые (4) соединения этих кривых

Круговые диаграммы процентного распределения по зонам океанических (5) неритических + псевдонеритических (6) видов диатомей – в пределах каждой зоны.

Корреляция с эвстатической кривой по [Harland et al., 1990].

Диатомеи были обнаружены практически во всех образцах из отложений верхнего палеоцена, нижнего и среднего эоцена и верхнего олигоцена (табл.1).

В верхнем палеоцене был выделен комплекс, содержащий *Lepidodiscus elegans*, *Pyxilla gracilis* var. *saratoviana*, *Craspedodiscus moelleri*, *Brightwellia hyperborea*, *Hemiaulus polymorphus* var. *mesolepta*, а также ряд неритических и бентосных видов: *Rhaphoneis simbirskiana*, *Pseudostictodiscus kittoni*, *Pseudopodosira hyalina*, *Aulacodiscus inflatus*, *Trinacria regina*, *Arachnoidiscus ehrenbergii*. Он не содержит четких реперов верхнего палеоцена, а появление *Pyxilla gracilis* и *Brightwellia hyperborea* в палеоцене дает основание предполагать возможность заноса и смешения комплекса при бурении.

Отложения низов нижнего эоцена отсутствуют, разрез начинается с середины ипра.

Зона *Coscinodiscus payeri*. Зона такого наименования была выделена З.И. Глезер [1978] из разрезов востока Русской платформы и интерпретировалась ею как средний эоцен. В современных схемах [Зональная стратиграфия..., 1991] она рассматривается в составе нижнего эоцена. Границы зоны автором не определялись. По составу диатомей рассматриваемая ниже зона соответствует региональному комплексу, указываемому З.И. Глезер.

Диатомеи встречаются во всех образцах интервала 56, но основание зоны проводится в интервале 56–2 по появлению зонального вида, который исчезает в интервале 54–2. Можно рассматривать зону *Coscinodiscus payeri* как интервал полного распространения зонального вида, хотя мы не можем говорить об этом с твердой уверенностью: одновременно появляются *Coscinodiscus argus* и *C. decrescenoides*, которые отсутствовали в нижележащих эоценовых отложениях, но оба вида описаны и из палеоцена [Стрельникова, 1992].

Характерными элементами комплекса являются *Pyxidicula moelleri*, *P. edita*, *Coscinodiscus (Pyxidicula?) vigilans* sensu Gleser [Диатомовые водоросли..., 1974, табл. фиг.], *Melosira architecturalis*, *Thalassiosiropsis wittianus*, *Craspedodiscus klavsenii*, *Brightwellia pulchra*. Сохраняется почти полностью комплекс неритических видов, указанных из верхнего палеоцена (табл.1), добавляется только *Biddulphia tuomeyi*. В верхней части этого интервала появляется *Coscinodiscus(?) polyactis*, который может стать дополнительным репером данной зоны. К верхней границе зоны приурочено исчезновение *Grunowiella gemmata*, которая в данном разрезе является редким видом.

В скв. 400А интервал распространения описываемой зоны примерно соответствует нижней части зоны *Discoaster lodoensis* по наннопланктону.

Зона *Azpeitia voluta*. Нижняя граница зоны определяется по появлению зонального вида в интервале 54–3 керна 54, верхняя – в интервале 52–1 – по появлению *Amphitetras producta*.

Azpeitia voluta – наиболее древний вид, заведомо принадлежащий к роду *Azpeitia*, хотя не исключено, что наиболее древние представители этого рода появляются с основания эоцена. К основанию зоны приурочено появление представителей еще двух новых родов *Glyphodiscus* и *Hyalodiscus*. Комплекс зоны включает *Brightwellia pulchra*, *Pyxidicula megapora*, *Coscinodiscus decrescens*, *Melosira pyleiformis*, *Stellarima mucrotrias*, единично *Rhizosolenia hebetata* и *Hemiaulus polymorphus* var. *charcovianus*. Неритические виды немногочисленны: *Paralia sulcata*, *P. ornata*, *Aulacodiscus inflatus* и *A. attenuatus*. В верхах зоны резко сокращается численность большинства характерных видов.

Объем зоны соответствует верхней половине зоны *Discoaster lodoensis* и, возможно, основанию зоны *Discoaster sublodoensis*.

Зона *Amphitetras producta*. Зона охватывает интервал кернов 52, начиная с 52–1, 51.

Основание зоны проводится по появлению зонального вида и *Pyxidicula charcoviana*. Род *Pyxidicula* представлен, кроме того, *P. coronata*, а также *P. megapora* и *P. cruciata*, численность которых увеличивается. В основании зоны единично встречен *Cristodiscus succinctus* – вид, характерный для верхов лютета – низов бартона. Его появление также было зафиксировано Д. Бакри в верхах нижнего эоцена в скв.386 в Багамской котловине [Bukry, 1978, pl.17. fig. 3]. Единично отмечается и *Triceratium kanayae*. Значительно сокращается численность большинства океанических видов. В интервале зоны не встречены представители родов *Azpeitia*, *Brightwellia*. Расширяется состав родов *Trinacria*, *Triceratium (Sheshukovia)*, *Biddulphia*, *Keratophora* (см. табл.1). Содержание диатомей небольшое, снизу вверх в пределах интервала кернов 52–51 уменьшается, в керне 50–2 многочисленны цисты диатомей.

Объем зоны соответствует верхней части наннопланктонной зоны *Discoaster sublodoensis* и двум нижним подзонам зоны *Nannotetrina fulgens*, т.е. охватывает самые верхи ипра (?) и нижнюю половину лютета. Численность диатомей в пределах этого интервала невелика, в составе комплекса преобладают неритические виды.

Зона *Peponia barbadense*. Зона выделена в интервале кернов 50 и 49. Основание проводится по появлению зонального вида, кровля зоны не определена: в интервале 49–1 – 48–2 диатомеи отсутствуют.

Характерные элементы комплекса: *Coscinodiscus obscurus* var. *cancavus*, *Brightwellia coronata*, *Hemiaulus grassus*, *Triceratium kanayae*, *T. repletum*, *T. astelliformis*. Выше появляются *Coscinodiscus eomonoculus*, *C. aff. tenerrimus*, *Azpeitia vetustissima*, *A. aff. elegantula*, *Craspedodiscus elegans*, *Cr. coscinodiscus*, *Cr. oblongus*, *Pyxidicula grunowii*, *Skeletonema barbadense*. Впервые появляется род *Hemidiscus*. Преобладают океанические виды, из

неритических следует отметить вновь появившиеся *Aulacodiscus* sp.1, *Eupodiscus oamaruensis*, *Pseudopodosira westii*. Комплекс силикофлагеллат включает *Distephanus crus*, *Mesocena diadon*, *M. oamaruensis*.

Объем зоны соответствует объему верхней подзоны зоны *Nannotetrina fulgens* по наннопланктону, т.е. верхней части лютета.

Более бедный комплекс диатомей обнаружен в керне 48-1. Элементы предыдущего комплекса сохраняются, вновь появляются неритические виды *Puxidicula charcoviana*, *Hemiaulus polymorphus* var. *charcovianus*, *Rhaphoneis simbirskianus*. К числу видов, характерных для верхов среднего эоцена следует отнести *Asterolampra affinis*, *Triceratium pulvina*, однако бедность комплекса не позволяет дать зональную привязку.

Комплекс с *Triceratium pulvina* коррелируется с зоной *Reticulofenestra umbilica* по наннопланктону.

Самые молодые комплексы палеогеовых диатомей были обнаружены в кернах 44 и 43.

В керне 44-1 содержится комплекс с *Rocella vigilas*, зональным видом одноименной зоны верх-

него олигоцена [Barron, 1985], *Coscinodiscus radiatus*, *Thalassiosira spinosa* var. *aspinosa*. Наиболее многочисленны *Actinocyclus podolicus* и *A. ehrenbergii* (?), хотя, по-видимому, оба вида должны быть отнесены к роду *Cosmioidiscus*. Неритический компонент комплекса существенно отличается от эоценового. Из представителей семейства *Biddulphiaceae* сохраняется только *Biddulphia toomeyi*, появляется *Triceratium favus*, остальные виды немногочисленны: *Paralia sulcata* var. *sibirica*, *Corona* aff. *magnifica*, *Pyxidicula charcoviana*, *Amphitetras pentas*, *Arachnoidiscus indicus*.

В керне 43-3 содержится более молодой комплекс с *Rocella gelida*, *R. princeps*, *Thalassiosira spinosa*, *Coscinodiscus monicae*, *C. asteroides*, *Azpeitia aeginensis*. Из неритических видов присутствуют только *Triceratium favus* и *Pseudopodosira hyalina*. Зона *Rocella gelida* по шкале Дж. Баррона занимает пограничное положение между олигоценом и миоценом. Оба комплекса коррелируются с наннопланктонной зоной *Sphaenolithus ciperoensis* (см. рис 1).

Анализ ниже-среднеэоценового комплекса

Корреляция с другими шкалами. Выделенные комплексы имеют много общего с платформенными. Для нижнего и среднего эоцена здесь предложены новые зоны – *Azpeitia voluta*, *Amphitetras producta* и *Peponia barbadense*. Нижняя зона – *Coscinodiscus payeri* соответствует второй нижеэоценовой зоне шкалы З.И. Глезер [Зональная стратиграфия..., 1991], однако установить точное соответствие этих подразделений трудно: в шкале З.И. Глезер детерминация зон проводилась по составу комплекса, положение границ не определялось. Однако самим автором отмечалось, что единично *Coscinodiscus payeri* встречается и в нижележащей зоне – *Coscinodiscus uralensis* (= *Coscinodiscus josephinus*) и в вышележащей – *Puxilla gracilis*. Н.И. Стрельникова [1992], выделяя зону *Coscinodiscus payeri*, проводила ее нижнюю границу по появлению вида-индекса, а верхнюю – по появлению *Puxilla gracilis*. К сожалению, в материале последний вид редок.

Нельзя исключить, что в данном разрезе появление вида-индекса не является истинным появлением, может быть оно связано с увеличением мористости комплекса, поскольку в нижележащих отложениях (кern 56-6 – 56-3) комплекс диатомей беден и представлен только неритическими видами. В качестве репера верхней границы зоны используется исчезновение *Grunowiella gemmata* и появление *Azpeitia voluta*.

Многие виды-индексы атлантических зональных шкал в изученном разрезе редки, однако Бискайский разрез имеет вполне надежную стратиграфическую раму по карбонатному планктону, что дает возможность скоррелировать выделенные

зоны с зонами А. Гомбоса по западной Атлантике по скв.390А (см. рис. 1). Две нижние зоны соответствуют зонам *Craspedodiscus undulatus* и *Craspedodiscus moelleri*. Соответствие нижних границ зон *Craspedodiscus undulatus* и *Coscinodiscus payeri* не ясно. На интервал зоны *Amphitetras producta* в скв.390А приходится перерыв, поэтому можно говорить о примерном соответствии зон *Brightwellia hyperborea* и *Peponia barbadense*.

Для сравнения со шкалой Ю. Феннер реперов недостаточно. Можно отметить только относительную одновременность появления *Triceratium kanayae* в обеих шкалах близ рубежа нижнего и среднего эоцена, что позволяет говорить о примерном совпадении основания зон *Triceratium kanayae* и *Amphitetras producta*.

Динамика изменения комплекса. Непрерывная последовательность отложений в интервале от середины нижнего эоцена до середины среднего дает возможность проследить снизу вверх по разрезу изменения комплекса. "Фон" комплекса составляют неритические виды, состав которых практически не меняется на протяжении всего эоценового интервала. Исчезновения и появления диатомей этой группы обусловлены местными условиями, большинство видов известны с мела или палеоцена. Значительные изменения зафиксированы только в олигоценном комплексе неритических диатомей.

Развитие комплекса определяется распространением океанических родов *Craspedodiscus*, *Coscinodiscus*, *Azpeitia*, *Brightwellia*, *Asterolampra*. Появление первых видов рода *Craspedodiscus* приурочено к позднему палеоцену, а в родах *Azpeitia*,

Brightwellia и *Asterolampra* – к раннему эоцену. Новые виды в этих родах в изученном разрезе фиксируются на двух уровнях: в позднем ипре или позднем лютете (см. табл. 1). К самым верхам ипра – низам лютета приурочено распространение специфического комплекса диатомей, большинство видов которого отнесены к "условно неритическим". Здесь получают распространение мелкие *Triceratium* (группа *Triceratium kanayae*), появляются рода *Amphitetras*, *Glyphodiscus* и *Cosmiodiscus* (?), а также *Coscinodiscus succinctus*, который отнесен теперь к новому роду *Cristodiscus* [Глезер, Ольштынская, 1994]. Наряду с родами, которые в современных условиях являются заведомо неритическими, как род *Amphitetras*, в составе комплекса появляются род *Cosmiodiscus* и вид *Triceratium kanayae*, характеризующие как неритические, так и пелагические условия. Можно предположить, что значительное изменение состава комплекса характеризует значительное ухудшение условий обитания диатомей, что подтверждается появлением многочисленных цист диатомей.

Экологическая изменчивость. Изменение числа неритических, условно неритических и океанических видов в пределах каждой зоны показано выше на рис. 3. Неритический компонент составляет от

35 до 55% комплекса. Численность океанических видов значительно возрастает в верхней части ипра и в середине лютета, где они составляют более 65%. Родовой состав диатомей на обоих уровнях близок, однако лютетский комплекс более разнообразен за счет некоторых условно неритических видов (*Cosmiodiscus* sp., *Cristodiscus succinctus* и др.), появившихся в основании среднего эоцена.

Сравнение эвстатической кривой Вейла (см. рис. 3) с кривой изменения численности неритических и океанических диатомей обнаруживает хорошую корреляцию появления океанических родов и общего увеличения численности океанических диатомей с пиками трансгрессий, а преобладания неритических видов – с регрессиями. Особый интерес представляет эволюционное (?) появления условно неритических видов, зафиксированное на границе нижнего и среднего эоцена. Оно приурочено к концу регрессивной фазы поздней ипрской эвстатической трансгрессии, затем эти виды исчезают и вновь появляются в начале регрессивной фазы верхнелютетской трансгрессии. Экология рода *Cosmiodiscus* дает возможность предположить, что появление условно неритических диатомей может коррелироваться с понижением солености поверхностного слоя воды.

Платформенный разрез (Прикаспийская впадина, скв. СП-1)

Скв. СП-1 была пробурена в 40 км к северо-западу от г. Актюбинска в Чайдинском грабене и вскрыла палеогеновые отложения в интервале 30–215 м. Они расчленены на байлисайскую, шолаксайскую, булдутинскую и шубарсайскую свиты [Беньямовский и др., 1990].

Байлисайская свита залегает в интервале 214–157 м и представлена светло-серыми глинами, некарбонатными, слабокарбонатными, опоковидными. В основании толщи – линзы глауконитового песка и мелкой гальки. В нижней и средней частях толщи (рис. 2) И. Табачниковой определен наннопланктон, отнесенный к зонам NP11 и NP12 по шкале Э. Мартини, а Г.Э. Козловой – радиолярии зон *Petalospyris fiscella*, *Spongotrochus paciferus*, *Helidiscus lentis*. Шолаксайская свита выделена в интервале 157–87 м. Она сложена однообразными некарбонатными тонкоплитчатыми светло-зелеными глинами, в нижней части имеются линзы глауконитового песка. Наннопланктон обнаружен только в интервале 155–145 м, комплекс соответствует зоне NP13 – *Discoaster lodoensis*. В том же интервале определен комплекс планктонных фораминифер, отнесенных В.Н.Беньямовским к зоне *Globorotalia aragonensis* Крымско-Кавказской шкалы.

Таким образом, обе свиты принадлежат верхней половине ипра, однако в определении возраста верхней части шолаксайской свиты имеются расхождения. Бентосные агглютированные фораминиферы, по данным Э.М. Бугровой и Н.С. Ткачен-

ко, позволяют сопоставлять ее с зоной *Acarinina bulbrokii*. т.е. относить уже к лютетскому ярусу. Среди радиолярий обнаружены виды, встречающиеся в среднеэоценовой зоне *Luchnosaniun sergatum*. Наибольшие расхождения возникают по диатомовым датировкам. По данным Н.И. Стрельниковой [Беньямовский и др., 1990], байлисайская свита принадлежит к ипру, к зоне *Puxilla gracilis*, шолаксайская свита – к зоне *Puxilla oligocenica*, которые коррелируются [Стрельникова, 1992] с зоной NP12 и с нижней частью зоны NP13 по наннопланктону. З.И. Глезер (устное сообщение) в объеме обеих свит выделяет зоны *Coscinodiscus payeri*, *Puxilla gracilis*, *Puxilla oligocenica*. В региональной стратиграфической схеме [Решения..., 1989] объем этих свит охватывает интервал от верхов ипра до бартона.

Булдутинская свита залегает в интервале 86–75 м. В нижней части она представлена некарбонатными тонкоплитчатыми алевритами, а в верхней – переслаиванием серовато-зеленых алевритистых глин и серых слюдисто-кварцевых алевритов.

Шубарсайская свита выделена в интервале 75–27 м, она имеет трехчленное строение. Нижняя часть свиты (23 м) сложена некарбонатными алевритами, плитчатыми, светло-серыми с коричневым оттенком, средняя (13 м) представлена серыми, зеленоватыми кварцево-слюдистыми мелкозернистыми песками, верхняя часть (13 м) – некарбонатными глинами, зеленовато-серыми с коричневым оттенком.

Возраст обеих свит определялся только на основании находок кремневого планктона. Комплекс радиоларий, определенный Г.Э. Козловой из булдуртинской свиты, отнесен к зоне *Luchnosaniam separatum*, а из шубарсайской – к зоне *Ethmosphaera polysiphonia*, обе характеризуют средний эоцен. По диатомеям, по данным Н.И. Стрельниковой, нижняя часть шубарсайской свиты охватывает интервал от зоны *Craspedodiscus oblongus* до слоев с *Coscinodiscus aff. tenerimus*,

которые [Стрельникова, 1992] характеризуют самые верхи ипра – лютет, а верхняя соответствует слоям с *Triceratium unguiculatum*, т.е. самым верхам бартона.

З.И. Глезер (устное сообщение) нижнюю часть шубарсайской свиты параллелизует с комплексом *Coscinodiscus senarius*, а верхнюю – с зоной *Paralia oamaruensis*. По ее схеме свита имеет бартон-приабонский возраст.

Верхние 30м разреза – немые суглинки.

Зональное расчленение разреза по диатомеям и силикофлагеллатам

Диатомеи появляются в нижней части байлисайской свиты на глубине 190 м (табл. II). Комплекс насчитывает всего 6 видов: *Coscinodiscus uralensis*, *Puxidicula moelleri*, *Triceratium exgornatum*, *Puxilla gracillis*, *Trinacria exculpta*, *Paralia sulcata* var. *sibirica*. Из силикофлагеллат присутствует *Naviculopsis robusta*, верхний предел распространения которого, согласно Д. Бакри [Bakry, 1978], ограничен серединой нижнего эоцена и коррелируется с верхней границей зоны NP12.

Зона *Coscinodiscus payeri*. Зона выделена в интервале 173–130м и охватывает верхи байлисайской и низы шолаксайской свит. Так же, как и в скв. 400А, интервал зоны соответствует полному интервалу распространения вида-индекса. Наряду с ним присутствуют *Coscinodiscus argus*, *C. decrescenoides*, а также *C. decrescens*, *C. oculus-iridis*. Постоянными компонентами комплекса являются *Craspedodiscus klavsenii* и *Melosira architecturalis*. Верхняя граница зоны, как и в скв. 400А, определяется по исчезновению вида-индекса и вида *Grunowiella gemmata*.

Состав диатомей достаточно богат и насчитывает более 40 видов. По сравнению с комплексом, описанным из скв. 400А, значительно увеличивается видовое разнообразие рода *Puxidicula*, где помимо *P. moelleri* и *P. dissona*, присутствуют *P. cruciata*, *P. marginata*, *P. grunowii*, *P. feros*. Род *Hemiaulus* представлен видами *H. affinis*, *H. polymorphus*, *H. miticus*, *H. proteus*. Постоянным компонентом комплекса являются представители родов: *Puxilla* – *P. gracilis*, эпизодически встречается *P. johnsoniana*; *Rhizosolenia* – *R. praebarboi* и *R. hebetata*, а также *Pseudotriceratium chenevieri*. Родовой состав собственно неритических родов близок таковому со скв. 400А, но видовой состав родов *Trinacria* и *Triceratium* более разнообразен (см. табл. II).

Силикофлагеллаты достаточно многочисленны. К числу видов, интервал распространения которых ограничен данной зоной, относятся *Naviculopsis danica*, *N. aspera*, *N. constricta*, *Dictyocha deflandrei*, *D. boiadorina*, *D. franguellii*.

Зона *Azpeitia voluta* выделена в интервале 130–100 м и соответствует средней части шолаксайской свиты. Основание зоны проводится по появлению вида-индекса, который сопровождается *Brightwellia*

hyperborea, *B. coronata*, *Craspedodiscus moelleri*, *C. oblongus* (единично), *Coscinodiscus bulliens*, *Cosmidiscus* sp., *Melosira pyleiformis*. Зафиксированы два новых представителя рода *Puxilla* – *P. oligocenica* и *P. bulbosa*, которые в региональной шкале палеогена Юга СССР [Решения..., 1989] и океанической шкале А.П. Жузе [Jouse, 1979] являются зональными. Комплекс зоны более разнообразен, чем в скв. 400А, а многие виды более многочисленны. Характерно появление представителей рода *Craspedodiscus* – *Cr. oblongus* и *Cr. moelleri*, которые в скв. 400А в зоне *voluta* не отмечались. В шолаксайской свите их появление коррелируется с серединой зоны NP13, это близко к уровню, который указывает А. Гомбос [Gombos, 1982] при обосновании нижней границы зоны *Craspedodiscus oblongus*.

Среди силикофлагеллат следует отметить появление *Dictyocha spinosa*, *Corbisema hastata* и *C. ovalis*. *Naviculopsis foliaceae*, отмечавшийся в верхах предыдущей зоны, становится более частым видом.

Зона *Amphitetras producta*. В верхней части шолаксайской свиты (интервал 100–85м) исчезает большинство представителей родов *Azpeitia*, *Coscinodiscus*, *Craspedodiscus*, за исключением *C. klavsenii*. Появляются *Triceratium brachiatum* и другие представители группы мелких трицератиумов: *T. kanayae*, *T. inconspicuum* var. *trilobata*. Характерны *Cristodiscus succinctus*, *Glyphodiscus* sp. Зональный вид – *Amphitetras producta* редок, однако является *Triceratium basilica*, который, по-видимому, близок роду *Amphitetras*. Комплекс сопровождается силикофлагеллатами *Mesocena apiculata*, *M. inflata*, *M. oamaruensis*, *Naviculopsis punctilia*. По сравнению со скв. 400А важно отметить большое распространение мелких трицератиумов, объединенных в группу *Triceratium brachitum*, по появлению которых Ю. Феннер [Fenner, 1985] выделяет зону *Triceratium kanayae* в основании среднего эоцена. В скв. 400А на этом уровне единично отмечался только *Triceratium kanayae*.

Из-за большого интервала в отборе керна трудно сказать что-либо о полноте объема зоны.

Большая часть булдуртинской свиты представлена песками и фауны не содержит. В верхней части свиты, на глубине 77 м в толще обнаружен но-

Видовое распределение диатомей и силикофлагеллат в эоценовых отложениях скв. 400А DSDP
 ===== неритические, ooooo псевдонеритические, xxxxx океанические виды.

Вид	Coscinodiscus payeri					Azpeit. voluta		Amphitetras producta		Peponia barbadensis		
	M630	620	610	600	590	580	570	560	550	540	530	520
Lepidodiscus elegans Witt		====										
Pyxilla gracilis v. saratoviana Jouse		===										
Craspedodiscus splendidus Barron			x									
" moelleri A.S.		x		xxxxxxx		xxxxx						
Pseudostictodiscus pantoscekii (Temp.)			=						==			
Brightwellia hyperborea Grun.		x			xx			xxx		xx	x	
Rhaphoneis simbirskianus Gr. & Pant.		=						=		=	=	
Hemiaulus polycystinorum v. mesolepta Grun. x							x			xx	x	xx
Trinacria excavata var tetragona Schmidt					xx				x	xxx		
Pseudostictodiscus kittonianus (Grev.)		=	=									
Arachnoidiscus ehrenbergii Bail.		=	=					===		===		
" indicus Hanna					=						=	
Trinacria regina Heib.		=									=	
Pseudopodosira hyalina Jouse												
Trinacria capitata (Grev.) Grun.			==				=					
" subcapitata (Grev.) Grun.			=		===			=====		=	=	==
Paralia ornata Grun.			=		===			=====		=	=	==
" crenulata Grun.			=					==				
Pyxidicula moelleri (A.S.) St. & N.			o o		o o		o o o	oooo				
Coscinodiscus vigilans A.S.			o					ooo				
Coscinodiscus obscurus Schmidt			xx								xx	
" payeri Grun.			xx	x	xxxx						xx	
" argus Ehr.			xx	xx	xx							
" decrescenoides Jouse			xx	x	x	x	x		x		x	xx
Trinacria semilacrum Gr. & St.					=							
Grunowiella gemmata (Grun) V. Heurck.					oo			o				
Craspedodiscus klavsenii Grund.			x	x	x		x	x	x	x	x	x
Stepanopyxis hyalomarginatus(?)					x		x	x	x	x		x
Triceratium brachiatum Britht.					x						xx	
Biddulphia tuomeyi (Bail.) Rop.					=			=				
Melosira architecturalis Brun					x	xx		x		xx	xxxx	x
Azpeitia voluta (Bald.) Sims & Frix.					x			xxx				
Pyxidicula edita (Jouse) St. & N.					x	x	x					
Thalassiosira witiana (Pant.) Hasle						xxx						
Brightwellia pulchra Baldauf							x					
Pyxidicula cruciata Ehr.							x					
" megapora (Grun.) St. & N.							x	x	x	x		x
Hyalodiscus elegans Grev.							o	o			o	o
Coscinodiscus decrescens Ehr.							xx					
Pseudopodosira pyleiformis Jouse							o	o	o			
Stellarima mucrotrias (Ehr.) Hasle							=					
Glyphodiscus strigellatus A.S.							=	==				
Rhizosolenia hebetata Must.							x					
Hem. polymorphus var. charkovianus Jouse									x	x		x
Pyxidicula charkoviana (Jouse) St. & N.								o	o	o	ooo	o
" corona (Ehr.) St. & N.										o	o	o
Crispidiscus succinctus (Shesh. & Gl.) Gl. & OI.								o			o	
Amphitetras producta Grev.								o	o	o		
Triceratium condecorum Bright.										=	=	
Pyxilla gracilis Temp. & Forti								o			o	o
Triceratium gombosii Fourt.								o			o	
" abyssorum Grun.								o	oo		o	o

Продолжение таблицы I

Вид	Coscinodiscus payeri					Azpeit. voluta		Amphitetras. producta			Peponia barbadensis		
	M630	620	610	600	590	580	570	560	550	540	530	520	
Keratophora sp.								=					
Triceratium repletum Grev.								=	=				
" kanayae Fenner								o	o				
Biddulphia tridentata Ehr.									=	=			
Coscinodiscus oculus-iridis Ehr.										x			
Glyphodiscus stellatus Grev.									=	=	=		
Hemiaulus grassus Fenner										xx			
Brightwellia coronata (Brigh.) Ralfs										xxx	xx		
Cos. obscurus var. canavus Gles.										xx	x	x	
Rattraelia sp.										xx	x	xxx	
Peponia barbadense Grev.										xxxx	x	xxx	
Azpeitia vetustissima (Pant.) Sims & Fryxell										x			
" elegantula (Grev.) Sims										x			
Eupodiscus sp.										=	=		
Actinoptychus hyllaktianus Hanna										=			
Coscinodiscus aff. tenerrimus Jouse										xxx			
Hemidiscus sp.										x			
Pyxidicula grunowii (Gr. & St.) St. & Nik.										x			
Craspedodiscus coscinodiscus Ehr.										x			
Skeletonema barbadense Grev.										x			
Pseudopodosira westii (W. Smith) Shesh. & Gles.										=			
Pyxilla oligocenica Jouse										=	=	==	
Pseudotriceratium chenevieri (Meist) Gles.										x			
Coscinodiscus eomonuculus Bukry										x			
Craspedodiscus elegans Ehr.										x			
" oblongus (Grev.) Hanna										x			
Triceratium pulvinar A.S.											x	xx	
Asterolampra affinis Grev.												xx	
Silicoflagellates													
Mesocena diodon Ehr.								x	x				
Distephanus crus Ehr.										x			
Mesocena elliptica Ehr.										x			
Mesocena oamaruensis Schulz										x	x		

вый комплекс диатомей, выделенный как слои с *Peponia barbadense*.

Состав диатомового комплекса вновь расширяется за счет увеличения числа океанических видов. Вторично появляются *Coscinodiscus argus*, *C. bulliens*, *C. decrescenoides*, *Craspedodiscus oblongus*, *C. moelleri*, *Pseudotriceratium chenevieri*, *Melosira architecturalis*, *Thalassiosiropsis wittianus*. Новыми элементами являются *Peponia barbadense*, *Azpeitia vetustissima*, *Hemiaulus klushnikovii*. Появление двух первых видов и позволяет соотнести этот комплекс с зоной *Peponia barbadense*. При редком отборе керна и, по-видимому, из-за перерывов в основании и кровле булдурутинской свиты, границ зоны определить не удается. Комплекс интерпретируется как "слои ...".

В составе комплекса сохраняются *Triceratium inconspicuum* var. *trilobata*, *T. gombosii*, *Coscinodiscus succinctus*, *Pyxidicula charkoviana*, *P. cruciata*, *Symbolophora microtrias*, появившиеся в предыдущей зоне. Многочисленны неритические виды: *Aulacodiscus schmidtii*, *Odontotropus carinatus*, *O. danicus*, *Corona retinervis*, *Trinacria subcapitata*, *T. kittoniatum*, *Triceratium exornatum*, *Briggera senarius*, *Terpinoe americana*.

Значительно расширяется состав силикофлагеллат. Появляются *Distephanus longispinus*, *D. crus*, *D. boliviensis*, *Naviculopsis foliaceae*, *N. punctillia*, *Dictyocha hexacantha*.

В отложениях шубарсайской свиты диатомей встречаются в интервале 77–55 м и 48–38 м. Состав нижнего комплекса (слои с *Brigtwellia imperfecta*) во многом близок предыдущему. Однако оба руководящих вида зоны *Peponia barbadense* отсутствуют, появляется *Brightwellia imperfecta*. По данным Ю. Феннер [Fenner, 1985], диапазон распространения этого вида соответствует объему одноименной зоны, охватывает верхнюю часть бартона и коррелируется с зоной *Discoaster saipanensis* по наннопланктону. Меняется состав рода *Craspedodiscus*: появляются *Craspedodiscus coscinodiscus* и *Cr. klavsenii*. Среди силикофлагеллат наиболее многочисленны *Corbisema bimucronata*, *C. hastata cunicila*, *Naviculopsis punctillia*, *N. vemaе*.

В интервале 48–38 м океанические диатомей немногочисленны. Доминирует *Melosira architecturalis*, встречаются *Coscinodiscus bulliens*, *C. decrescenoides*, *Asterolampra insignis*, *Cosmidiscus breviradiatus*, появление двух последних видов также относится к бартону. Процент неритических диатомей в составе комплекса значительно увеличивается, а в верхней части интервала они преобладают. Здесь доминируют *Paralia oamaruensis*, *P. ornata*, *P. sulcata*, меньшую численность имеют *Pyxilla gracilis*, *P. oligocenica* var. *oligocenica*, *P. reticulata*, *Pyxidicula feros*, *P. lavrenkoi*.

Анализ эоценовых комплексов диатомей

Корреляция с другими шкалами. В разрезе из Прикаспийской впадины удалось выделить те же зональные подразделения, что и в разрезе из Бискайского залива. Однако зона *Amphitetras producta* зонального вида, по появлению которого проводится нижняя граница зоны, не содержит, поэтому определение основания зоны проводится по косвенным признакам. Отложения нижней части шубарсайской свиты выше слоев с *Peponia barbadense* отнесены к слоям с *Brightwellia imperfecta*. Зону *Brightwellia imperfecta* Ю. Феннер [Fenner, 1985] определяет как интервал распространения индекса-вида. Он встречается только в нижней части шубарсайской свиты. В верхней части свиты комплекс диатомей становится беднее за счет исчезновения большинства океанических видов. Верхняя часть свиты не содержит никаких реперных видов. Поэтому о точном объеме этой части разреза говорить трудно, можно только указать на соответствие нижней части свиты интервалу зоны *Brightwellia imperfecta*.

Корреляция со шкалами З.И. Глезер и Н.И. Стрельниковой облегчается тем, что зональная разбивка этого разреза была сделана ими самими (см. рис.2). Принятый в настоящей работе объем зоны *Coscinodiscus payeri* соответствует зонам *Coscinodiscus payeri* и *Pyxilla gracilis* по шкале З.И.

Глезер, зоны *Azpeitia voluta* и *Amphitetras producta* примерно коррелируются с зоной *Pyxilla oligocenica*. Н.И. Стрельникова тот же интервал разреза относит к зонам *Pyxilla gracilis* и *Pyxilla oligocenica*. Для верхней части разреза, в объеме булдурутинской и шубарсайской свит, З.И. Глезер выделяют зоны *Coscinodiscus senarius* и *Paralia oamaruensis*, средний–верхний эоцен, которые соответствуют нашим зонам *Peponia barbadense* и *Brightwellia imperfecta*, средний эоцен.

С океаническими шкалами по диатомеям можно скоррелировать основание зоны *Amphitetras producta*: появление *Triceratium kanaya* var. *T. inconspicuum* позволяют говорить о том, что она находится примерно на том же стратиграфическом уровне, что и зона *Triceratium kanayae* тропической шкалы Ю. Феннер, т.е. на рубеже нижнего и среднего эоцена. Верхнюю часть разреза, где была найдена *Brightwellia imperfecta*, можно соотнести с одноименной зоной т.е. со второй половиной среднего эоцена.

Для данного разреза возможно использование стандартной шкалы по силикофлагеллатам. При существовании *Naviculopsis minor* в нижней части шоллаксайской свиты и появлении *Dictyocha spinosa* в ее средней части позволяет провести внутри шоллаксайской свиты границу между подзонами

Видовое распределение диатомей и силикофлагеллят в эоценовых отложениях скв. СП-1
Обозначения те же, что и для табл. I

Вид	Coscinodiscus payeri					Azpeitia voluta			Amphitet producta		Pepon barb		Brigh imper	
	M190	180	170	160	150	140	130..120	110	100	90	80	70.	60	50
<i>Paralia sulcata</i> v. <i>sibirica</i> (Ehr.) Cl. =====														
<i>Coscinodiscus uralensis</i> Jouse xxxxxxxx														
<i>Trinacra exculpta</i> (Heib.) Hust. xxxxxxxxxxxx x													xx	
<i>Triceratium exgornatum</i> Grev. =====														
<i>Pyxilla gracilis</i> Temp. & Forti =====														
<i>Pyxidicula corona</i> (Ehr.) St. & Nik. =====														
<i>Pyxidicula moelleri</i> (A.S.) St. & Nik. =====														
<i>Coscinodiscus argus</i> Ehr. xxxxxxxxxxxx xxxxxxxxxxxxxxxxxxxxxxxx														
<i>Coscinodiscus payeri</i> Grun. xxxxxxxxxxxxxxxxxxxxxxxx														
<i>Grunowiella gemmata</i> (Grun.) van Heurck =====														
<i>Pyxilla johnsoniana</i> Grev. ==														
<i>Pyxidicula turris</i> (Gr. & Ar.) St. & Nik. =====														
<i>Pyxidicula dissona</i> (Schulz) St. & Nik. ===														
<i>Paralia ornata</i> Grun. =====														
<i>Rhizosolenia hebetata</i> Hust. =====														
<i>Rhizosolenia barboi</i> Brun =====														
<i>Pseudostictodiscus angulatus</i> Grun. ==														
<i>Stictodiscus kittonianus</i> Grev. =====														
<i>Hemiaulus affinis</i> Grev. xxx														
<i>Hemiaulus polymorphus</i> Grun. xxx														
<i>Hemiaulus muticus</i> St. xxxxxxxxxxxxxxxxxxxxxxxx														
<i>Pseudopyxilla</i> sp. =====														
<i>Stephanopyxis feros</i> Grev. =====														
<i>Coscinodiscus decrescens</i> Grun. xxxxxxxxxxxxxxxxxxxxxxxx xx												xxxxx	xxxxx	
<i>Coscinodiscus decrescensoides</i> Jouse xxxxxx xxxxxxxxxx													xxxxx	
<i>Coscinodiscus oculus-iridis</i> Ehr. xxxxxxxxxxxxxxxxxxxxxxxx												xxxxx	xxxxxx	
<i>Stellarima mucrotrias</i> (Ehr.) Hasle =====													====	
<i>Trinacria regina</i> Heib. =====													====	
<i>Odontotropus carinata</i> Grun. =====													====	
<i>Arachnoidiscus ehrenbergii</i> Bail. =====													====	
<i>Melosira architecturalis</i> Brun xxxxx x														
<i>Pseudopodosira westii</i> (W. Smith) Shesh. =====														
<i>Pseudostictodiscus carinatus</i> =====														
<i>Pterotheca carinifera</i> Grun. =====														
<i>Trinacria excavata</i> v. <i>tetragona</i> Schmidt xxxxx													xxxxx	xxxxx
<i>Hyalodiscus radiatus</i> (O'Meara) Grun. ==														
<i>Pseudotriceratium chenevieri</i> (Meist.) Glez. xxxxxxxxxxxxxxxxxxxxxxxx xxxxxxxxxxxxxx														
<i>Trinaria kinkeri</i> (A.S.) xx														
<i>Triceratium abyssorum</i> Grun. ==														
<i>Actinophythus stella</i> A.S. =														
<i>Craspedodiscus klavsenii</i> Grund. xxxxxxxxxxxxxxxxxxxxxxxx													xxxxx	xxxxx
<i>Rhaphoneis sibirskianus</i> Grun. & Pant. =====													====	
<i>Triceratium gurowii</i> Pant. =====													====	
<i>Triceratium cruciatum</i> Pant. ==													==	
<i>Pyxilla bulbosa</i> Jouse xxx														
<i>Hemiaulus proteus</i> Heib. ==														
<i>Pyxilla oligocenica</i> v. <i>tenuis</i> Jouse =====													====	
<i>Brigtwellia hyperborea</i> Grun. xx													xxxxx	
<i>Trinacria pileolus</i> (Ehr.) Grun. =====														
<i>Trinacria semilacrum</i> Gr. & St. =====														
<i>Hemiaulus polycystinorum</i> Gr. =====													==	
<i>Triceratium ventricosa</i> Gr. & St. =====														
<i>Craspedodiscus moelleri</i> A.S. xxx														xxx
<i>Craspedodiscus oblongus</i> (Grev.) Hanna xxxxx														

Продолжение таблицы II

Вид	Coscinodiscus payeri					Azpeitia voluta			Amphitet producta		Pepon barbi		Brigh imper		
	M190	180	170	160	150	140	130	120	110	100	90	80	70	60	
Azpeitia aff voluta (Baldauf) Sims & Fryx.							xxx					xxx			
Brightwellia coronata(Brigh.)Ralfs							xxx					xxx			
Coscinodiscus bulliens Schmidt							xxxxxxxxx					xxxxx	xxxxx		
Triceratium basilica Brun							ooooooo								
Pseudopodosira hyalina Jouse							====								
Triceratium heibergii Grun.							. =								
Aulacodiscus schmidtii Witt							===								
Cosmidiscus breviradiatus (Gles.)Gles. & Ol.									oooo						
Triceratium inconspicuum (?) Grev.									oooo						
Triceratim kanayae var. trilobata Fenner									ooo				oooo		
Crispodiscus succinctus (Sch. & Gles.)Gles. & Ol.									ooo		oooo	ooooo			
Triceratium flos Ehr.									====				===		
Trinacria witii A.S.									==						
Triceratium brachiatum Bright.									xx						
Azpeitia aff vetustissima (Pant.)Sims & Fryx												xxxx			
Briggera sibirica (Grun.) Ross & Sims												==			
Actinoptycus undulatus (Bail.)Ralfs												==			
Pyxidicula charkoviana (Jouse) St. & Nik.												=====			
Peponia barbadensis Grev.												xxx			
Cos. obecurus Schmidt v.cancavus Gles.												xxx			
Coscinodiscus anissimovae Gles. & Rub.												====			
Craspedodiscus coscinodiscus Ehr.												xxxxxx			
Trinacria subcapitata (Grev.)Grun.												===			
Brightwellia imperfecta Jouse														xxx	
Pyxilla sp.1														===	
Triceratium pentagonus Grev.														===	
Hemiaulus echinulatus Jouse														===	
Corona retinervis Shesh. & Gles.														==	
Actinoptychus senarius Ehr.														===	
Paralia oamaruensis (Gr. & St.)Gles.														==	
Asterolampra insignis Schmidt														xxx	
Silicoflagellates															
Naviculopsis robusta Defl.							xxxxxxxxxxxxxxxxxxxxxxxxxxxxxxxx								
Naviculopsis aspera (Schulz)Perch-Nielson							xxxxxxxxxxxxxxxxxxxxxxxx								
Naviculopsis constricta (Schulz)Fran.							xx								
Mesocena elliptica Ehr.							xx		xx		xx				
Dictyocha praecarentis Bukry							xx		xxxx						
Dictyocha deflandrei(Fran.)Gles.							xxxxxxxxxxxxxxxxxxxx								
Dictyocha boyodorina Bukry							xx								
Mesocena diodon Ehr.							xx								
Corbisema triacantha (Ehr.) Bukry & Foet.							xx								
Dictyocha frenguelli Defl.							xx								
Dictyocha transitoria Defl.							=====								
Naviculopsis foliaceae Defl.							xxx								
Naviculopsis danica Perch-Nielson							xx		xxx						
Dictyocha elongata Gles.									==						
Dictyocha spinosa (Defl.)Gles.									xxxxxxx						
Corbisema hastata (Lemm.)Bukry									xxxxxxx						
Corbisema ovalis Perch-Nielson									xxxxx						
Naviculopsis punctilia Perch-Nielson									xxx				xxxxxxxxxxx		
Dictyocha hexacantha Schulz													xxxxxxxxx		
Distephanus boliviensis(Fran.) Bukry													xxxx		
Distephanus crus Ehr.													xxxx		

Naviculopsis minor и *Dictyocha spinosa* зоны *Naviculopsis foliacea*. В нашем разрезе она совпадает с границей между зонами *Coscinodiscus payeri* и *Azpeitia voluta* по диатомеям. Появление индекса вида зоны *Dictyocha hexacantha* фиксируется в нижней части шубарсайской свиты и коррелируется с зоной *Peponia barbadense*.

Динамика развития комплекса. Особенности, отмеченные для эоценового комплекса диатомей скв.400А сохраняются и делаются даже более отчетливыми для комплексов скв.СП-1 (рис. 3) благодаря большему видовому разнообразию во всех трех группах диатомей, океанических, неритических и условно неритических. Среди представителей океанического рода *Craspedodiscus* – *C. oblongus* и *C. moelleri* в разрезе отмечены в верхнем ипре (зона *Azpeitia voluta*) и верхнем лютете (зона *Peponia barbadense*) и в верхнем бартоне (слои с *Asterolampra imperfecta*). Разнообразие средне-

эоценовой океанической группы видов, в том числе, появление *Brightwellia imperfecta*, и *Asterolampra insignis*, известных океанических реперов верхней половины среднего эоцена, позволяяет более точно датировать возраст шубарсайской свиты.

Появление условно неритических родов *Cristodiscus*, *Glyphodiscus*, *Cosmioidiscus* в данном разрезе отмечено в основании нижнего эоцена – одновременно с появлением *Triceratium kanayae*.

Экологическая изменчивость. Из рис. 3 видно, что численные соотношения неритических, океанических и условно неритических видов сохраняют особенности, отмеченные для скв. 400А. Увеличение числа океанических видов в составе комплекса приурочено к верхнему ипру и верхнему лютету и бартону, общее сокращение численности диатомей и полное исчезновение океанических видов совпадает с основанием лютета.

Обсуждение результатов

Сравнительное изучение диатомей и силикофлагеллят из двух эоценовых разрезов, удаленных более чем на две тысячи км и принадлежащих различным районам Атлантико-Тетического бассейна позволило установить, что возрастной диапазон интервалов, содержащих представительные комплексы кремневых организмов, совпадает. В обоих разрезах – верхний ипр–основание лютета, верхний лютет–основание бартонa и верхний бартон – интервалы, значительно обогащенные биогенным кремнеземом.

В то время как в нижней части ипра кремневые организмы полностью отсутствуют, верхнеипрские отложения содержат до 30% биогенного опада, в составе которого наряду с диатомеями и силикофлагеллятами содержатся радиолярии и спикулы губок. Нижняя половина лютета в бискайском разрезе имеет очень бедный комплекс диатомей, часть которых составляют цисты, что свидетельствует о неблагоприятных для жизни диатомей условиях. Одновозрастный интервал прикаспийского разреза представлен песчаной толщей, без кремневых организмов. Верхнелютетские отложения в обоих разрезах охарактеризованы богатым комплексом диатомей. Нижнебартонский интервал в бискайском разрезе, по-видимому, содержит скрытые перерывы, поскольку ни по одной группе микропланктона для этого уровня не удается установить непрерывную зональную последовательность. В прикаспийском разрезе такжевозможен нижнебартонский перерыв: на границе буддуртинской и шубарсайской свит наблюдается размыв. Верхнебартонские отложения в прикаспийском разрезе более богаты биогенным кремнеземом, чем в бискайском. Верхнеэоценовые отложения в обоих разрезах отсутствуют.

И бискайском и прикаспийском разрезах толщи, содержащие кремневый планктон, были рас-

членены по единой зональной схеме по диатомеям и силикофлагеллятам. Однако в связи с особенностями распределения кремневых организмов предлагаемые зоны имеют разную представительность. Нижний ипр диатомеями не охарактеризован. В верхнем ипре выделены зоны *Coscinodiscus payeri* и *Azpeitia voluta*. Существенные изменения состава диатомей зафиксированы в основании зоны *Amphitetras producta*, но выше состав комплекса беднеет, поэтому верхняя граница зоны не имеет четкого обоснования. В связи с перерывами в основании бартонa не определена верхняя граница зоны *Peponia barbadense*. Из-за неодинаковой полноты разрезов верхнебартонский комплекс на единой основе расчленить не удалось. В более полном прикаспийском разрезе в составе верхнего бартонa были выделены слои с *Asterolampra imperfecta*. На табл. 4 все неопределенные границы показаны пунктиром.

По силикофлагеллятам в обоих разрезах выделяется зона общей шкалы *Naviculopsis foliacea*, при этом граница подзона *Naviculopsis robusta* и *Dictyocha spinosa* совпадает с границами зон *Coscinodiscus payeri* и *Azpeitia voluta* по диатомеям. Слои с *Dictyocha hexacantha* установлены в Прикаспийском разрезе.

На основе прямых корреляций или анализа распространения реперных видов в табл. III показано соотношение выделенных нами зон с эоценовыми зональными шкалами – тропическими океаническими – А. Гомбоса и Ю. Феннер, бореальной – Н.И. Стрельниковой, региональной – З.И. Глезер, а также со стандартной шкалой по силикофлагеллятам.

Можно видеть, что реальный объем эоценовых зон региональной диатомовой шкалы юга бывшего СССР [Решения..., 1989] и выделенных в настоящей работе совпадают, а непрерывность ре-

Таблица III

Схема корреляции зональных подразделений палеогена общей шкалы, предлагаемой диатомовой шкалы и региональных диатомовых шкал по Атлантическому океану и югу Русской платформы

Мил. лет	Отдел, Ярусы	Стандартные шкалы			Perch.-Nielsen, 1985	Региональные Атланти- ческие шкалы		Предлагае- мая шкала	Региональные шкалы по Русской платформе						
		F	N	R		S	D		D	D	D				
38	ПРИАВОН	P16	NP 19/20	Calocyclus Bandyca	Dictyocha hexacantha										
		P15	NP18	Carpocanistrum azyx											
41	БАРТОН	P14	NP17 np	Podocyrctis goetheana Podocyrctis chalara							Brightwellia imperfecta		Brightwellia imperfecta	Triceratium ungioculatum	Coscinodiscus senarius
		P13	NP16	Podocyrctis mitra											
50	ЛЮТЕТ	P12		Podocyrctis ampla							Hemiaulus gondolaformis		Peponia barbadensis	Coscinodiscus aff. tenerrius	
		P11	NP15	Thyrsoyrctis triacantha											
		P10		Dicryoprora mongolfieri											
		P9	CP12 NP14	Theocotyle cryptocephala Phormocyrtis striata											
		P8	CP11 NP13	Buryella clinata											
	ИПР	P7	CP10 NP12									H. alatus	Brightwellia hyperborea	Amphytetras producta	Pyxilla oligocenica
		P6	CP9 NP11	Bekoma bidartansis											
		P5	NP10												
		P4	NP9												
		56.5													

гиональной шкалы по диатомеям связана с тем, что интервалы несмыкаемости зон, обусловленные региональными перерывами, не были приняты во внимание.

Было проанализировано распространение всех встреченных в наших разрезах реперных видов, используемых в региональных диатомовых шкалах разных исследователей. В частности, показано, что их появление и исчезновение связаны с седиментационной циклическостью и могут происходить неоднократно. Выявлено несколько новых реперных видов, определяющих структуру предлагаемой зональности.

При анализе экологического состава комплексы были разделены на группы океанических и неритических (условно и собственно неритических) видов. На основе изменения численности каждой из групп в пределах зон и процентного соотношения неритических и океанических видов (рис.3).

удалось установить одинаковую последовательность изменения экологической структуры комплекса для каждого из разрезов. Она выражается в смене преимущественно неритической флоры середины ипра существенно морской позднего ипра и деформации этого комплекса в самых низах люгета, обусловленной исчезновением океанических видов, появлением и доминированием условно неритических. В неполном виде та же тенденция прослеживается в позднем лютете-начале бартона и в позднем бартоне. Неполнота этих двух циклов связана с нижелютетской и нижебартонской лакунами в разрезах.

Анализ экологической структуры комплекса может использоваться при циклическом анализе толщ и выявлении трансгрессивных- регрессивных циклов, хотя, несомненно, со многими предосторожностями.

Благодарности

Автор выражает глубокую благодарность Проекту глубоководного бурения за предоставление керновых материалов по скв. 400А. Возможностью изучения платформенного разреза по Северному Прикаспию автор обязан В.Н. Беньямовскому. Проведение корреляционного анализа с региональными шкалами стало реальным благодаря тому, что З.И. Глезер и Н.И. Стрельникова, изучавшие диатомеи из скв. СП-1, благосклонно отнеслись к возможности использовать неопубликован-

ные результаты их зонального расчленения. Работа была доложена на сессии палеогеновой комиссии МСК в январе 1994 года. Автор выражает глубокую признательность В.И. Яркину, З.И. Глезер, Э.М. Бугровой, Н.И. Стрельниковой, Л.М. Пановой за все критические замечания, которые были учтены при доработке статьи.

Работа была выполнена при поддержке проектов РФФИ 95-05-15002 и 94-05-120.

Литература

- Атлас микроорганизмов в донных осадках океанов. М.: Наука, 1977. 196 с.
- Беньямовский В.Н., Сегадин Р.А., Акопов Т.Р., Сыроватко А.М., Ромашов А.А. Новые свиты палеоцена и эоцена Прикаспийской впадины// Бюл. МОИП. Отд. геол. 1990. Т. 65. Вып. 5. С. 68-76.
- Глезер З.И. Позднеэоценовые комплексы диатомовых, силикофлагеллат и эбриидей юго-западной части Тургайского прогиба// Труды ВСЕГЕИ. Нов. сер. 1969. Т. 130. вып. 4. С. 67-85.
- Глезер З.И. Значение комплексов диатомовых и кремневых жгутиковых водорослей палеогена Западной Сибири для межрегиональных корреляций// Палеоген и неоген Сибири. Новосибирск. 1978. С. 56-64.
- Глезер З.И. Зональное расчленение палеогеновых отложений по диатомовым водорослям// Сов. геология. 1979. № 11. С. 19-30.
- Глезер З.И., Зосимович В.Ю., Ключников М.Н. Диатомовые водоросли палеогеновых отложений бассейна р.Северский Донец и их стратиграфическое положение// Палеонтол. сб. 1965. Вып. 2, № 2. С. 73-87.
- Глезер З.И., Ольштынская А.Н. Новые данные об эоценовых диатомовых водорослях семейства Coscinodiscaceae// Альгология. 1994. Т. 4, № 1. С. 39-93.
- Диатомовые водоросли СССР. Т. 1. Л.: Наука. 1974. 402 с.
- Жузе А.П. 1949 Диатомовые третичных отложений// Диатомовый анализ. Госгеолиздат. 1949. Т. 1. С. 114-152.
- Зональная стратиграфия фанерозоя СССР. М.: Недра. 1991. 67 с.
- Кротов А.И., Шибкова К.Г. Комплексы диатомовых и кремневых жгутиковых водорослей в верхнемеловых, палеогеновых и неогеновых отложениях вост. склона Урала и Зауралья// Матер. по геол. и пол. ископ. Урала. М. 1961. Вып. 9. С. 191-249.
- Решение XVI пленума комиссии по палеогеновой системе// Постановление МСК и его постоянных комиссий. Вып. 24. Л. ВСЕГЕИ, 1989. 67 с.
- Стрельникова Н.И. Палеогеновые диатомовые водоросли СПб: Изд-во С.-Петербургского ун-та. 1992. 311 с.
- Стрельникова Н.И., Каплан Л.А., Травина М.А. Палеогеновые диатомеи, силикофлагеллаты и эбриидеи Калининградской области: ИО АН СССР Морская микропалеонтология. М. 1978. С. 57-65.
- Barron J.A., Park.M. Late Eocene to Holocene diatom biostratigraphy of the equatorial Pacific ocean, Deep Sea Drilling Project. Leg. 85// Initial Repts. of the DSDP. 1985. V. 85. P. 415-456..
- Bukry D. Cenozoic coccolith, silicoflagellates and diatom stratigraphy, DSDP, Leg 44// Initial Repts. of the DSDP. 1978. V. 44. P. 807-864.
- Ducass O., Peyronquet J.P. Cretaceous ostracodes of IPOD LEG 48 (Holes 400, 400A, 401, 402A)// Initial. Repts. of the DSDP. 1979. V. 48. 1979. P. 365-370.

Dzinoridze, R.N., Jouse, A.P., et al. Diatom and Radiolarian Cenozoic stratigraphy, Norvedgian basin, DSDP, Leg 38// Initial Repts. of the DSDP. 1978. P. 289-427.

Fenner J. Cenozoic diatom biostratigraphy of equatorial and southern Atlantic ocean// Initial Repts. of the DSDP. 1978. Suppl. V. 39. P. 491-623.

Fenner J. Eocene - Oligocene planktic diatom stratigraphy in the low latitudes and the high southern latitudes// Micropaleontology. 1984. V. 30. P. 319-342.

Fenner J. Late Cretaceous to Oligocene planktic diatoms// H.M. Bolli, J.B. Saunders (Eds) Plankton stratigraphy. Camb. Univ. Press. 1985. P. 713-762.

Fourtanier E. Paleocene and Eocene diatom: biostratigraphy and taxonomy of eastern Indian ocean site 752// Proceed. of the Ocean Drilling Program, Sci. Result, 1991. V. 121. P. 171-187.

Gombos A.M. Early and middle Eocene diatoms evolutionary events// Bacillaria. 1982. P. 225-242.

Hag, B.U., Hardenbol J., Vail P.R. Chronology of Fluctuating Sea Levels Since the Triassic// Science. 1987. V. 235. P.

Jouse A.P. Diatom Biostatigraphic Zones of the Eocene// Nova Hedwigia. 1979. Beih. 64. P. 427-440.

Krashennikov V.A. Stratigraphy and planktonic foraminifers of cenozoic deposits of the bay of Biscay and Rocall plateau, DSDP LEG 48// Initial Repts. of DSDP. 1979. P. 431-450.

Montadert, L., Roberts, D. 1979. Initial reports of DSDP. V. 48: Wash. (U.S. Gov. Print. Off.) 1183 p.

Muller C. Calcareous Nannofossils from the North Atlantic (leg 48)// Initial Repts. of the DSDP. 1979. P. 589-640.

Perch-Nielson K. Silicoflagellates// H.M. Bolli, J.B. Saunders (Eds). Plankton stratigraphy. Camb. Univ. Press 1985. P. 811-846.

Sanfilippo A., Riedel W.R. Radiolaria from the North-Easterh Atlantic ocean, DSDP, LEG 48. 1979// Initial Repts. of the DSDP. 1979 V. 48. P. 493-519.

Schnitker, D. Cenozoic deep water bentic foraminifer, Bay of Biscay// Initial Repts. of the DSDP. 1979. Vol. 48. P. 377-414.

Scrader H.-J. Diatoms in DSDP LEG 41 sites// Initial Repts of the DSDP. 1975. V. 41. P. 791-812.

Radionova E.P.

Comparable Study of Eocene Diatoms from the Oceanic and Platform Sections (North Atlantic and Russian Platform)

Diatoms and silicoflagellates composition from Eocene sediments of the site 400A, DSDP, Biscay Bay and from site CII-1, North Precaspian Basin showed the close affinity and allowed to determine the same subdivisions succession on diatoms and standart Zones on silicoflagellates. The diatom species simultaneous appearance makes possible the direct correlation of these two sections with each other and with Zones of cenral Atlantic. The study of diatom assemblage ecological

structure revealed the close ratio between the oceanic, neritic and pseudoneritic species of the same-age associations.

The increase of the oceanic diatoms part in Late Ypresian and Late Lutetian- Early Bartonian of both sections correlates with the moments of eustatic transgressions and the oceanic species disappearance and diatoms abundance reduction is connected with the Early Lutetian regression.

Диатомей в зоне перехода от тепловодной области к холодноводной: Биостратиграфия и палеоокеанография средних широт западной части Тихого океана (по материалам скв. 578, 580, 581 DSDP)

В практике биостратиграфического расчленения неогеновых отложений средних широт Тихого океана по диатомеям выработано два альтернативных подхода. Первый, в полной мере отражающий специфический характер диатомовых комплексов в зоне перехода от тепловодной области Тихого океана к холодноводной, предполагает использование местных зональных шкал, которые в значительной степени отличаются от стандартных схем для низких и высоких широт. В частности, одна из таких шкал, состоящая из 22 зон, была использована в Калифорнийском секторе Пацифики [Schrader, 1973]. Зональная схема, представленная перемежающимися фрагментами зон низкоширотной и высокоширотной шкал, была предложена для Японского сектора [Koizumi, Tanimura, 1985]. При другом подходе параллельно используются тропическая и бореальная шкалы, что позволяет оценить изменения стратиграфических диапазонов реперных видов в средних, низких и высоких широтах. К настоящему времени накоплена обширная информация по датировочным уровням неогена Пацифики, которая была обобщена в сводке Дж.Баррона [Baron, 1992]

В предлагаемой статье анализируются методические аспекты использования стандартных зональных шкал для расчленения осадков средних широт: широтные пределы использования низкоширотной и высокоширотной шкал для конкретных интервалов неогена, их разрешающая способ-

ность в осадках разного типа и в районах с различными океанографическими характеристиками, изохронность границ зональных подразделений, специфика состава зональных комплексов.

В качестве полигона для решения перечисленных проблем выбраны разрезы миоцен-плиоценовых осадков, пройденных скважинами 581, 580 и 578 рейса 86 б/с "Гломар Челленджер", которые образуют меридиональный профиль от 43 до 34° с.ш. в западном секторе средних широт в пределах 155°–159° в.д. (рис.1). Преимуществом этих разрезов является наличие палеомагнитных данных, благодаря которым осуществляется дополнительный контроль за биостратиграфическим расчленением.

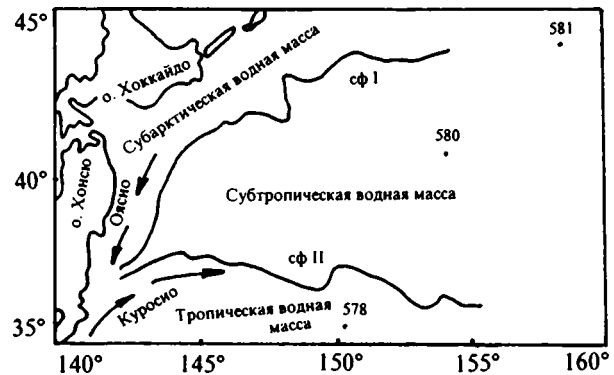


Рис. 1 Местоположение изученных скважин по отношению к распределению поверхностных водных масс и систем течений в северо-западном секторе Пацифики

Региональная специфика

Средние широты Тихого океана в современную эпоху являются областью распространения субтропической водной массы, занимающей промежуточное положение между тропической и субарктической водными массами (см.рис.1). Японский сектор Пацифики, является одним из наиболее динамичных в океанографическом отношении регионов, так как здесь встречаются мощные западные течения соседних крупномасштабных круговоротов – субтропическое Куро시오 и субарктическое

Оя시오. Кроме того, сюда же поступает теплое Сангарское течение из Японского моря. Рассматриваемый район известен под названием Субарктического, или Полярного, фронта. Он состоит из двух ветвей – северной и южной, географическое положение которых подвержено сезонным и многолетним колебаниям [Булгаков и др., 1972], но не выходит за пределы 42°-39° – 38°-34° с.ш. Ветви фронта образуют относительно стабильные меандры. Фронтальная зона характеризуется резкими пере-

падами температуры поверхностных вод (особенно северная ветвь), высокими скоростями течений, сильной турбулентностью. Восточнее 160° з.д. фронт ослабевает и размывается. По данным Г.И. Семиной [1974], использующей классический биогеографический подход, диатомеи средних широт представлены комплексом смешанного типа, состоящим из представителей тепловодной и холодноводной флоры.

Другой подход, акцентирующий внимание на экологической структуре комплексов, т.е. на количественном соотношении доминирующих групп видов [Жузе и др., 1969; Kanaya, Koizumi, , 1966], позволил установить, что к средним широтам приурочена максимальная встречаемость некоторых видов диатомей, которые составляют около 55–60% от всего комплекса. Близ северной ветви фронта на долю арктобореальных видов приходится 40–45% от всего комплекса, а около южной ветви примерно ту же долю составляют экваториально-тропические диатомеи. Положение северной и южной ветвей фронта в поверхностном слое осадков фиксируется примерно по 50%-ному со-

держанию соответственно холодноводных и тепловодных видов.

Количество диатомей и других групп фитопланктона значительно уменьшается от северной ветви Субарктического фронта к южной, что отражает закономерный переход с севера на юг от продуктивной гумидной области к непродуктивным аридным океаническим "пустыням". Годовая первичная продукция у северной ветви Субарктического фронта составляет 5800 МГС/куб.м. Далее в порядке уменьшения продуктивности следуют: воды субарктического круговорота, южная ветвь Субарктического фронта, субтропическая водная масса. Минимальная продуктивность характерна для течения Куроисио и прилегающих вод тропического круговорота (2,0 МГС/куб. м) [Булгаков и др., 1972].

Рассмотренная закономерность отражается и в составе поверхностного слоя глубоководных осадков, который представлен постепенным переходом от глинисто-кремнистых биогенных илов к миопелагическим глинам, а затем, южнее 35° с.ш., к эвпелагическим глинам с крайне низкими значениями биогенной составляющей.

Строение осадочной толщи

Материалы глубоководного бурения, проводившегося в открытоокеанических районах Японского сектора Пацифики [Init.Repts of DSDP, vol. 63, 1981; vol. 86, 1985], показывают, что осадочная толща имеет здесь двухчленное строение. Ее верхняя часть представлена неоген-четвертичными биогенными кремнисто-глинистыми илами с пепловыми прослоями, нижняя – меловыми пелагическими глинами. Верхние метры нижней толщи чаще всего немые. Характерно, что в южном направлении происходит постепенное сокращение мощности биогенной толщи от 245 м на 43° с.ш. (скв. 581) до 125 м на 34° с.ш. (скв. 578). Нижняя граница биогенной толщи диахронна: ее возраст в южном направлении уменьшается от среднего миоцена до плиоцена. Нижние горизонты всех трех скважин представлены гомогенными темно-коричневыми пелагическими глинами. В скв. 578 (33°55' с.ш.; 151°37' в.д.; глубина океана 6010 м) на пелагических глинах мелового возраста непосредственно залегают плиоценовые биогенные илы с многочисленными пепловыми прослоями мощ-

ностью до 125 м. Нижняя часть биогенной толщи (49 м) окислена и представлена илами желто-коричневого и коричневого цветов с редкими железо-марганцевыми конкрециями; верхние 76 м разреза сложены неокисленными серозеленоватыми слегка пиритизированными породами.

Скв. 580 (41°37' с.ш.; 153°58' в.д.; глубина океана 5375 м) вскрыла лишь верхнюю часть плиоцен-четвертичной биогенной толщи мощностью до 156 м, представленной зеленовато-серыми, в нижних 23 м – бурыми диатомовыми и радиоляриевыми илами с прослоями вулканических пеплов.

В скв. 581 (43° 55' с.ш. 153°47' в.д.; глубина океана 5476 м) мощность среднемиоценовой-четвертичной толщи составляет 245 м, однако верхние 180 м пройдены без отбора керна. Под ней вскрыты пелагические абиогенные глины мощностью 99 м, верхние метры которых по фрагментам диатомей определены средним миоценом. В основании разреза вскрыт 7-метровый слой базальта.

Биостратиграфическое расчленение и особенности состава зональных комплексов диатомей средних широт

Постепенное расширение в неогене южной периферии холодноводной области кремненакопления является объективной причиной неравноценности имеющегося в нашем распоряжении стратиграфического материала. Если для северной ветви Субарктического фронта мы располагаем данными о вертикальном распределении диатомей, начиная со среднемиоценового уровня, то для южной ветви имеются данные лишь для плиоцена. К тому же сравнительный анализ комплексов для большей части плиоцена по всем трем скважинам провести невозможно, так как этот интервал в разрезе скв. 581 пройден без отбора керна.

Расчленение осадков, пройденных скв. 581, по высокоширотной зональной шкале [Koizumi, 1985a; Akiba, 1986] не вызывает затруднений, так как в зональных комплексах присутствуют индекс-виды и другие стратиграфические реперы высоких широт (рис. 2). Отличие от более северных комплексов [Орешкина, 1990, 1993] состоит в полном отсутствии неритических диатомей. В основании биогенной кремнистой толщи (см. рис.2) установлены две зоны среднего миоцена *Denticulopsis praedimorpha* (керны 8-4, 8-2) и зона *Thalassiosira yabei* (кern 7-6). Выше по разрезу прослеживается непрерывная последовательность зон верхнего миоцена – *Denticulopsis dimorpha* (керны 7-5 – 7-3), *Denticulopsis katayamae* (керны 7-1 – 6-6), *Thalassionema schraderi* (керны 6-5 – 6-4), *Rouxia californica* (керны 6-5 – 5-3), *Neodenticula kamtschatica* (керны 4-3 – 3-5). Разрез заканчивается базальными слоями плиоцена – отложениями зоны *Thalassiosira oestrupii*.

Интерполяционным путем для этой скважины получены данные по палеомагнитной стратиграфии [Init.Repts. of DSDP, vol. 86, 1985]. Они свидетельствуют о соответствии объема выделенных зональных подразделений зонам стандартной шкалы. Исключением является зона *Neodenticula kamtschatica*, нижняя граница которой в скв. 581 приходится на основание палеомагнитной эпохи 5, а в стандартной схеме [Koizumi, 1985a] соответствует основанию эпохи 6. Это связано с различными подходами к проведению зональных границ. В первом случае в качестве зонального репера принимается уровень первого появления *Neodenticula kamtschatica* (Zabelina) Akiba and Yanagisawa, который, по нашим данным спорадически присутствует уже в зоне *Rouxia californica* [Орешкина, 1990; Akiba, 1986]. Более надежным критерием проведения нижней границы зоны *Denticulopsis kamtschatica* является уровень исчезновения *N. rolandii* Schrader emend. Koizumi, *Thalassiosira singularis* Sheshuk., *T. manifesta* Sheshuk., *Cavitatus jouseanus*

(Sheshuk.) Williams. По данным Ф. Акиба, возраст этой границы составляет 6 млн лет против 6,6 млн лет в схеме И. Коидзуми.

Сокращенная мощность зоны *Thalassionema schraderi* связана, по-видимому, с перерывом, охватывающим почти всю палеомагнитную эпоху 8.

Таким образом, в южной периферии Субарктической области высокоширотная зональная шкала не утрачивает своей разрешающей способности для конца среднего миоцена и всего верхнего миоцена. Однако экологическую структуру комплексов нельзя назвать стабильной. Доминирующие группы диатомей представлены *Coscinodiscus marginatus* Ehr., родами *Denticulopsis* и *Azpeitia*. Изменения их количественного соотношения снизу вверх по разрезу, по-видимому, отражают периодическое усиление влияния одной из трех водных масс, на стыке которых располагается изученная скважина – северо-западной разновидности субарктической водной массы, характеризующейся преобладанием *Denticulopsis*, северо-восточной разновидности с преобладанием *Coscinodiscus marginatus* и субтропической водной массы, в которой доминируют низко-среднеширотные виды.

Использование зональной шкалы для тепловодной области здесь вызывает определенные трудности, обусловленные обеднением тепловодной флоры на видовом и на родовом уровне. Наиболее широкое распространение имеют *Hemidiscus cuneiformis* Wallich, *Actinocyclus ellipticus* Grun., *Thalassiosira leptopus* (Grun.) Hasle et Fryxell, *Pseudotriceratium cinnamomeum* (Grev.) Grun., *Nitzschia reinholdii* Kanaya ex Barton and Baldauf. Зональные виды экваториально-тропической шкалы не являются доминирующими, а некоторые из них имеют сокращенный стратиграфический диапазон.

В скв. 581 выявлено три изохронных уровня: появление *Hemidiscus cuneiformis* Wallich (середина палеомагнитной эпохи 12), *Nitzschia miocenica* var. *elongata* Burckle (середина эпохи 7), появление *Nitzschia jouseae* Burckle (основание Гилберта). Данные уровни являются канвой для зонального расчленения: первый реперный вид появляется в подошве зоны *Thalassiosnema hirosakiensis*, второй – в подошве зоны *Nitzschia miocenica*, третий – в основании зоны *Nitzschia jouseae*. Другие зональные виды экваториально-тропической шкалы встречаются спорадически, поэтому в качестве дополнительных стратиграфических реперов здесь можно использовать второстепенные по стратиграфической значимости в тепловодной области виды. Так, базальные слои биогенной толщи

(интервал 8-4 – 8-2) отнесены к зоне *Actinocyclus ellipticus* (средний миоцен), хотя и зональный вид, и сопутствующий ему *Actinocyclus ingens* Rattr. начинают доминировать только в вышележащих отложениях. Однако в верхней части интервала исчезают *Craspedodiscus coscinodiscus* Ehr., *Azpeitia tubularis* (Greville) Fryxell and Sims, *Rossiella praepaleacea* (Schrader) Gersonde et Schrader. Исчезновение представителей рода *Cestodiscus* маркирует кровлю рассматриваемой зоны. Наиболее близкий состав зональных комплексов в средних и низких широтах наблюдается для зоны *Thalassionema hirosakiensis* (кern 8-1 – 7-5). Начиная с уровня 8-1, в комплексе доминируют *Thalassionema hirosakiensis* (Kanaya) Schrader, *Th. robusta* Schrader, *Hemidiscus cuneiformis* Wallich. Тем не менее *Nitzschia praereinholdii* Schrader – характерный элемент зоны в тропических районах – встречается единично. В тропических разрезах критерием перехода к вышележащей зоне *Thalassiosira yabei* является смена *N. praereinholdii* на *N. fossilis* (Frenguelli) Kanaya, хотя в данном разрезе появление последнего вида фиксируется только в зоне *Nitzschia porteri* (кern 6-6).

Сложности с выделением зоны *Thalassiosira yabei* (кern 7-3 – 7-1) связаны с количественным распределением зонального вида. В тропической области подошва зоны интерпретируется как пик численности зонального вида, появление которого фиксируется еще в основании среднего миоцена. В средних широтах пик численности *Thalassiosira yabei* (Kanaya) Akiba and Yanagisawa приходится на зону *Thalassionema hirosakiensis*, а собственно в зоне *Thalassiosira yabei* зональный вид присутствует спорадически. Зона *Thalassiosira hirosakiensis* была сопоставлена с подзоной "с" зоны *Denticulopsis hustedtii* бореальной шкалы [Орешкина, Радионова, 1987; Орешкина, Радионова, 1990], которая теперь выделена в самостоятельную зону *Thalassiosira yabei*, т.е. зона с одним и тем же названием в низких и средних широтах имеет разный возраст.

Недостаточность критериев заставляет нас провести нижнюю границу зоны *Thalassiosira yabei* условно. Верхняя граница совпадает с размывом.

Зона *Nitzschia porteri* выделяется в интервале 6-6 – 6-2. Комплекс этой зоны в скв. 581 представлен значительно богаче, чем в низких широтах за счет разнообразия родов *Nitzschia* (*N. porteri* Frenguelli sensu Burckle, *N. fossilis* (Frenguelli) Kanaya, *N. pliocena* (Brun) Mertz), *Thalassiosira* (*T. minutissima* Oreshkina, *T. maruyamica* Sheshuk.), *Rhizosolenia* (*R. hebetata* (Bailey) Grun., *R. barboi* Brun), а также за счет доживания некоторых видов, которые в тропических широтах исчезают на более низком уровне (например, *Cavitatus jouseanus*). Таким образом, можно говорить, что состав комплекса данной зоны представлен в значительной мере специфическими среднширотными видами.

Выделение вышележащих зон *Nitzschia miocenica* и *Thalassiosira convexa* вызывает определенные сложности, так как в данном районе использовать те же биостратиграфические критерии, что и в низких широтах, не представляется возможным. Зональный вид *Nitzschia miocenica* присутствует не только в интервале одноименной зоны, но также в вышележащей *Thalassiosira convexa*, хотя в тропических широтах он исчезает в кровле собственной зоны. Несмотря на то, что это может быть связано с переотложением, которое фиксируется близ миоцен-плиоценовой границы, интервал обеих зон дан нерасчлененным, а граница с зоной *Nitzschia porteri* показана условно. Хотя переотложение вверх по разрезу увеличивается, граница с зоной *Nitzschia jouseae* в интервале 4-3 проводится по появлению зонального вида.

Таким образом, границы зон в основании и кровле верхнего миоцена определяются недостаточно четко.

Распространение некоторых видов силикофлагеллат хорошо коррелируется с границами диатомовых зон. Так, *Corbisema triacantha* (Ehr.) Bukry et Foster исчезает на уровне 8-2, у верхней границы зоны *Actinocyclus ellipticus* тропической шкалы и соответственно зоны *Denticulopsis praedimorpha* арктобореальной шкалы. *Distephanus crux* (Ehr.) Haeckel не поднимается выше зоны *Thalassiosira yabei* тропической шкалы. Увеличение таксономического разнообразия силикофлагеллат установлено в верхней части миоцена. Стратиграфически ценным событием является появление *Dictyocha neonautica* Bukry и *D. lingii* Dumitrica в основании зон *Neodenticula kamtschatica* и *Dictyocha subarctios* Ling, которое совпадает с подошвой зоны *Nitzschia jouseae*.

Данные по скв. 580 дают представление об особенностях стратиграфического расчленения в пределах распространения собственно субтропического комплекса.

Здесь использование арктобореальной шкалы вызывает определенные трудности. Основной критерий – уровни первых и последних появлений зональных видов не всегда применим из-за их спорадического распространения и сокращения биоценозы. По имеющимся данным [Burckle, Opdyke, 1977; Koizumi, Tanimura, 1985], уровень появления зонального вида *Neodenticula koizumi* Akiba and Yanagisawa закономерно повышается с севера на юг от 4,3 млн лет в северо-западном и Прикамчатском секторах Пацифики [Орешкина, 1990; Базилян и др., 1993; Burckle, Opdyke, 1977; Barron, Gladenkov, 1995] до 3,7 млн лет на 38° с.ш. (скв. 579), 3,36 млн лет на 33° с.ш. (скв. 578) и до 3,1 млн лет (скв. 438) у побережья о-ва Хонсю.

Нижняя часть опробованной толщи отнесена к зоне *Neodenticula koizumi* – *Neodenticula kamtschatica*, хотя в нижней части разреза (керн 17-5) зональный вид не встречен. Комплекс характеризуется типичными для высоких широт Пацифики видами: *Coscinodiscus marginatus* Ehr., *Thalassiosira latimarginata* Makar., *T. antiqua* (Grun.) Cl., *T. oestrupii* (Ost.) Prosh.-Lavr., *Actinocyclus curvatulus* Janisch, *Rhizosolenia barboi* Brun, *Porosira glacialis* (Grun.) Jorg., *Pyxidicula turris* var. *cylindrus* (Grun.) Streln. et Nikolaev. Эпиболь последнего вида приходится на севере Пацифики [Орешкина, 1990, 1993] на рассматриваемую зону и на последнюю зону плиоцена *Neodenticula koizumi* как в шельфовой области, так и в открытоокеанических районах. Выше по разрезу содержание диатомей в разрезе скв. 580 резко уменьшается, что не позволяет при имеющейся у нас частоте отборе керна провести стратиграфическое зональное расчленение.

В рассмотренных ассоциациях возрастает роль тепловодной составляющей, что дает возможность более надежно выделять зоны экваториально-тропической шкалы – *Nitzschia jouseae* и *Rhizosolenia praebergonii*. Однако исчезновение *Nitzschia jouseae* Burckle происходит в кровле одноименной зоны, а не в зоне *Rhizosolenia praebergonii*, как в скв. 578. Вид-индекс зоны *Rhizosolenia praebergonii* встречается единично и только в нижней половине зоны. Количество тропических видов в зоне *Rhizosolenia praebergonii* невелико – *Azpeitia africana* (Janish) Fryxell and Watkins и *A. vetustissima* var. *javanica* (Reinhold) Sims и *Thalassiosira plicata* Schrader. Зато широкое развитие имеют среднеширотные виды (см.рис.2). К ним несомненно относится *Rossiella tatsunokuchiensis* (Koizumi) Gersonde et Schrader, *Asteromphalus roperianus* Greville, *Azpeitia komurae* Akiba, *Thalassiosira antiqua* (Grun.) Cl., *Th. jacksonii* Koizumi et Barron. Появление большинства этих видов относится к верхнему миоцену. В скв.581 они характерны для зон *Nitzschia miocenica*=*Rouxia californica*. В скв. 580 многие виды исчезают близ верхней границы зоны *N. koizumi* – *N. kamtschatica*, т.е. в середине зоны *Rhizosolenia praebergonii*. Для верхней половины зоны, коррелирующейся с зоной *Neodenticula koizumi* арктобореальной шкалы, характерно полное отсутствие тропических и значительное сокращение числа среднеширотных видов. Доминантами становятся *Neodenticula koizumi* Akiba, *Porosira glacialis* (Grun.) Jorg., *Stephanopyxis horridus* Koizumi, *Neodenticula seminae* (Simonsen and Kanaya) Akiba and Yanagisawa – типичные арктобореальные виды.

Нижняя часть разреза, пройденная скв. 578, несет явные следы переотложения, по-видимому, обусловленного перерывом. Об этом говорит состав диатоме-

вых ассоциаций, включающих виды, характерные для различных стратиграфических уровней. Среди них *Cestodiscus* spp., *Thalassiosira miocenica* Schrader, *Nitzschia porteri* Frenguelli sensu Burckle, *Nitzschia miocenica* Burckle, *Rouxia californica* Peragallo, *Denticulopsis katayamae* Maruyama, *Neodenticula kamtschatica* (Zabelina) Akiba and Yanagisawa, *Azpeitia komurae* Akiba. Однако по присутствию зональных видов можно сказать, что комплекс не древнее зоны *Nitzschia miocenica* тропической шкалы или зоны *Rouxia californica* арктобореальной.

В интервале керна 12 диатомеи практически отсутствуют. Интервал 11–3 – 8–6 по стандартной шкале для высоких широт соответствует первой половине плиоцена – зонам *Thalassiosira oestrupii* и *Neodenticula koizumi*-*Neodenticula kamtschatica*, что устанавливается по отсутствию большей части миоценовых видов и по появлению *Thalassiosira oestrupii* (Ostenf.) Prosh.-Lavr.

Присутствие *Pyxidicula horridus* Koizumi, биозона которого в высоких широтах Пацифики соответствует зоне *Neodenticula koizumi*, позволяет установить, что объем зоны в средних широтах не меняется и соответствует интервалу 8-2 – 7-2. Следует отметить, что присутствие *Pyxidicula horridus* и других неритических видов в изученных скважинах 580 и 578 может быть связано с усилением придонных течений и более интенсивной транспортировкой осадков в результате резкого похолодания [Barron, 1992]. Вид-индекс этой зоны появляется лишь в самых верхах зоны *N. koizumi*-*N. kamtschatica*, в то время как в разрезе скв. 581 он зафиксирован значительно ниже в интервале зоны *Thalassiosira oestrupii* (см.рис.2).

В разрезе скв. 578 установлены зоны *Nitzschia jouseae* и *Rhizosolenia praebergonii* и *Nitzschia reinholdii* зональной схемы тепловодной области (керны 11-3 – 10-3, 9-4 – 7-2 и 6-5 – 5-6 соответственно). По разнообразию видов комплексы обеих зон превосходят низкоширотные ассоциации [Радионова, 1991]. Это происходит за счет увеличения состава космополитных видов родов *Coscinodiscus* и *Actinocyclus*, а также за счет появления среднеширотных видов. К видам, отмеченным в скв. 580, следует добавить представителей родов *Nitzschia* – *N. plicata* (Brun) Mertz и *Thalassiosira* – *Th. jacksonii* Koizumi et Barron, *Pyxidicula zabelinae* (Jouse) Streln. et Nikolaev.

В экваториальной области интервал их распространения ограничен границей миоцена–плиоцена. В нижней части зоны *Rhizosolenia praebergonii* появляются *Thalassiosira kryophila* (Grun) Jorg. и *Th. hyalina* (Grun.) Gran, считающиеся арктобореальными. Резкое сокращение их численности в верхнем, "холодном" интервале зоны *Rhizosolenia praebergonii*, возможно, связано с более интенсивными процессами растворения, при которых тонкостенные створки этих видов растворяются в первую очередь.

Динамика структуры среднеширотного комплекса диатомей

Резюмируя особенности состава зональных комплексов средних широт, следует обратить внимание на целый ряд таксонов, которые здесь имеют максимум количественного содержания и максимально широкий стратиграфический диапазон. Именно эти виды выходят на первый план при стратиграфическом расчленении неогена средних широт (рис.2, табл. I–IV). Группа эта неоднородна и представлена разнообразными таксонами. Прежде всего это представители двух наиболее древних родов группы пеннатных диатомей со швом – *Crucidenticula* и *Denticulopsis*, а также роды *Rouxia*, *Cavitatus*. Максимум численности и таксономического разнообразия этих родов приурочен к средним широтам, в низких широтах их появление и увеличение численности совпадает с эпизодами похолоданий [Barron, 1986], а в высоких маркирует потепления [Орешкина, 1990, 1993]. Так, таксономия и филогения группы *Denticulopsis* была изучена по материалам из разрезов Японии, где в миоцене установлено около 20 таксонов, тогда как в высоких широтах их таксономическое разнообразие на порядок ниже, а в низких широтах они появляются эпизодически во время похолоданий [Barron, 1986].

На видовом уровне к среднеширотным видам, по-видимому, следует отнести такие древние тепловодные диатомеи как *Actinocyclus ellipticus* var. *javanica* Reinhold, стратиграфическое распространение которых в низких широтах ограничено рубежом среднего–верхнего миоцена, в то время как в средних широтах они "доживают" до плиоцена. Кроме того, центр ареала в средних широтах имеет также целый ряд представителей родов *Nitzschia*, *Thalassiosira*, *Azpeitia*, *Rhizosolenia* (рис. 2).

Интересно проследить изменения соотношения трех основных составляющих диатомовых ассоциаций средних широт – низкоширотной, высокоширотной и собственно среднеширотной снизу вверх по разрезу неогена по меридиональному профилю (рис. 3).

Видно, что наиболее резкие перестройки структуры диатомовых ассоциаций во всех трех скважинах совпадают с уровнями перерывов и размывов. Это – границы среднего/верхнего миоцена, миоцена/плиоцена, плиоцена/плейстоцена.

У северных границ рассматриваемого региона (скв.581) в верхней части среднего миоцена доминируют (до 85%) низкоширотные виды. Доля среднеширотных составляет около 15%. В подошве верхнемиоценовой толщи наблюдается обратное соотношение. Первые высокоширотные виды появляются в основании зоны *Rouxia californica*, здесь же установлен максимум среднеширотных видов. К началу плиоцена полностью исчезают тропические виды, но число высокоширотных видов не превышает 20% от состава ассоциаций.

Рассмотренные изменения структуры среднеширотных ассоциаций показывают, что первый этап биогеографической и, соответственно, палеоокеанографической дифференциации, т.е. усиление северной ветви Субарктического фронта, наблюдается в конце позднего миоцена (зоны *Rouxia californica* – *Neodenticula kamtschatica*). У южной границы изученной области (скв. 578) такая же структура комплекса наблюдается в кровле верхнемиоценовой толщи. Перестройка комплекса приурочена к границе миоцена/плиоцена. Собственно плиоценовый комплекс включает все три группы видов, причем содержание высокоширотных видов сохраняется на постоянном уровне. Максимум среднеширотных видов приходится на зону *Neodenticula koizumi* – *Neodenticula kamtschatica*.

Конец плиоцена (зона *Neodenticula koizumi*) характеризуется резким уменьшением низкоширотных и среднеширотных видов. Таким образом, в позднем плиоцене у южной границы изученного региона наблюдается в целом такая же структура диатомового комплекса, как для верхней части миоцена в более северных широтах, в скв. 581, что соответствует широтному сдвигу на 8–10°C.

Полученные данные в целом близки к более детальным палеоклиматическим реконструкциям, полученным с помощью температурных диатомовых кривых [Koizumi, 1985b,c; Barron, 1992] по материалам скважин 578, 579 и 580. Так, например, цикл похолоданий в позднем плиоцене (3.15, 2.45, 2.00 млн лет) привел к снижению коэффициента теплопроводности в скважинах 578 и 580. В широтном выражении это снижение соответствовало сдвигу к северу на 4–5°C, в палеотемпературном – уменьшению зимних температур на 6°C, летних на 2–3°C.

Зональные шкалы по диатомеям	
Тропическая	Бореальная
Бuckle, 1972, Радионова, 1992	Koizumi, 1985, Akiba, 1986
NITZSCHIA REINHOLDII	NEOLENTICULA KOIZUMI
RHIZOLENIA PRAEBERGONII	N. KOIZUMI - N. KAMTSCHATIKA
NITZSCHIA JOUSEAE	THALASSIOSIRA OESTRUPII
THALASSIOSIRA CONVEXA - NITZSCHIA MIOCENICA	NEODENTICULA KAMTSCHATIKA
NITZSCHIA PORTERI	ROUXIA CALIFORNICA
THALASSIOSIRA YABEI	THALASSIONEMA SCHRADERI - D. KATAYAMAE
THALASSIONEMA HIROSAKIENSIS	DENTICULA DIMORPHA
ACTINOCYCLUS ELLIPTICUS	THALASSIOSIRA YABEI
	DENTICULA PRAEDIMORPHA

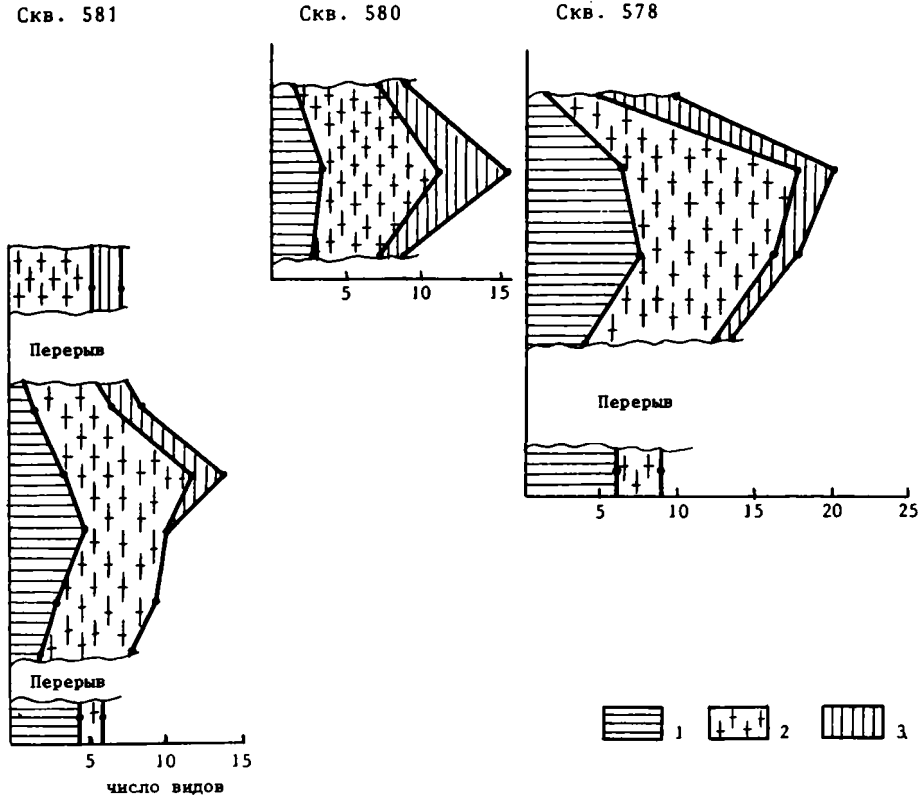


Рис.3. Динамика соотношения низко-, средне- и высокоширотных видов в неогеновых осадках северо-западной Пацифики

Выводы

Результаты стратиграфического расчленения осадков средних широт Японского сектора Пацифики по стандартным диатомовым шкалам для тепловодной и холодноводной области позволили уточнить широтные пределы радиуса их действия. Высокоширотная шкала надежно "работает" в миоценовом интервале до 37–35° с.ш. Начиная с плиоценового уровня, ее разрешающая способность снижается и плиоценовый интервал удается расчленить на две, а не на три зоны, как в более северных акваториях.

Расчленение неогена средних широт, включая 43° с.ш., по тропической шкале можно проводить для верхнего миоцена. В плиоценовом интервале разрешающая способность шкалы снижается и полностью нивелируется при переходе к плейстоцену. Полученные данные о сокращении объема некоторых зон (в частности *Rhizosolenia graebergonii*) требуют проверки на дополнительном материале.

Главным лимитирующим фактором биостратиграфического расчленения осадков у южной периферии субтропической области является низкое содержание диатомей в осадках, связанное с переходом к низкопродуктивной области океанических пустынь.

Параллельное применение обеих шкал дает возможность уточнить соотношение зон низких и высоких широт для конца среднего миоцена – плиоцена.

Уточнено стратиграфическое распространение среднеширотных видов, на которые в субтропической области в значительной степени переносится основной акцент стратиграфических исследований.

Наряду со среднеширотными видами диатомей ценными носителями стратиграфической информации в средних широтах являются вторая группа кремневого фитопланктона – силикофлягеллаты.

Важным палеоокеанографическим событием является усиление дифференциации водных масс на границе миоцена и плиоцена, в результате которой произошло формирование буферной зоны между холодноводной и тепловодной областями в виде субтропической водной массы, со специфическими комплексами диатомей.

Максимальное проникновение арктобореальных видов до южной периферии субтропиков установлено для конца плиоцена (зона *Neodenticula koizumi*), что совпадает с данными по палеотемпературным диатомовым кривым для этого района [Koizumi, 1985a].

Литература

- Басилья А.Э., Витухин Д.И., Орешкина Т.В. Верхний кайнозой Восточной Камчатки // Бюл. МОИП Отд. геол. 1993. Т. 68, вып. 5. С. 79–94.
- Булгаков Н.П., Глузук Б.А., Козлов В.Ф., Новожилов В.Н., Стародубцев Е.К. Субарктический фронт северозападной части Тихого океана. Владивосток: ТОИ ДВНЦ АН СССР. 1972. 131 с.
- Жузе А.П., Мухина В.В., Козлова О.Г. Диатомеи и силикофлягеллаты в поверхностном слое осадков Тихого океана. Тихий океан // Микрофлора и миркофауна в современных осадках Тихого океана. М.: Наука. 1969. С. 7–47.
- Орешкина Т.В. Неогеновые диатомеи северо-западной части Тихого океана (Стратиграфия и палеоокеанография). 1990. Авторефер. дис. ... канд. геол.-минер. наук М.: ГИН. 22 с.
- Орешкина Т.В. Диатомеи и неогеновые события в субарктической Пацифике // Бюл. МОИП Отд. геол. 1993. Т. 68, вып. 3. С. 84–90.
- Орешкина Т.В., Радионова Э.П. Корреляция зональных диатомовых шкал миоцена экваториально-тропических и умеренных широт Тихого океана. // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1987. № 2. С. 59–72.
- Радионова Э.П. Стратиграфия неогена тропической области Тихого океана по диатомеям // Тр. ГИН АН СССР. М., 1991. Вып. 456. 109 с.
- Семшина Г.И. Фитопланктон Тихого океана. М.: Наука. 1974. 237 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 middle to high latitudes of North Pacific // Init.Repts of DSDP. 1986 V. 87. P. 393–480.
- Akiba F. *Azpetia komurae* n.sp. a biostratigraphically useful diatom from the Neogene of Japan // Bul. Natn. Sci. Mus., Tokyo. Ser. C. 1987. V. 13. № 4. P. 157–170.
- Akiba F., Hiramatsu C., Yanagisawa Y. A Cenozoic diatom genus *Cavitatus* Williams; an emended description and two new biostratigraphically useful species, *C. lanceolatus* and *C. rectus* from Japan. // Bul. Nat. Mus., Tokyo. Ser. C. 1993. V. 19 (1). P. 11–39.
- Barron J.A. Response of equatorial Pacific diatoms to polar cooling during the Middle Miocene. Ricard. M. (ed.) // Proc. of the 8th Inter. Diatom Symp. 1986. Koeltz Scientific Books 1986. P. 591–600.
- Barron J.A. Pliocene paleoclimatic interpretation of DSDP Site 580 (NW Pacific) using diatoms // Marine Micropaleontology. 1992. V. 20. P. 23–44.
- Barron J.A. Neogene diatom datum levels in the equatorial and North Pacific. Saito T., Ishizaki K. (eds) // Terra Scientific Publishing. 1992. P. 413–425.
- Barron J.A., Gladenkov A.Yu. Oligocene and Early Miocene Diatom biostratigraphy of Hole 884 B // Proc. of ODP 1995. V. 145. P. 21–41.
- Burckle L.H. Late Cenozoic planktonic diatom zones from the eastern equatorial Pacific. // Nova Hedvigia. 1972. V. 39. P. 217–246.
- Burckle L.H., Opdyke N.D. Late Neogene diatom correlations in the Circum-Pacific // Proc. of 1st Int. Congr. Pacific Neogene Strat., Tokyo, 1977. 1978. P. 255–284.
- Initial Reports of DSDP. Wash. U.S. Gov. Print. Off. 1981. V. 63. 967 p.; 1985. V. 86. 804 p.
- Kanaya T., Koizumi I. Interpretations of diatom thanatocoenoses from North Pacific applied to a study of core V.

20-130 (Study of deep-sea core V20-130). Part 2 // Sci. Rep. Tohoku Univ. 1966. № 7. P. 81-130.

Koizumi I. Diatom biostratigraphy for late Cenozoic Northwest Pacific// J.Geol.Soc. Japan. 1985a. V. 91. № 3. P. 195-211.

Koizumi I. Late Neogene diatom temperature record in the Northwest Pacific ocean.// Sci.Rep., Col.Educ. Osaka Univ. 1985b. V. 34. № 2. P. 145-153.

Koizumi I. Late Neogene paleoceanography in the western North Pacific. Initial Repts of DSDP. 1985c. V. 86. P. 429-438.

Koizumi I. Pliocene and Pleistocene datum levels related with paleoceanography in the Northwest Pacific // Marine Micropaleontology. 1986. № 10. P. 309-325.

Koizumi I., Tanimura Y. Neogene diatom biostratigraphy of the middle latitude western north Pacific, deep sea drilling project leg 86. // Init. Repts of DSDP. 1985. Vol. 86. P. 269- 300.

Oreshkina T.V., Radionova E.P. The Transition of Pacific Ocean diatom complexes at the Middle-Late Miocene Boundary and the Palaeoceanographic implications// Proc. of 10th Inter. Diatom Symp. Koeltz Scientific Books, Koenigstein. 1990. P. 205-212.

Schrader H.-J. Cenozoic diatoms from the northeast Pacific. Leg 18. // Initial Repts of DSDP. 1973. V. 18. P. 673-798.

Yanagisawa Y., Akiba F. Taxonomy and phylogeny of the tree marine diatom genera *Crucidentacula*, *Denticulopsis* and *Neodenticula* // Bull. Geol. Survey Japan. 1990. № 41. P. 81-98.

E.P. Radionova, T.V. Oreshkina

**Diatoms in transitional zone from the warm-water to cold-water area:
Biostratigraphy and paleoceanography of the middle latitudes of West Pacific
(on sites 578, 580, 581 DSDP data)**

Neogene siliceous sedimentary sections exposed by sites of Leg 86 of "Glomar Challenger" DSDP in Japanese region of Pacific may be considered as the excellent ground for the decision of a whole row of methodological tasks of diatom biostratigraphy: latitud limits of zonal scale validity for warm-water and cold-water areas application; their resolving possibility in sediments of different type; spatial-temporal dynamics of zonal assemblages composition and diapason of stratigraphically important species.

Thanks to paleomagnetic data available for these sites the additional control for biostratigraphical subdivision have been made.

Sedimentary sequence in the region under study is of two-members structure. Its upper part is represented by Neogene-Pleistocene biogenic-siliceous muds with ash layers and lower one – by Cretaceous pelagical clays. In south direction the gradually decrease of biogenic unit' thickness from 245 m on 43° N (site 581) to 125 m on 34° N (site 578) is observed. Lower boundary of biogenic unit is diachronous. Its age changes to the south from Middle Miocene to Pliocene. Some various value of the material in our disposal depends on this fact.

It has been determined that for the North branch of Subarctic front (43° N) which is the natural boundary between the cold-water and transitional areas the boreal scale doesn't lack its resolving capacity for the interval from the Upper Middle Miocene to the Upper Upper Miocene. Pliocene biostratigraphical subdivisions rather differ in their

volume that is connected with the higher levels of cold-water zonal index-species in middle latitudes first appearances because of the latitudinal provincialism increase. Determination of tropical scale subdivisions causes the definite troubles connected with warm-water flora on genera and species level pooring here. Several levels simultaneous in middle and low latitudes serve as the base for subdivision. Some events such as genus *Cestodiscus* extinction may be considered as additional levels.

To the south the diachrony of boreal scale zonal boundaries increases and by the south branch of Subarctic front on the latitude of 33° is already about 1 m.y. Tropical scale zones, vice versa, can be determined more reliably but the the common diatom quantity decrease as approaching to the low-productive zone of oceanic deserts is a limiting factor. An accent of biostratigraphic zonation within the middle latitude area is transferred to the middle latitude species proper. To this category the species of the most taxonomical diversity and the longest stratigraphical diapason in middle latitudes can be related. On data obtained the maximum of middle latitude species content corresponds to the *Neodenticula kamtschatica*-*Denticulopsis dimorpha* Zones for the North branch of Subarctic front and to *Neodenticula koizumi* - *Neodenticula kamtschatica* for the South branch of Subarctic front. Boreal species maximal transition to the south limits of Subtropical area can be observed at the end of Pliocene (*Neodenticula koizumi* Zone).

Объяснения к таблицам

Диатомовые ассоциации неогена северо-западной части Тихого океана. Все экземпляры хранятся в коллекции № 4593/5 Геологического института РАН

Таблица I

1, 12. *Nitzschia pliocena* (Brun) Kanaya and Koizumi. 1 - обр. 581-6-3, 80-82 см; 2 - обр. 581-6-1, 10-12 см; x 2000. 2. *Nitzschia porteri* Frenguelli, обр. 581-6-3, 80-82 см; x 2000. 3. *Crucidentricula punctata* (Schrader) Akiba and Yanagisawa, обр. 581-8-4, 110-112 см; x 2000. 4, 5. *Rossiella praepaleacea* (Schrader) Gersonde et Schrader, обр. 581-8-4, 110-112 см; x 2000. 6. *Nitzschia praefossilis* Schrader, обр. 578-13-3, 60-62 см; x 1500. 7. *Nitzschia reinholdii* Kanaya and Koizumi, обр. 581-6-2, 50-52 см; x 1500. 8. *Rouxia antarctica* Heiden- Kolbe, обр. 581-8-4, 110-112 см; x 2000. 9. *Rhizosolenia twistata* Whiting et Schrader, обр. 581-8-4, 110-112 см; x 1500. 10. *Rhizosolenia hebetata* f. *hiemalis* (Bailey) Gran, обр. 581-8-4, 110-112 см; x 1500. 11. *Rhizosolenia miocenica* Schrader, обр. 581-7-1, 12-14 см; x 1500. 13. *Nitzschia jouseae* Burckle, обр. 578-10-3, 140-142 см; x 1500. 14. *Pseudotriceratium cinnamomeum* (Greville) Gleser, обр. 581-8-2, 50-52 см; x 1500. 15. *Denticulopsis praedimorpha* Barron ex Akiba, обр. 581-8-4, 110-112 см; x 2000. 16. *Lithodesmium reinholdii* Barron, обр. 581-6-1, 10-12 см; x 1000.

Таблица II

1. *Asterolampra acutiloba* Forti, обр. 581-6-1, 10-12 см; x 1000. 2. *Asteromphalus brookei* Bailey, обр. 581-8-2, 50-52 см; x 1000. 3. *Thalassiosira eccentrica* (Ehr.) Cleve, обр. 580-17-5, 30-32 см; x 1000. 4, 6. *Azpeitia vetustissima* (Pant.) Sims. 4 - обр. 581-7-6, 90-92 см; x 2000. 5. *Thalassiosira yabei* (Kanaya) Akiba and Yanagisawa, обр. 581-8-2, 50-52 см; x 2000. 7. *Thalassiosira oestrupii* (Ostenf.) Prosh.-Lavr., обр. 580-16-2, 50-52 см; x 2000. 8. *Pyxidicula* sp., обр. 581-7-6, 90-92 см; x 2000.

Таблица III

1. *Azpeitia* aff. *nodulifer* (A. Schmidt) Fryxell and Sims, обр. 580-17-2, 10-12 см, x 1000. 2. *Thalassiosira decipiens* (Grun.) Jorg., обр. 581-7-3, 51-53 см, x 1500. 3. *Azpeitia* aff. *africana* (Janish) Fryxell and Watkins, обр. 581-2-6, 130-132 см; x 1000. 4. *Azpeitia tabularis* (Grun.) Sims and Fryxell, обр. 581-6-1, 10-12 см; x 1000. 5. *Azpeitia nodulifer* (A. Schmidt) Sims and Fryxell, обр. 581-6-2, 50-52 см; x 1500. 6. *Azpeitia endoi* Kanaya, обр. 581-6-3, 80-82 см; x 1500.

Таблица IV

1, 2, 6. *Coscinodiscus asteromphalus* Ehr. 1 - обр. 580-17-2, 9-11 см; x 1000. 2 - обр. 581-5-4, 30-32 см; x 500. 6 - обр. 581-6-1, 10-12 см; x 1000. 3, 4. *Thalassiosira minutissima* Oreshkina, обр. 581- 6-3, 80-82 см; x 2000. 5. *Azpeitia komurae* Akiba, обр. 578-13-3, 60-62 см; x 1500. 7. *Thalassiosira* aff. *burckliana* Schrader, обр. 581-6-5, 40-42 см; x 2000.

Таблица I

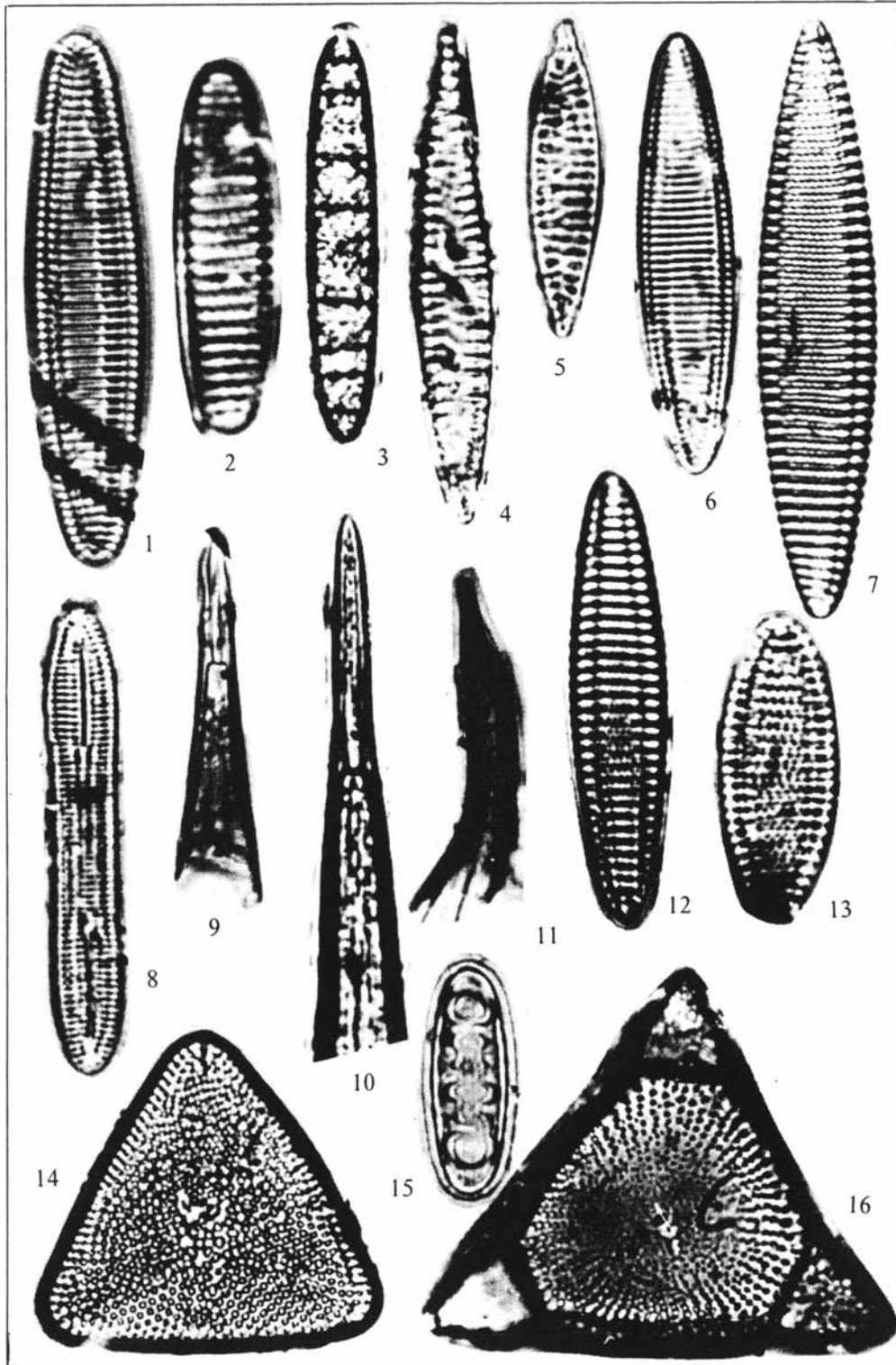


Таблица II

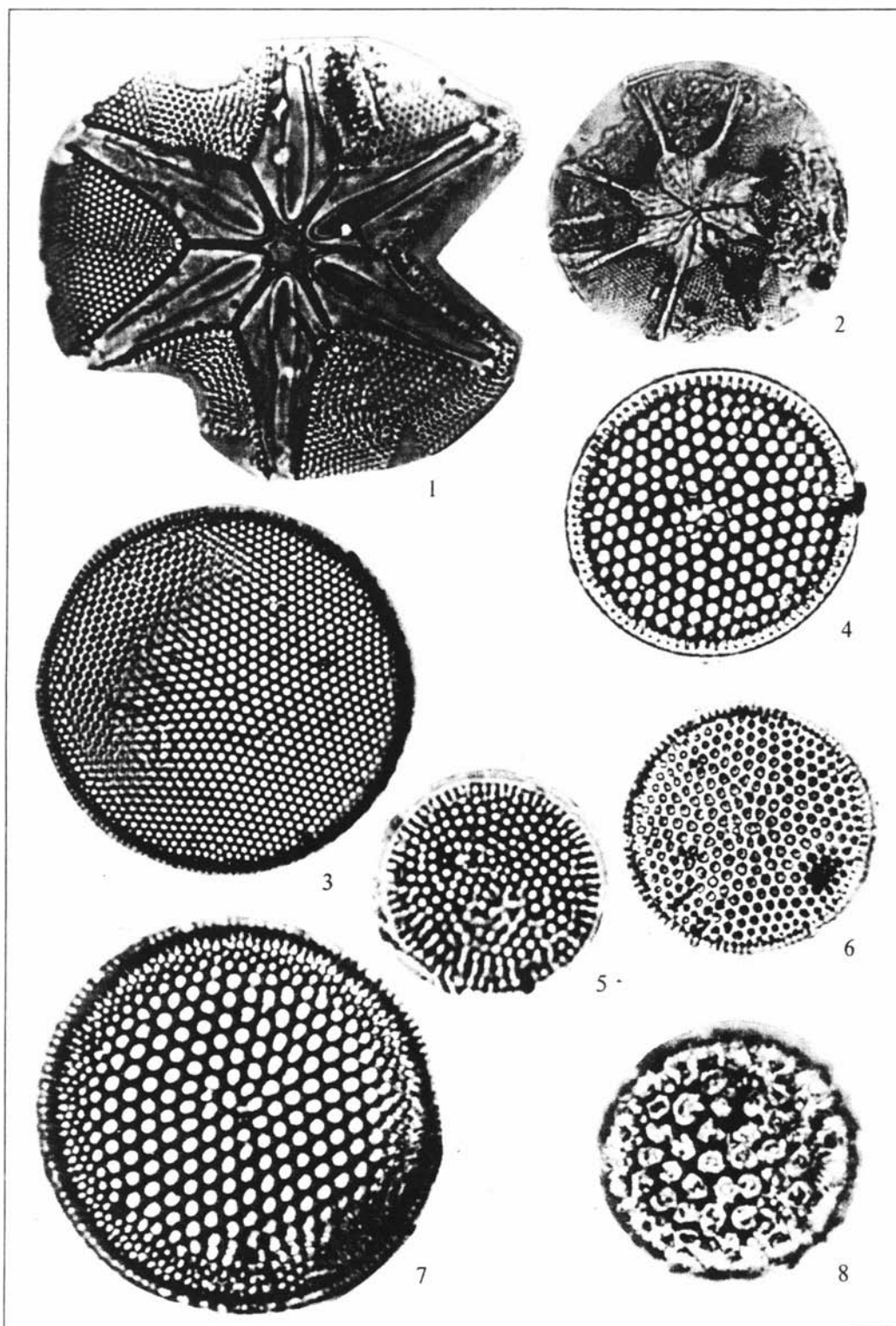


Таблица III

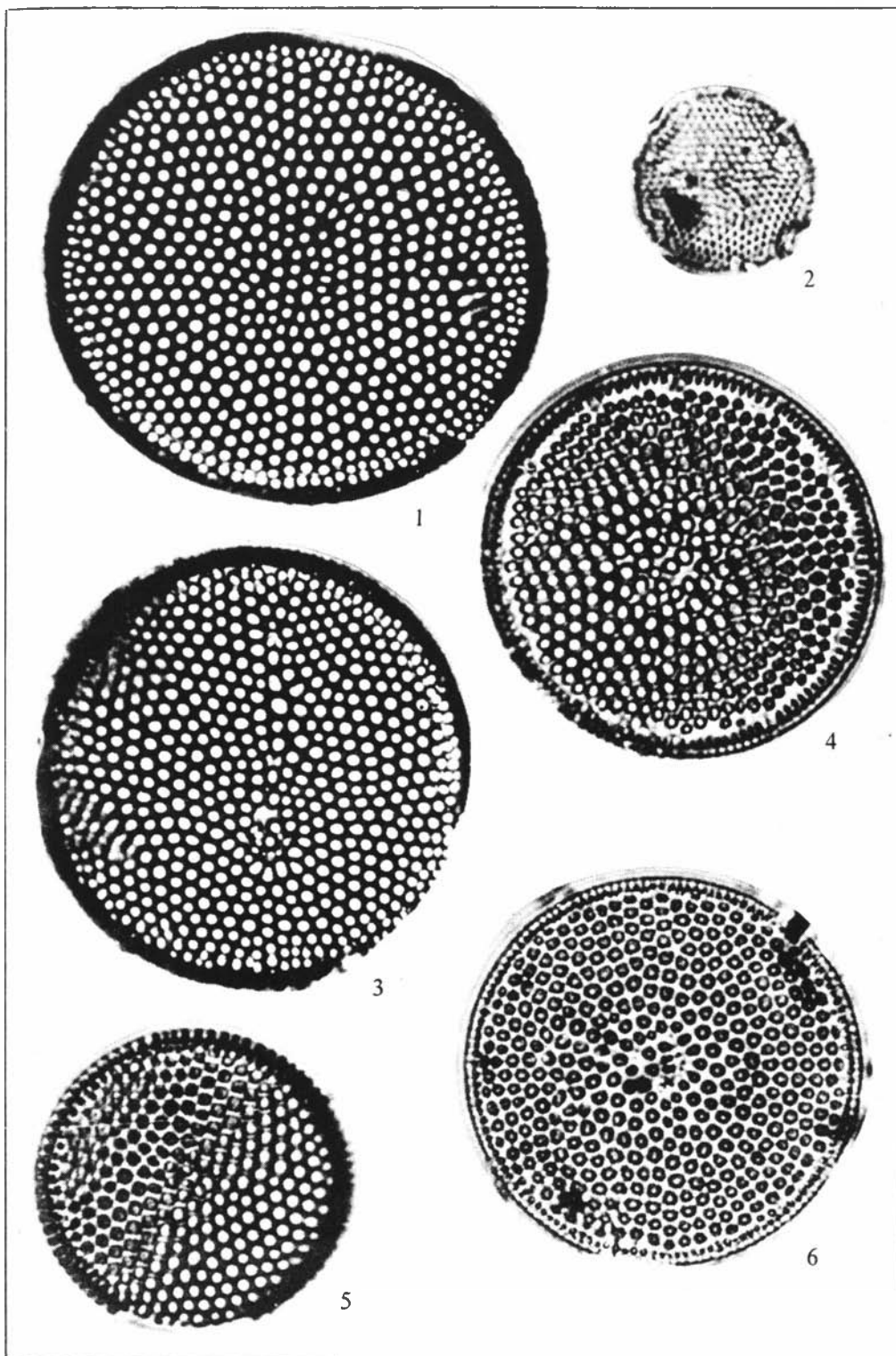
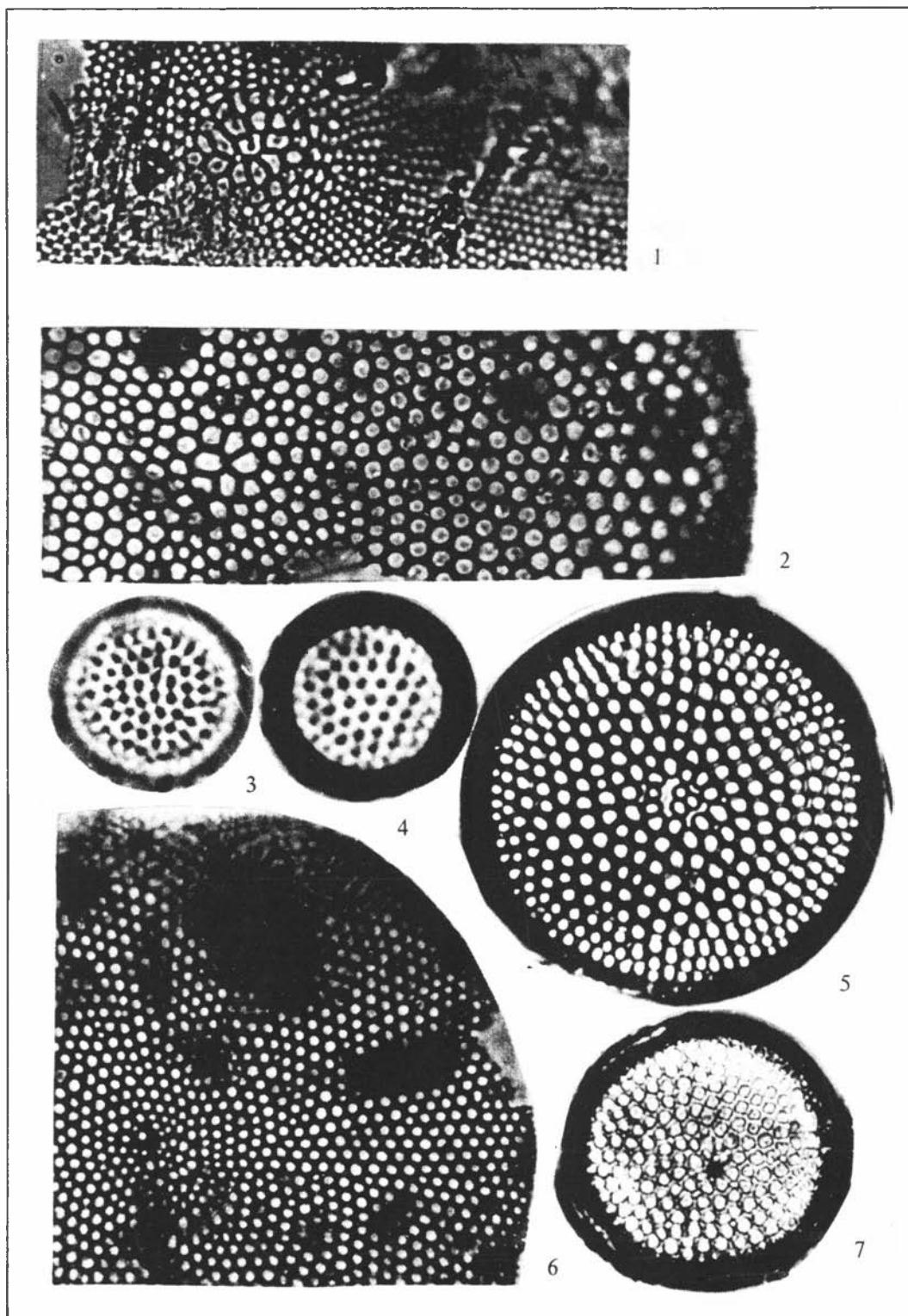


Таблица IV



Палеонтологическая и геохимическая характеристики верхнепалеоценового сапропеля Центрального Предкавказья¹

Состояние изученности проблемы

В нижнем палеогене Юга бывшего СССР (юг Русской платформы, Крымско-Кавказская область, Прикаспий, Средняя Азия) установлена серия сапропелей – прослоев, обогащенных в разной степени органическим веществом, синхронных на всей изученной территории и формировавшихся в аноксических или предположительно аноксических условиях [Музылов, 1989; Музылев, Беньямовский, Табачникова, 1989; Гаврилов, Музылев, 1991; Музылев, 1994а,б]. Таких интервалов сейчас известно пять: 1. верхний танет, 2. верхняя часть нижнего ипра, 3. средний лютет, 4. нижняя часть бартона, 5. нижний приабон. Аноксические осадки представляют собой темные (из-за обогащения органическим веществом) листоватые породы с многочисленными, как правило, рыбными остатками. Установлено, что их формирование синхронно эвстатическим трансгрессиям.

Самый интересный из изученных аноксических интервалов – позднетанетский. В виде сапропелевого пласта небольшой мощности (обычно до полуметра) он прослежен во всех регионах Юга бывшего СССР. Внутри сапропелевого пласта (в случае его полного стратиграфического объема) проходит граница между подзонами CP8a *Chiasmolithus bidens* и CP8b *Campylosphaera eodela* зоны CP8 *Discoaster multiradiatus* по наннопланктону. Такое удивительно ясное положение верхнетанетского сапропеля в наннопланктонной зональной шкале не оставляет сомнений и в отчетливой синхронности отвечающего ему аноксического события.

Геохимическое изучение верхнепалеоценового сапропеля разреза по р.Хеу Центрального Предкавказья [Гаврилов, Музылев, 1991] и разрезов многих других регионов Юга бывшего СССР [Гаврилов, Музылев, неопубликованные данные]

показало, что кроме обогащения органическим веществом для него характерны повышенные концентрации S, Ni, Co, Mo, Cu, Pb и других элементов при одновременном понижении содержания Mn, Ti, а также карбоната кальция. Биота сапропеля Центрального Предкавказья включает планктонные фораминиферы, наннопланктон, динофлагеллаты.

Выбор Центрального Предкавказья как объекта специального изучения верхнетанетского сапропеля не случаен. Во-первых, здесь находится разрез нижнепалеогеновых отложений по р. Хеу – лучший в пределах Юга бывшего СССР и один из лучших в мире. На протяжении всего раннего палеогена соответствующая часть Предкавказской акватории сохраняла относительную глубоководность и, как следствие, в разрезе по р.Хеу вскрыта строго непрерывная осадочная последовательность. Разносторонние характеристики (палеонтологическая, биостратиграфическая, литологическая, геохимическая, изотопная) верхнетанетского сапропеля разреза могут поэтому рассматриваться как эталонные при сравнении с одновозрастными сапропелевыми пластами других регионов.

Кроме того, Центральное Предкавказье интересно и по другим соображениям. В среднем-позднем палеоцене (зеландий–танет) примерно по долготе Минеральных Вод Предкавказская акватория по типу осадконакопления распадается на два существенно различных бассейна. Граница между ними была отчасти геоморфологической (Минераловодское поднятие), однако, в большей степени имела характер гидрологического и гидрохимического барьера (причины его возникновения пока неясны, но это уже отдельная проблема).

¹ Исследования осуществлены благодаря финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (грант 93-05-8876) и Международной ассоциации содействия сотрудничеству с учеными независимых государств бывшего Советского Союза (INTAS, проект № 93-2509).

Восточная часть Центрального Предкавказья располагается в основной системе палеогеновых бассейнов Юга бывшего СССР: оксический режим, преимущественно карбонатный тип осадконакопления, единичный аноксический эпизод на границе верхнетанетских наннопланктонных зон CP8a/CP8b. Западная же часть Центрального Предкавказья вместе с Западным Предкавказьем представляли в среднем–позднем палеоцене единый бассейн со слабоаноксическим режимом и терригенным типом седиментации: темноокрашенные глинисто-алевритовые породы свиты Горячего Ключа. Приблизительно в верхней трети свиты уже довольно давно известен маломощный пласт светлых мергелей. Исследованиями Н.Г. Музылева, В.Н. Беньямовского, С.И. Ступина (неопубликованные данные) установлено, что пласт формируют массовые наннопланктон и фораминиферы (планктонные и бентосные); этот горизонт соответствует зоне CP7 и основанию подзоны CP8a по наннопланктону и синхронен самой крупной из трансгрессий раннего палеогена, прекрасно выраженной на эвстатической кривой уровня моря

Б.Хака и др. [Наq et al., 1987]. Непосредственно на мергельный пласт ложатся такие же, как и подстилающие его, темные глины и алевриты. Но в самом основании (0,5–1 м) они сохраняют заметную карбонатность, содержат ассоциацию наннопланктона подзоны CP8b и комплекс фораминифер, состоящий исключительно из планктонных форм.

Из приведенных фактов следуют два основных вывода. Во-первых, в основании перекрывающей мергельный пласт толщи свиты Горячего Ключа присутствует аналог сапропеля более восточных регионов. Визуально он здесь, естественно, не выражен, поскольку лежит внутри толщи осадков, обогащенных органическим веществом, но палеонтологически (исключительно планктонный комплекс) и биостратиграфически он фиксируется вполне надежно. Во-вторых, аналог верхнетанетского сапропеля в Западной акватории представлен в неполном стратиграфическом объеме. Он начинается здесь с осадков подзоны CP8b, в то время как в более восточных регионах сапропель включает и отложения самой верхней части подзоны CP8a.

Изученные разрезы

В качестве таковых в Центральном Предкавказье выбраны два. Основной из них – по р. Хеу – расположен примерно в 15 км юго-восточнее г.Нальчика. Мощность сапропеля составляет здесь 0,4–0,45 м. Он залегает в верхней части так называемой нальчикской толщи (свиты). Ниже сапропеля толща представлена зеленовато-серыми и светло-зелеными мергелями и карбонатными глинами. Их карбонатность достигает 40% и более. На протяжении 3–5 м выше сапропеля осадки сохраняют примерно тот же облик, но затем их карбонатность заметно падает (менее 10%), и в них появляются прослой кремнистых пород. Выше и ниже него прослеживаются прослой, окрашенные менее интенсивно, чем сапропель, но выделяющиеся более темным цветом на фоне вмещающей толщи. Благодаря своей темной окраске, обусловленной повышенным содержанием органического вещества, сапропелевый прослой отчетливо выражен в разрезе. В то же время важно отметить трехчленное строение сапропеля. Наиболее темной (а интенсивность окраски в данном случае – прямое следствие обогащения S_{org}) является нижняя часть пласта, в средней части он постепенно светлеет, а в верхней – вновь темнеет, но уже не в такой степени, как в нижней (рис. 1). Сапропель содержит многочисленные рыбные остатки: чешуя (в основном), зубы, фрагменты скелетов.

В самом сапропелевом прослое и в непосредственно подстилающих и перекрывающих его глинах присутствуют бугорчато–почковидные стяже-

ния изометричной формы, покрытые мелкими кристалликами пирита. Внутри них сгустки мелкозернистого пирита перемежаются с выделениями барита. В нижней, наиболее обогащенной органическим веществом части пласта есть крупные (5–7 см) конкреции радиально-лучистого сульфидного минерала. Среди других включений в пласте отмечаются редкие небольшие (1–2 см) обломки древесины, по которым развиваются псевдоморфозы пирита. На темном фоне глин местами видны мелкие (несколько миллиметров) трубочки, заполненные зеленовато-серой глиной, а в верхней части слоя – линзовидные пятна, являющиеся следами зарывания организмов.

Этот же прослой обнажается в разрезе по р.Баксан в 30–40 км к северо-востоку от разреза по р.Хеу. Здесь на фоне зеленовато-серых глин сапропелевый пласт мощностью 0,35 м вполне отчетливо выделяется более темной окраской. В этом разрезе сапропель не разделяется на три части, хотя его текстура также неоднородна: нижний слой мощностью около 10 см наиболее интенсивно окрашен в коричневый цвет, кверху интенсивность окраски сильно ослабевает, в связи с чем верхняя граница сапропеля выражена нечетко. В породе встречаются мелкие стяжения пирита; фрагменты скелетов рыб, в отличие от разреза по р. Хеу, здесь не обнаружены. Во вмещающих отложениях видны многочисленные следы биотурбации осадка в виде линзочек, пятен различной конфигурации, выделяющихся более темной окраской.

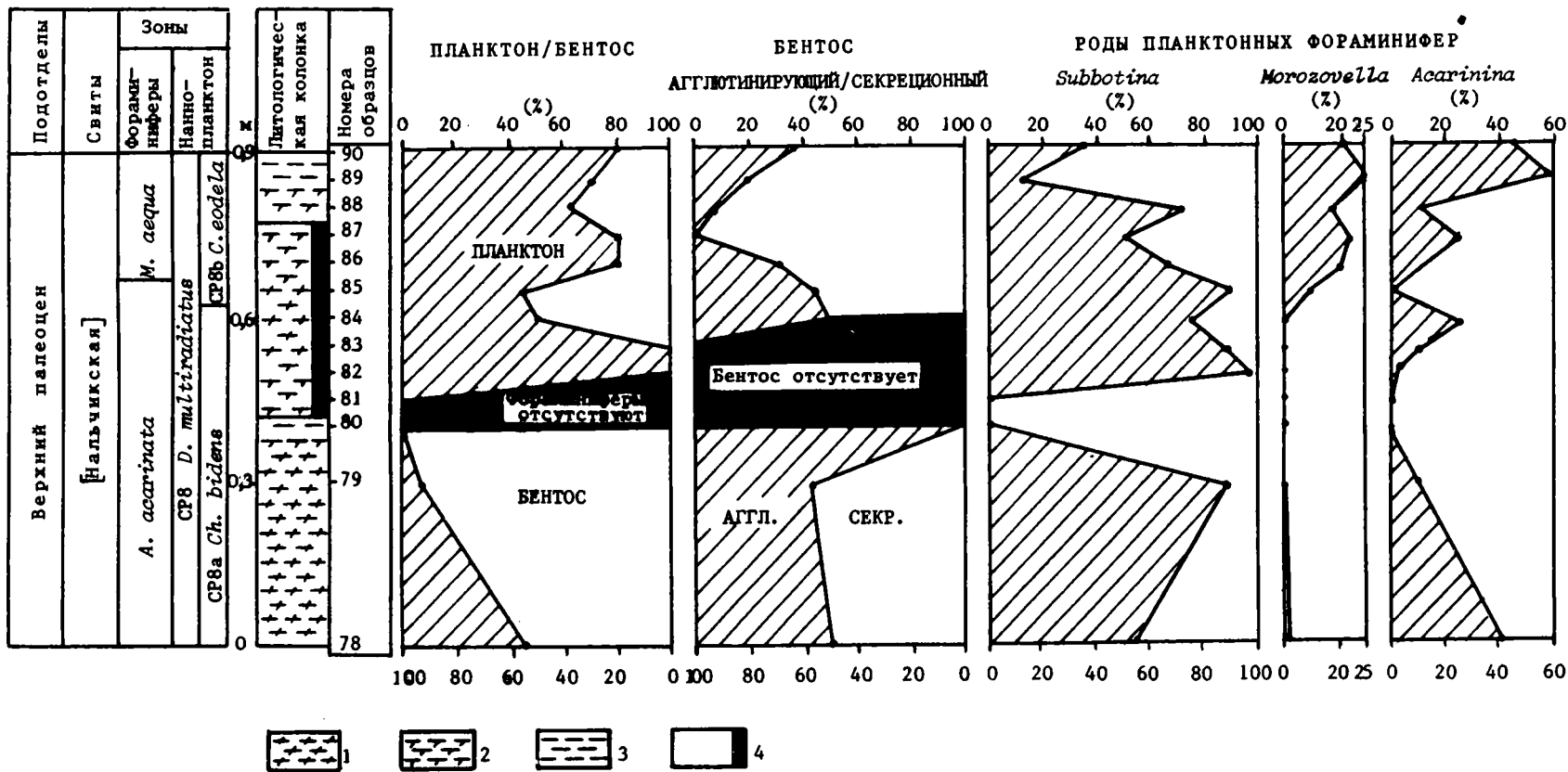


Рис. 1. Динамика изменения фораминиферовых сообществ в танетских отложениях разреза р.Хеу

Условные обозначения к рис. 1 – 5

1–3 - глины: 1- карбонатные, 2- слабокарбонатные, 3 - бескарбонатные;

4 - сапрпель

Результаты палеонтологического изучения.

Результаты исследования фораминифер представлены на рис. 1 и 2. Нижняя часть обоих разрезов (на уровне обр. 78–79 по р. Хеу и 3051–3053 по р. Баксан) охарактеризована разнообразным комплексом фораминифер зоны *Acarinina acarinata*. Здесь в значительном количестве присутствуют бентосные (секретионные и агглютинированные) и планктонные формы.

Выше в разрезе по р. Баксан, видимо, есть перерыв в осадконакоплении, отвечающий интервалу обр. 80–83 по р. Хеу. Он не выражен литологически, но предполагается, исходя из динамики развития фораминифер.

В бескарбонатных глинах, непосредственно подстилающих сапропелевый прослой (обр. 80–81) в разрезе по р. Хеу, фораминиферы отсутствуют. В нижней части сапропеля (обр. 82–83) встречены исключительно планктонные фораминиферы, раковины которых сдавлены и/или слабо растворены. Это, в основном, представители родов *Subbotina* и, в гораздо меньшей степени, *Acarinina*. Выше, в мергелистом прослое внутри сапропеля (обр. 84–85), приблизительно в равном процентном соотношении, но в меньшем количестве, встречены планктон и бентос. Последний представлен, в основном, видами *Lenticulina bullata* (Hantken), *L. trigonostena* Reuss, *L. whitei* Tjalsma et Lohman и др. Реже присутствуют *Cancris intentus* (N. Выкова), *Martinottiella* sp. и *Hippocrepinella* sp.

Именно с такой (или почти такой) ассоциации фораминифер начинается сапропель по р. Баксан (обр. 3054А). Аналоги же комплексов нижней части сапропеля разреза по р. Хеу на Баксане отсутствуют. Можно предположить, что в Баксанском разрезе сапропелевая последовательность неполна.

Еще выше в сапропеле разрезов по р. Хеу (обр. 86–87) и Баксан (обр. 3054Б–3054В) доминируют планктонные фораминиферы, причем заметную роль среди них начинают играть морозовеллы. Среди бентоса встречены представители рода *Lenticulina* (те же виды), а также единичные *Martinottiella* sp., *Spiroplectammia spectabilis* (Grzyb.), *Hippocrepinella* sp. и *Anomalinoidea danicus*

(Brotz.). В обоих разрезах ассоциация фораминифер непосредственно выше сапропелей близка к собственно сапропелевой, но затем очень быстро видовое разнообразие фораминифер восстанавливается (речь идет о самом основании надсапропелевой толщи).

Ассоциации наннопланктона разрезов Хеу и Баксан довольно близки, хотя наннопланктон первого отличается большим разнообразием и численностью (рис. 3,4). Основной фон в обоих разрезах составляют *Coccolithus eopelagicus*, разнообразные товениусы и принсиусы. В целом, это представительная ассоциация верхнепалеоценовой зоны CP8 *Discoaster multiradiatus*. При большом общем сходстве комплексов отчетливо проявляются различия в распределении наннопланктона по разрезам. В обоих случаях наиболее богатая ассоциация выявлена в карбонатных глинах, залегающих ниже сапропелевых прослоев. В бескарбонатных глинах, непосредственно подстилающих сапропель, и в нижней части собственно сапропелевого прослоя в разрезе по р. Хеу наннопланктон практически отсутствует за исключением редких экземпляров двух-трех видов. Новая вспышка развития наннопланктона в этом разрезе соответствует мергелистому прослою внутри сапропеля. Здесь же проходит граница подзон CP8a *Chiasmolithus bidens* и CP8b *Campylosphaera eodela*, отмеченная появлением *Rhomboaster cuspis*, *Campylosphaera eodela*, *Discoaster araneus* и *Transversopontis pulcher*.

Несколько иная ситуация – в осадочной последовательности по р. Баксан. Распределение наннопланктона здесь довольно равномерно. Общее сокращение численности наннофоссилий, но не столь резкое, как в разрезе по р. Хеу, отмечается в сапропелевом прослое. Граница между подзонами CP8a/CP8b совпадает с подошвой сапропеля, и это позволяет предполагать небольшой размыв в основании сапропелевого прослоя. Резкое уменьшение численности наннопланктона происходит лишь в перекрывающих бескарбонатных глинах, также относящихся к подзоне CP8b.

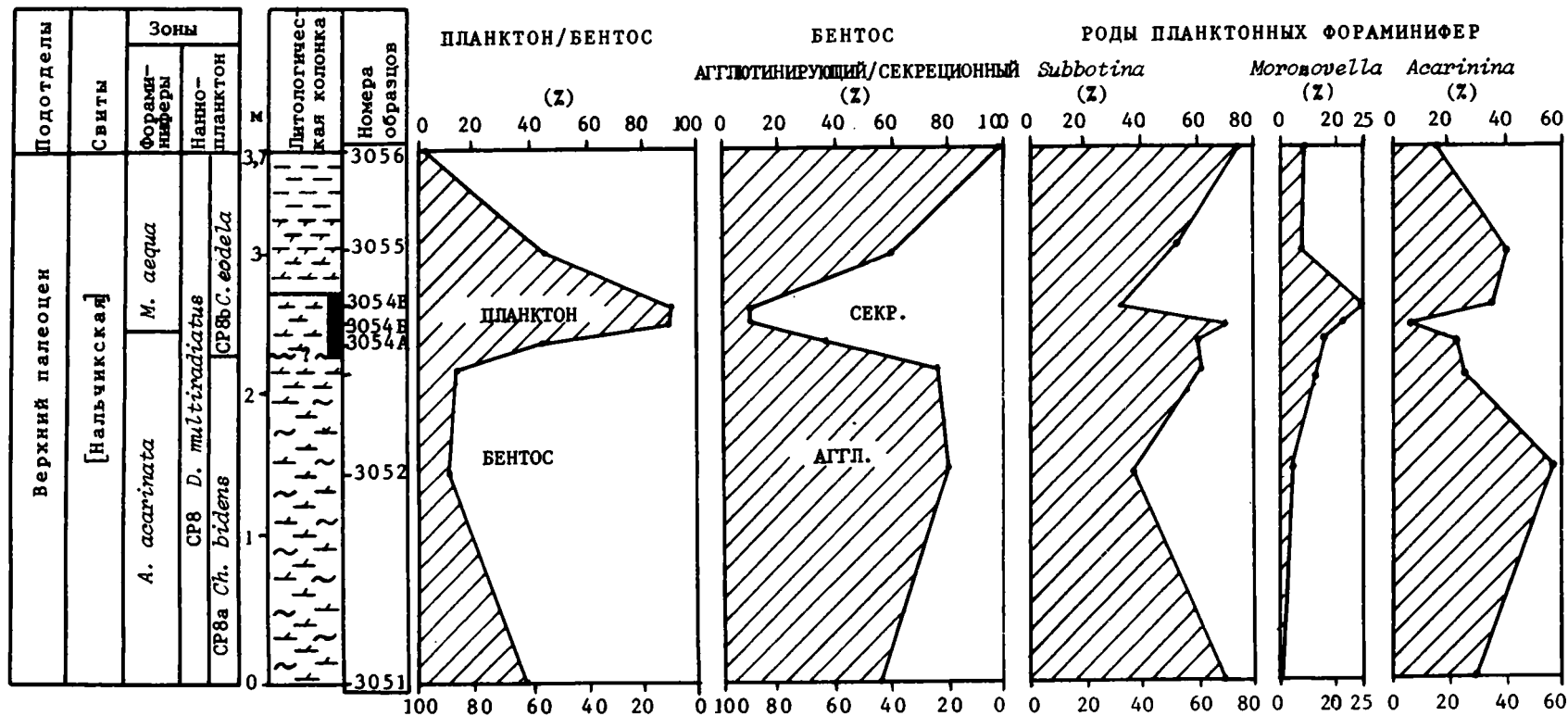


Рис. 2. Динамика изменения фораминиферовых сообществ в танетских отложениях разреза р. Баксан
Условные обозначения см. на рис. 1

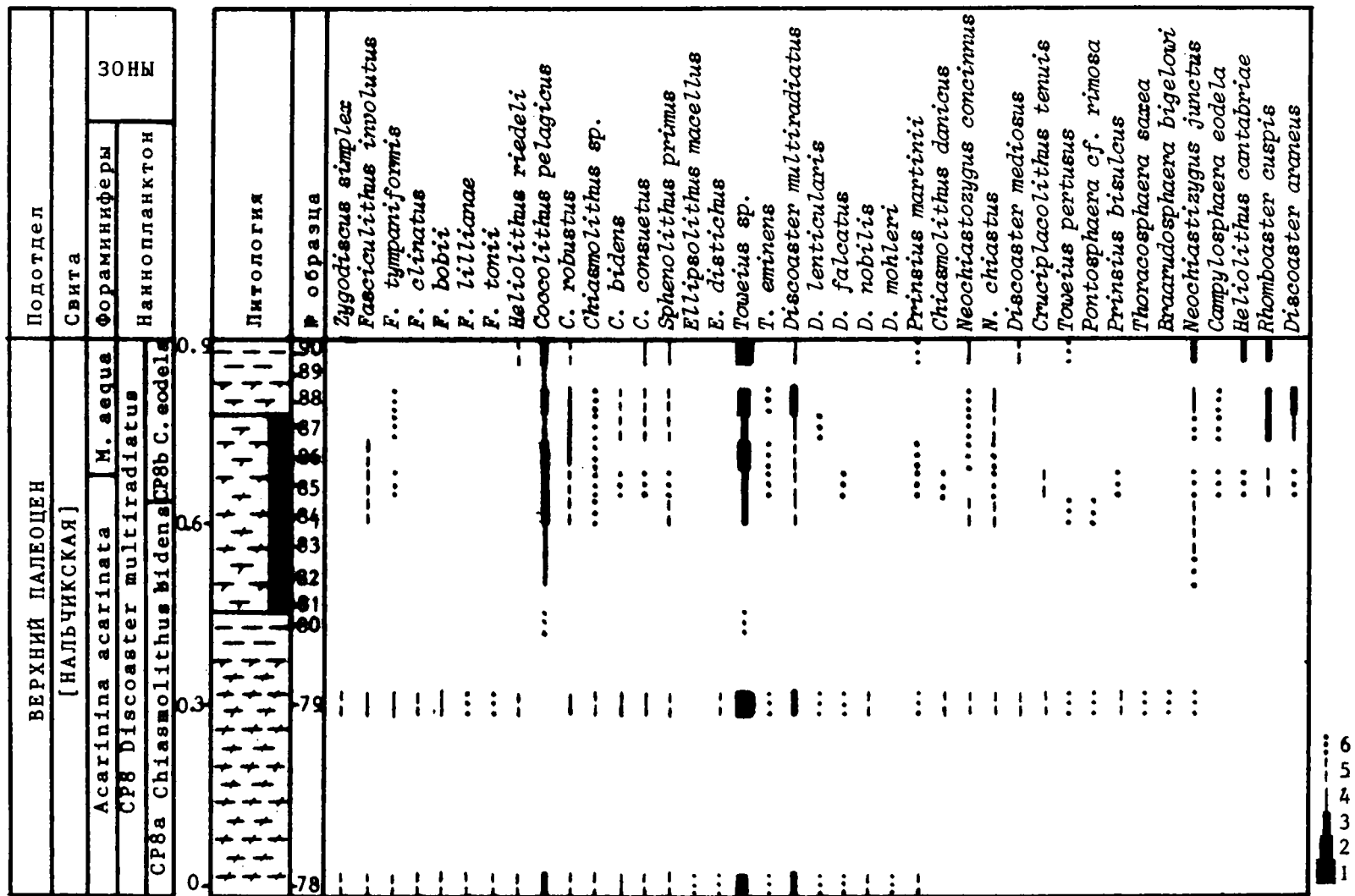


Рис. 3. Распределение наннопланктона в танетских отложениях разреза р.Хеу

Условные обозначения к рис.3 и 4

Численность видов наннопланктона: 1 - много, 2 - нередко, 3 - редко, 4 - единичные, 5 - несколько экземпляров в каждом ряду препарата, 6 - несколько экземпляров в препарате

Условные обозначения см. на рис. 1

БЕРХНИЙ ПАЛЕОЦЕН [МАЛЬЧИКСКАЯ]		Подотдел Свента	
Acarinina acarinata		M. aequa	зоны
CP8 Discoaster multiradiatus			
CP8a Chiasmolithus bidens	CP8b C. eodella		
0	3050	Discoaster multiradiatus
1	3051	D. mohleri
1	3051	Sphenolithus primus
1	3051	Towetus pertusus
1	3051	T. eminenens
1	3051	Towetus sp.
1	3051	Helolithus riedeli
1	3051	Chiasmolithus bidens
1	3051	Cruciplacolithus tenuis
1	3051	Fasciculolithus tympaniformis
1	3051	F. involutus
1	3051	F. schaubii
1	3051	Coccolithus pelagicus
1	3051	Prinsius martinii
1	3051	Fasciculolithus lillianaе
1	3051	F. alarii
1	3051	F. bobii
1	3051	Pontosphaera cf. rimosa
1	3051	Ellipsolithus macellus
1	3051	E. distichus
1	3051	Towetus tovae
1	3051	Coccolithus robustus
1	3051	Prinsius bisulcus
1	3051	Chiasmolithus consuetus
1	3051	Fasciculolithus clinatus
1	3051	Neochiastozygus distentus
1	3051	N. junctus
1	3051	Discoaster nobilis
1	3051	Rhombaster cuspis
1	3051	Thoracosphaera sarea
1	3051	Zygodiscus plectopons
1	3051	Campylosphaera eodella
1	3051	Transversopontis pulcher
2	3052	Discoaster multiradiatus
2	3052	D. mohleri
2	3052	Sphenolithus primus
2	3052	Towetus pertusus
2	3052	T. eminenens
2	3052	Towetus sp.
2	3052	Helolithus riedeli
2	3052	Chiasmolithus bidens
2	3052	Cruciplacolithus tenuis
2	3052	Fasciculolithus tympaniformis
2	3052	F. involutus
2	3052	F. schaubii
2	3052	Coccolithus pelagicus
2	3052	Prinsius martinii
2	3052	Fasciculolithus lillianaе
2	3052	F. alarii
2	3052	F. bobii
2	3052	Pontosphaera cf. rimosa
2	3052	Ellipsolithus macellus
2	3052	E. distichus
2	3052	Towetus tovae
2	3052	Coccolithus robustus
2	3052	Prinsius bisulcus
2	3052	Chiasmolithus consuetus
2	3052	Fasciculolithus clinatus
2	3052	Neochiastozygus distentus
2	3052	N. junctus
2	3052	Discoaster nobilis
2	3052	Rhombaster cuspis
2	3052	Thoracosphaera sarea
2	3052	Zygodiscus plectopons
2	3052	Campylosphaera eodella
2	3052	Transversopontis pulcher
3	3053	Discoaster multiradiatus
3	3053	D. mohleri
3	3053	Sphenolithus primus
3	3053	Towetus pertusus
3	3053	T. eminenens
3	3053	Towetus sp.
3	3053	Helolithus riedeli
3	3053	Chiasmolithus bidens
3	3053	Cruciplacolithus tenuis
3	3053	Fasciculolithus tympaniformis
3	3053	F. involutus
3	3053	F. schaubii
3	3053	Coccolithus pelagicus
3	3053	Prinsius martinii
3	3053	Fasciculolithus lillianaе
3	3053	F. alarii
3	3053	F. bobii
3	3053	Pontosphaera cf. rimosa
3	3053	Ellipsolithus macellus
3	3053	E. distichus
3	3053	Towetus tovae
3	3053	Coccolithus robustus
3	3053	Prinsius bisulcus
3	3053	Chiasmolithus consuetus
3	3053	Fasciculolithus clinatus
3	3053	Neochiastozygus distentus
3	3053	N. junctus
3	3053	Discoaster nobilis
3	3053	Rhombaster cuspis
3	3053	Thoracosphaera sarea
3	3053	Zygodiscus plectopons
3	3053	Campylosphaera eodella
3	3053	Transversopontis pulcher
3	3054/В	Discoaster multiradiatus
3	3054/В	D. mohleri
3	3054/В	Sphenolithus primus
3	3054/В	Towetus pertusus
3	3054/В	T. eminenens
3	3054/В	Towetus sp.
3	3054/В	Helolithus riedeli
3	3054/В	Chiasmolithus bidens
3	3054/В	Cruciplacolithus tenuis
3	3054/В	Fasciculolithus tympaniformis
3	3054/В	F. involutus
3	3054/В	F. schaubii
3	3054/В	Coccolithus pelagicus
3	3054/В	Prinsius martinii
3	3054/В	Fasciculolithus lillianaе
3	3054/В	F. alarii
3	3054/В	F. bobii
3	3054/В	Pontosphaera cf. rimosa
3	3054/В	Ellipsolithus macellus
3	3054/В	E. distichus
3	3054/В	Towetus tovae
3	3054/В	Coccolithus robustus
3	3054/В	Prinsius bisulcus
3	3054/В	Chiasmolithus consuetus
3	3054/В	Fasciculolithus clinatus
3	3054/В	Neochiastozygus distentus
3	3054/В	N. junctus
3	3054/В	Discoaster nobilis
3	3054/В	Rhombaster cuspis
3	3054/В	Thoracosphaera sarea
3	3054/В	Zygodiscus plectopons
3	3054/В	Campylosphaera eodella
3	3054/В	Transversopontis pulcher
3	3054/Б	Discoaster multiradiatus
3	3054/Б	D. mohleri
3	3054/Б	Sphenolithus primus
3	3054/Б	Towetus pertusus
3	3054/Б	T. eminenens
3	3054/Б	Towetus sp.
3	3054/Б	Helolithus riedeli
3	3054/Б	Chiasmolithus bidens
3	3054/Б	Cruciplacolithus tenuis
3	3054/Б	Fasciculolithus tympaniformis
3	3054/Б	F. involutus
3	3054/Б	F. schaubii
3	3054/Б	Coccolithus pelagicus
3	3054/Б	Prinsius martinii
3	3054/Б	Fasciculolithus lillianaе
3	3054/Б	F. alarii
3	3054/Б	F. bobii
3	3054/Б	Pontosphaera cf. rimosa
3	3054/Б	Ellipsolithus macellus
3	3054/Б	E. distichus
3	3054/Б	Towetus tovae
3	3054/Б	Coccolithus robustus
3	3054/Б	Prinsius bisulcus
3	3054/Б	Chiasmolithus consuetus
3	3054/Б	Fasciculolithus clinatus
3	3054/Б	Neochiastozygus distentus
3	3054/Б	N. junctus
3	3054/Б	Discoaster nobilis
3	3054/Б	Rhombaster cuspis
3	3054/Б	Thoracosphaera sarea
3	3054/Б	Zygodiscus plectopons
3	3054/Б	Campylosphaera eodella
3	3054/Б	Transversopontis pulcher

Рис. 4. Распределение наннопланктона в танетских отложениях разреза р. Баксан
Условные обозначения см. на рис. 1 и 3

Результаты геохимического изучения

Геохимическая характеристика отложений верхнетанетского сапропеля определяется, в первую очередь, степенью обогащенности их органическим веществом (ОВ), и в этом отношении различия между прослоями разрезов по рекам Хеу и Баксан существенны: если в первом случае содержание ОВ в породе достигает 7–8% и более [Гаврилов, Музылев, 1991], то во втором - не превышает 1,2% (рис.5). Характерно поведение другого порообразующего компонента – CaCO_3 . В разрезе по р. Хеу прослеживается отчетливая обратная зависимость между содержанием в породе ОВ и CaCO_3 (рис.5). Менее отчетливо эта тенденция выражена по р.Баксан: если увеличение количества $\text{C}_{\text{орг}}$ в нижней части пласта заметным образом не сказывается

на поведении CaCO_3 , то выше – на фоне снижения содержания $\text{C}_{\text{орг}}$ наблюдается отчетливое увеличение количества CaCO_3 , которое за пределами пласта снижается до фоновых значений.

Ранее отмечалось [Гаврилов, Музылев, 1991], что для обогащенного ОВ прослоя по р. Хеу характерно повышенное содержание многих элементов – Fe, P, V, Cr, Cu, Mo и пр. В общем, та же картина увеличения содержания большинства перечисленных элементов наблюдается и в прослое по р. Баксан, но степень их концентрации здесь гораздо ниже.

Одновременно установлено и понижение содержания таких элементов как Mn и Ti, сравнительно с фоновыми.

Дискуссия

Изучено два разреза верхнепалеоценового сапропеля Центрального Предкавказья - по рекам Хеу и Баксан. Установлено резкое различие сапропелевых и несапропелевых ассоциаций фораминифер. В сапропеле (в обоих разрезах) резко преобладают планктонные формы, а бентос представлен в основном лентикулинами, которые способны выдерживать значительное понижение содержания кислорода. Такие комплексы свидетельствуют об аноксических (сероводородных) условиях в придонных слоях палеобассейнов.

Поскольку наннопланктон не имеет бентосных форм, он не является таким чувствительным индикатором аноксических обстановок, как бентосные фораминиферы. Но хотелось бы подчеркнуть два вывода, следующие из его изучения в разрезах по рекам Хеу и Баксан.

В наиболее полном разрезе (по р. Хеу) к середине сапропеля (мергельной его части) приурочено появление первых типично палеогеновых мелководных видов (трансверсопонтисы, ромбоастеры). Это обстоятельство уже было отмечено ранее и для других разрезов, содержащих верхнетанетский сапропель Юга бывшего СССР [Музылев, 1994а,б и др.].

Затем, очевидно, что сапропель разреза по р.Баксан представлен не в полном стратиграфическом объеме: он начинается с осадков подзоны SP8b (то есть с появления мелководных видов, к которым относится и маркирующая форма этой подзоны – *Rhombaster cuspis*). Данные по фораминиферам также подтверждают наличие небольшого перерыва, хотя не прямым (биостратиграфическим) путем, а косвенным (сравнительным анализом динамики развития сапропелевых ассоциаций в обоих разрезах).

Обсуждая геохимические характеристики сапропеля, надо обратить особое внимание на поведение в обогащенных ОВ прослоях Mn и Mo, так как существуют представления о том, что пониженное содержание Mn при одновременно достаточно высоких концентрациях Mo в определенных условиях могут свидетельствовать о существовании сероводородного заражения наддонных вод в бассейне [Емельянов и др., 1982; Холодов, Недумов, 1991]. Такая картина возникает вследствие того, что Mn в сероводородной среде находится в растворенной форме и осаждение его затруднено, в то время как Mo, напротив, аккумулируется в нерастворимой сульфидной форме и обогащает осадки.

Характер распределения Mn и Mo в породах сапропелевого горизонта по р. Хеу, вероятно, свидетельствует в пользу существования аноксических обстановок в тех участках водоема, где происходило накопление осадков этого типа. В то же время в прослое из разреза по р. Баксан нет заметного уменьшения содержания в породах Mn, и происходит очень слабое увеличение содержания Mo, что может говорить об отсутствии в этой части акватории заметного сероводородного заражения наддонных вод (хотя в самих осадках обстановка была явно восстановительная). Это предположение хорошо согласуется с данными по распространению в сапропелевых прослоях фораминифер.

Наконец, следует остановиться еще на одном вопросе: неполнота сапропелевой последовательности в разрезе по р. Баксан – случайность или закономерность? Для его решения необходимо учесть следующие факты.

Во-первых, как уже говорилось в начале статьи, в пределах Предкавказья аналоги сапропеля за-

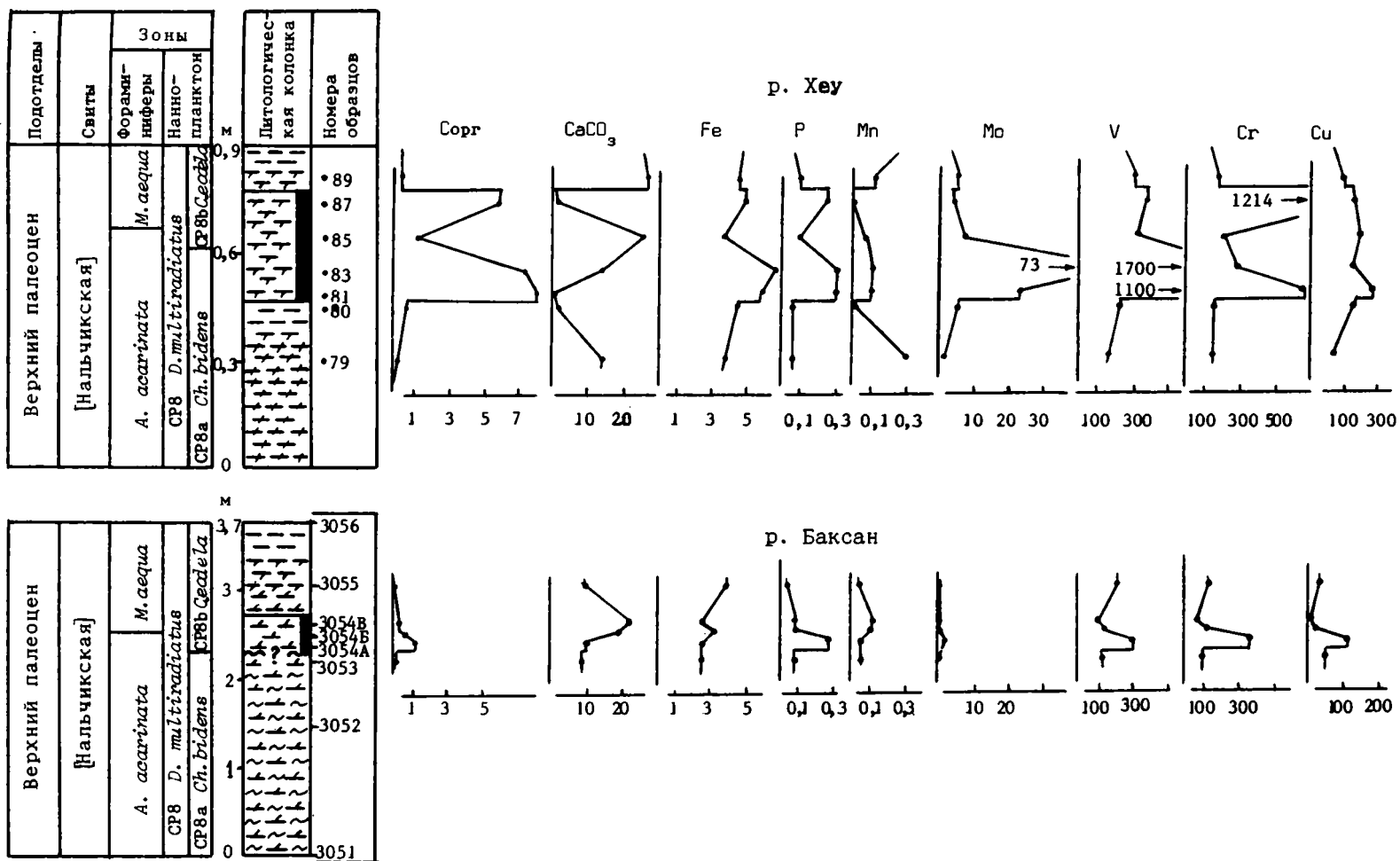


Рис.5. Содержание органического вещества, карбоната кальция и некоторых химических элементов в танетских отложениях разрезов рек Хеу и Баксан
 Сорг, CaCO₃, Fe, P, Mn – в %; Mo, V, Cr, Cu – в 10⁴%
 Условные обозначения см. на рис 1

паднее разреза по р. Баксан представлены в том же неполном объеме. То есть это явление не локально, а, по меньшей мере, регионально.

Во-вторых, при трехчленном делении сапропеля по р. Хеу, к его средней (по сути несaproпелевой или слабосaproпелевой) части приурочено появление первых палеогеновых мелководных видов наннопланктона. Таким образом, очевидна относительная регрессивность средней части сапропеля по отношению к нижней.

В-третьих, трехчленное деление сапропеля по р. Хеу – не исключение. Точно такая же закономерность установлена и для сапропеля разреза Курпай Таджикской депрессии (неопубликованные данные Н.Г. Музылева и Г.Х. Салибаева). Нижняя и верхняя части разреза представлены прослоями горючих сланцев. Они не содержат ни фораминифер, ни наннопланктона, но это возможный результат диагенетических процессов. Средняя часть – обычные слабокарбонатные глины, в которых присутствуют те же мелководные виды наннопланктона, что и в разрезе по р. Хеу.

В-четвертых, на кривой эвстатических колебаний Б. Хака и др. [Haq et al., 1987] интервал, соответствующий средней части зоны СР8, представлен не единой трансгрессией, а двумя трансгрессивными импульсами, разделенными регрессией.

В виде рабочей гипотезы можно допустить, что позднетанетское сапропелеобразование Юга бывшего СССР (и, возможно, других регионов мира) не было одноактным событием. В начале произошла кратковременная трансгрессия, во время которой сформировались осадки

нижней части сапропеля (верхняя часть подзоны СР8а). Затем (пограничные отложения подзона СР8а/СР8b) – столь же кратковременная регрессия: появление мелководных видов, прекращение или ослабление сапропелеобразования. После этого (нижняя часть подзоны СР8b) – еще более мощный, чем первый трансгрессивный импульс, и новый эпизод формирования осадков, обогащенных ОВ.

Наконец, завершая статью, хотелось бы обратить внимание на обстоятельство, связанное с условиями образования верхнетанетского сапропеля.

Сравнительный анализ результатов палеонтологического и геохимического изучения сапропелевого пласта двух разрезов Центрального Предкавказья показывает, что механизм аккумуляции в них обогащенных ОВ осадков, по-видимому, несколько различался. Широкая географическая протяженность сапропелевого прослоя (практически по всему эпиконтинентальному обрамлению Тетиса, включая бассейны Юга бывшего СССР) позволяет допускать различные варианты образования сапропеля в зависимости от гидрологических, гидрохимических, геоморфологических особенностей каждого отдельного участка бассейна. Сами причины возникновения аноксических условий одновременно на огромных акваториях еще неясны, хотя уже очевидна синхронность сапропеленакопления и обогащения вод Мирового океана тяжелым изотопом углерода ^{13}C [Щербинина, Музылев, в печати]. Выявление механизмов возможной связи этих событий – задача последующих исследований.

Литература

Гаврилов Ю.О., Музылев Н.Г. К геохимии сапропелитовых прослоев в палеогеновых отложениях Центрального Кавказа // Литология и полезные ископаемые. 1991. № 6. С. 84–98.

Емельянов Е.М., Лисицын А.П., Тримолис Э.С., Шимкус К.М. и др. Геохимия позднекайнозойских отложений Черного моря. М.: Наука. 1982. 242 стр.

Музылев Н.Г. Аноксические события палеоцена–среднего эоцена // Экосистемные перестройки и эволюция биосферы. Вып. 1. М.: Наука. 1994а. С. 160–165.

Музылев Н.Г. Последовательность геологических событий в раннем палеогене Перитетиса // Тез. 1-го Междунар. симпозиума "Биостратиграфия нефтегазоносных бассейнов. СПб, 1994б. С. 67–68.

Музылев Н.Г., Беньямовский В.Н., Табачникова И.П. Сапропелевые прослои в нижнепалеогеновых отложениях Юга СССР // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1989. № 1. С. 117–119.

Холодов В.Н., Недумов Р.И. О геохимических критериях появления сероводородного заражения в водах древних водоемов // Изв. АН СССР. Сер. геол., 1991. № 12. С. 74–82.

Haq В.У., Hardenbol J., Vail P.R. Chronology of fluctuation sea level since the triassic // Science. 1987. V. 235, № 4793. P. 1156–1166.

Muzyllov N.G. Upper Paleocene – upper Lower Eocene sapropels of South of the USSR // Abstr. 28th Intern. Geol. Congress. Washington, 1989. V. 2. P. 486.

N.G. Myzylöv, V.N. Benjamovsky, Yu.O. Gavrilov, E.A. Shcherbinina, S.I. Stupin

**Paleontological and Geochemical Features of the Central Caucasian
Upper Paleocene Sapropel**

In Lower Paleocene of the Former USSR South the thin sediment layer enriched with organic matter is observed. The boundary between CP8a and C8b is settled within it so there are no doubts in this layer synchronicity all over the area studied. Two sections: by river Kheu and river Baksan are discussed in the article.

In the section of Kheu the sapropel layer thickness is about 0,4–0,45 m. In limits of the sapropel the color intensity change may be noticed. The lowest sapropel part is darkest, higher its colour is becoming lighter and in upper part the layer of rather light sediment is observed.

In the section of Baksan located in 35 km to the north-east from Kheu section the sapropel layer of 0,35 m thickness is not separated into two parts although its texture is heterogeneous too.

Both sections lower part contains the diversified foraminifera assemblage of *Acarinina acarinata* Zone. Benthic and planctonic specimens are found here in a considerable amount.

In Baksan section the hiatus at the base of the sapropel layer seems to take place. This hiatus is not lithologically manifested but is determined very well on foraminifera associations evolution. In the lower sapropel part exclusively planctonic foraminifera (*Subbotinidae* and *Ararininae*) with slightly dissolved and constrained are found. Upsection in the marl layer within the sapropel, in equal per cent relation approximately, but in less amount, both plancton and benthos, predominantly *Lenticulina* resistant to the oxygen content decrease are observed. In both sections in the sapropel layer upper part planctonic foraminifera (mainly *Morozovella*) predominate.

In the very upper part of Baksan section (Kheu section lacks this interval) the very unusual foraminifera assemblage represented by mainly agglutinated specimens is determined. Both planctonic and benthic secretion foraminifera are represented by single specimens.

Nannoplankton assemblages of the Kheu and Baksan sections are very close. The most abundant

association in both cases is revealed in carbonate clays lower than sapropel layer. A carbonate clays underbedding the sapropel and sapropel layer lower part practically lack nannoplankton excluding two-three species specimens. New highlight of nannoplankton corresponds to the marl layer within the sapropel. Here the Subzones CP8a *Chiasmolithus bidens* and CP8b *Campylosphaera eodola* boundary passes. In Baksan section the subzones CP8a–CP8b boundary coincides with the sapropel foot and so confirms the small hiatus presence at the base of sapropel.

Content of organic matter in Kheu section sapropel is up to 7–8% and that in Baksan section is about 1,2%. Organic C content increase in sediment is accompanied by Ca CO₃ decrease and vice versa. For sapropel layer the increased content of many elements – Fe, P, V, Cr, Ni, Co, Cu, Pb, Mo Ag – is typical.

Features of Mn and Mo distribution in sapropel horizon sediments in Kheu section probably testify to the anoxic environments existence in that water area parts where sediments of this type accumulated. At the same time there is not any noticeable Mn content decrease and very weak Mo content increases in Baksan sapropel layer. That may testify to the sulfur–hydrogen contamination lacking in this part of water area. The last suggestion coordinates very well with data on benthic and planctonic microfossils distribution in sapropel layers.

Comparative analysis of geochemical and micropaleontological study of the sapropel testify to anoxic conditions of its generation although the ways of enriched with OM sediments accumulation was a little different probably. Wide geographical distribution of the sapropel layer allows to suggest that in connection with hydrodynamic features in every part of basin the different ways of sapropel generation are possible. Causes of anoxic conditions generation all over wide water area are still unclear although the connection between sapropel accumulation and World Ocean waters enrichment with carbon heavy isotope C13 is obvious already.

Вспышки эруптивной деятельности в раннем палеогене Восточного Перитетиса и их возможное влияние на морскую микробиоту¹

В течение многих лет автор статьи занимается изучением палеогена Восточного Перитетиса (Крымско-Кавказская область, Средняя Азия и смежные регионы) с точки зрения зональной стратиграфии по наннопланктону и реконструкции на ее основе последовательности основных геологических событий.

В статье сделана попытка установить главные интервалы раннепалеогенового пеплонакопления в Восточном Перитетисе и выявить их предположительные связи с изменениями в микробиотах. Нужно подчеркнуть, что собственно пеплы очень редки в палеогене рассматриваемых регионов: обычно приходится иметь дело с продуктами их изменения – бентонитами.

В палеоцене-эоцене система акваторий Восточного Перитетиса по типу осадконакопления делилась на две части: южную (Крым, Закавказье, Предкавказье, Калмыкия и юг Волгоградского Поволжья, Мангышлак, южная часть Прикаспия и Устьурта, Средняя Азия) с преимущественно карбонатным или карбонатно-терригенным типом осадконакопления (карбонатная составляющая определялась, в основном, наннопланктоном и фораминиферами) и северную (Днепровско-Донецкая впадина, Воронежская антеклиза, Средний Дон, Среднее Поволжье, север Прикаспия), отличавшуюся преимущественно терригенным или кремнисто-терригенным типом седиментации, где кремнистая составляющая была органогенной (диатомей, радиолярии, спикулы губок) или криптогенной (опоково-трепеловой). В обеих частях системы акваторий осадконакопление в палеоцене-эоцене было почти исключительно окисческим и лишь изредка прерывалось эпизодами и периодами аноксии.

Деление эпиконтинентальных акваторий палеоценового-эоценового Восточного Перитетиса на южную и северную части очень относительно, граница между ними постоянно мигрировала. В условных пределах южной области всегда были акватории с почти чисто терригенным типом осад-

конакопления или с карбонатным, но определявшимся продуктивностью не микроорганизмов, а макрофауны (моллюски и пр.).

Поскольку в статье первостепенное внимание уделяется точной фиксации эруптивных событий в зональной шкале по наннопланктону, ниже будут анализироваться данные, главным образом, только по южной области, основу биоты которой составляли карбонатные микроорганизмы. Именно здесь зональная шкала по наннопланктону применяется наиболее эффективно. Роль кремневых микроорганизмов в седиментации в южной области была исчезающе мала.

Правда, такой крупный регион, как Закавказье, также входящий в южную часть акватории, в статье не рассматривается: вулканическая активность Малого Кавказа проявлялась в течение всего палеоцена-эоцена, и, соответственно, примесь пирокластического материала была свойственна в той или иной степени нижнепалеогеновым осадкам всего Закавказского региона. В то же время, в работе используются данные (литературные и собственные) по некоторым регионам и стратиграфическим интервалам с терригенным типом осадконакопления: танет-ипр Средней Волги – Волгоградского и Саратовского Поволжья – Среднего Дона; приабон Средней Азии. В первом случае наннопланктон в осадках отсутствует, но их зональная принадлежность определялась, исходя из корреляции на событийной основе (аноксические события, эвстатические колебания) с регионами, где эти события уверенно датируются по наннопланктону. Этот же подход, плюс данные по наннопланктону из перекрывающих толщ, использован при установлении зональной принадлежности нижнеприабонских отложений Средней Азии.

В дании-зеландии (нижний-средний палеоцен) достоверных следов эруптивной деятельности не установлено. В танете-приабоне (верхний палеоцен-верхний эоцен) выявлено семь эруптивных событий (рисунок).

¹ Исследования осуществлены благодаря поддержке Международного научного фонда (грант МН-5300) и Международной ассоциации содействия сотрудничеству с учеными независимых государств бывшего Советского Союза (INTAS, грант 93-2509)

1. *Верхний танет*. В бассейне Среднего Дона и Средней Волги в терригенных глинисто-песчанисто-кремнистых осадках вешенской, суровикинской и пролейской свит Е.Ф. Ахлестиной и В.И. Курлаевым [1988] описаны многочисленные прослои, содержащие частицы пепла и вулканического стекла (от легкой примеси до 50 и более процентов от объема породы) различной мощности. Большинство специалистов относит сейчас этот интервал к верхней части верхнего палеоцена. Интервал располагается выше темноцветных осадков камышинской свиты и их аналогов, являющихся полным эквивалентом верхнетанетского сапропеля более южных регионов. Стратиграфическое положение последнего устанавливается с очень высокой точностью – пограничные отложения между подзонами CP8a *Campylosphaera eodola* и CP8b *Chiasmolithus bidens* зоны CP8 *Discoaster multiradiatus* по наннопланктону [Музылев, 1994]. Следовательно, пеплы перечисленных свит соответствуют осадкам подзоны CP8b. Учитывая, что отложения верхней части последней на всей территории Юга бывшего СССР размыты, стратиграфическое положение верхнетанетского интервала пеплонакопления становится еще более определенным.

2. *Нижний ипр*. Бентонитовый прослой мощностью первые дециметры фиксируется во многих разрезах Таджикистана и смежных регионов Узбекистана [Олейник, 1976; Давидзон, Крейденков, Салибаев, 1982 и др.]. Во всех случаях он связан с основанием верхней (карбонатной) пачки сузакской свиты (основание байминских слоев гиварского горизонта). При изучении наннопланктона из серии разрезов Таджикской депрессии и смежных регионов установлено, что этот интервал приурочен к подзоне CP9b *Discoaster binodosus*. С высокой степенью вероятности можно предполагать синхронность этому интервалу пеплосодержащих осадков хватовских слоев Саратовского Поволжья [Ахлестина, Курлаев, 1988].

3. *Верхний ипр*. Бентонитовый прослой (или прослой) мощностью также первые дециметры прослежен в алайской свите тех же регионов, что и предыдущие [Олейник, 1976 и др.], а также в средней части карашорской свиты Северной Туркмении. По наннопланктону бентониты коррелируются с осадками верхней части зоны CP10 *Tribrachiatus orthostylus* и зоны CP11 *Discoaster lodoensis*. Нет сомнений в том, что такой же возраст имеют пеплы вершаутских слоев Саратовского Поволжья [Ахлестина, Курлаев, 1988].

Лютет-бартон насыщен эруптивными событиями. В Туркмении, например, практически по всему этому интервалу прослеживаются бентонитовые прослои. Тем не менее здесь можно наметить, по крайней мере, три интервала сгущения прослоев,

которые отвечают одновозрастным интервалам с пеплами/бентонитами в регионах, где лютетское-бартонское пеплонакопление не было непрерывным.

4. *Нижний лютет*. Бентониты этого возраста прослежены в Туркмении – сгущение прослоев в нижней части обойской свиты Западного Копетдага; в Предкавказье – основание черкесской свиты. Мощность прослоев бентонитов незначительна: от первых сантиметров до дециметра. По наннопланктону бентонитосодержащие осадки коррелируются с подзоной CP12b *Rhabdosphaera inflata* – нижней частью подзоны CP13a *Discoaster strictus*.

5. *Средний лютет*. Бентониты описаны в Таджикской депрессии – средняя часть туркестанских слоев [Давидзон, Крейденков, Салибаев, 1982]; в Северной Туркмении – ильялинская свита; на Устюрте к этому же интервалу приурочено второе сгущение прослоев бентонитов в верхней части обойской свиты Западного Копетдага; в Восточном Предкавказье – средняя часть свиты зеленых мергелей Дагестана. Мощность прослоев – от первых сантиметров до первых дециметров. По наннопланктону интервал относится в целом к подзоне CP13b *Chiasmolithus gigas*.

6. *Средний бартон*. Многочисленные бентонитовые прослои известны в кумской свите (в основном в ее нижней и средней частях) Крыма и Кавказа; эзетской и куртышской свитах Туркмении, одновозрастных отложениях Устюрта. Мощность прослоев – до первых дециметров. Промышленные залежи бентонитов (мощностью в несколько метров) описаны в огланлинской свите Большого Балхана. По наннопланктону они сопоставляются с верхней частью подзоны CP14a *Discoaster bifax* – нижней половиной подзоны CP14b *Discoaster saipanensis*.

7. *Средний приабон*. Среднеприабонские бентониты (один или несколько маломощных прослоев) описаны в исфаринской свите Узбекистана и Таджикистана. В Туркмении (Западный Копетдаг) им, возможно, отвечает пласт восковидных глин с рыбными остатками [Сукачева, Шахова, Захарова, 1961]. Стратиграфически бентониты коррелируются с нижней частью подзоны CP15b *Isthmlithus recurvus*.

Прежде чем перейти к основной цели статьи – установление возможной связи эруптивных и биотических событий, хотелось бы кратко остановиться на соотношении первых из них с некоторыми другими глобальными и субглобальными абиотическими событиями, известными к настоящему времени.

Во-первых, это очевидная синхронность эпизодов интенсивного пеплонакопления эвстатическим трансгрессиям [Музылев, 1994]. Вряд ли есть прямая причинно-следственная связь между этими

явлениями, речь может идти скорее о двух независимых, но синхронных следствиях какой-то одной причины.

Во-вторых, что также очевидно, в большинстве случаев, сонахождение пеплов и аноксических осадков. Слабая, но тем не менее реальная асинхронность между аноксическим и эруптивным событиями выявлена для региона Среднего Дона и Средней Волги: первое непосредственно предшествует второму. Аноксические осадки не установлены также в нижнем ипре и нижнем лютете. Остальные интервалы пеплонакопления коррелируются с осадками, обогащенными органическим веществом. Каузальная связь между пеплопадами и аноксией сомнительна, по крайней мере, на "макроуровне": накопление аноксических осадков приходится в основном на периоды эвстатических трансгрессий и, следовательно, вновь возможна синхронизация двух независимых событий.

Но на "микроуровне" генетическая связь между пеплопадами и аноксией, вероятно, существует, и здесь мы переходим уже к обсуждению возможного влияния эруптивных событий на биоту. Она доказывается на примере верхнебартонских осадков Устюрта в разрезе южнее м. Актумсук (западное побережье Аральского моря). Осадки представлены толщей кремневых легких и пористых мергелей, обогащенных органическим веществом. Они являются аналогом кумской свиты Крыма и Кавказа. Толща содержит несколько тонких (первые сантиметры) прослоев светлых пеплов/бентонитов, причем в трех случаях непосредственно на них ложатся столь же маломощные прослои коричневых мергелей, обогащенные S_{org} в заведомо большей степени, чем вмещающая порода. Примерно такие же взаимоотношения пеплов и осадков, резко обогащенных органическим веществом, наблюдаются и в другом интервале слабоаноксических в целом осадков середины лютета (подзона $CP13b$ *Chiasmolithus gigas* разреза. Поскольку источником S_{org} в палеогене изученных регионов является биота бассейна (не важен ее систематический состав), можно сделать вывод, что в отдельных случаях пеплопады способны вызывать вспышки биопродуктивности.

Однако есть возможность заметно более масштабных изменений биот, связанных с эруптивными событиями, а именно, со вспышками развития кремневых микроорганизмов – радиолярий и диатомей. Вероятность такой связи будет проверена, естественно, на уже рассмотренных регионах, но мотивация их использования расширяется. Для фиксирования в стратиграфической шкале пеплов/бентонитов важнейшим условием была надежная зональная стратификация разрезов по наннопланктону. Оно сохраняется и при установлении вспышек развития кремневых микроор-

ганизмов, но добавляется еще одно ценное качество регионов: для их палеогеновых биот радиолярии и диатомей были, в целом, не характерны. В такой ситуации можно рассчитывать на определенную "чистоту эксперимента".

В нижнем палеогене изученной области реально сейчас известно шесть интервалов органогенного кремненакопления. После установления их точной зональной принадлежности стала вполне очевидной синхронность эпизодов пеплопадов и появления в пелагической карбонатной биоте радиолярий и диатомей.

1. *Верхний палеоцен*. Кремневые остатки (нередко массовые) установлены в этом интервале в регионе Среднего Дона и Средней Волги [Ахлестина, Курлаев, 1988; Курлаев, Ахлестина, 1988] и Центрального Предкавказья [Радионова, Хохлова, 1994].

2. *Нижний ипр*. Радиолярии этого возраста обнаружены в нижней части новогоргиевских слоев по р.Кубань и нижней части черкесской свиты s. lato по р.Хеу Центрального Предкавказья [Радионова, Хохлова, 1994], диатомей – в хватских слоях Саратовского Поволжья [Ахлестина, Курлаев, 1988].

3. *Верхний ипр*. Небогатые ассоциации радиолярий и диатомей присутствуют в верхней части новогоргиевских слоев по р.Кубань и на синхронном уровне черкесской свиты по р. Хеу и фораминиферовых слоев по р. Рубас-чай (Дагестан) [Радионова, Хохлова, 1994].

4. *Средний лютет*. Ассоциации радиолярий и диатомей выделены в средней части черкесской свиты по рекам Кубань и Хеу, средней части свиты зеленых мергелей по р.Рубас-чай [Радионова, Хохлова, 1994].

5. *Средний бартон*. Многочисленные радиолярии давно известны из осадков аналогов нижней части кумской свиты Средней Азии (эзетская свита Туркмении), Нижнего Поволжья и Калмыкии (солонская свита). Исследованиями Э.П. Радионовой и И.Е. Хохловой (1994) впервые для Центрального Предкавказья радиолярии и диатомей установлены в нижней части кумской свиты.

6. *Средний приабон*. Многочисленные радиолярии отмечены также в исфаринской свите Ферганской депрессии [Липман, 1953; Саидходжаев, Икрамов, 1985 и др.].

Таким образом, семи зафиксированным уровням пеплов/бентонитов соответствуют шесть уровней с радиоляриями и диатомеями. Нельзя сказать, что идея связи вспышек вулканизма и развития кремневых организмов оригинальна (ей уже много лет). Однако впервые (для палеогена, по крайней мере) удастся скоррелировать эти события на зональном уровне. Предполагаемую связь событий нужно еще проверить, прежде всего, на материале

Средней Азии, где направленным поиском кремневых остатков в палеогене никто пока не занимался.

Может статься, что нынешняя четкость соотношения окажется частично результатом недостатка данных по стратиграфическому распределению радиолярий и диатомей, но сама схема соотношения, скорее всего, сохранится. Сомнительно, что в нашем случае можно предполагать опять-таки простую синхронность двух независимых событий; слишком очевидна роль вулканизма в увеличении поступления кремнезема в акватории. Но конкретный механизм смещения баланса растворенного в воде кремнезема до уровня, достаточного для существования кремневых организмов, остается неясным: пепел концентрации кремнезема в воде не увеличивает.

В заключение подчеркнем, что факты, приведенные в статье, нельзя использовать для построе-

ния универсальной модели, напрямую увязывающей эпохи органогенного кремненакопления и вулканизма. Достаточно перейти из рассмотренной территории на север (в Северный Прикаспий), и мы попадаем в область, где преимущественное кремненакопление характерно почти для всего палеогена, и понятно, что намеченные эпизоды пеплопадов не определяли этого процесса. Приблизительно то же самое можно сказать и о Западном Предкавказье.

В статье рассматривается лишь специфическая палеообстановка тепловодного бассейна, для биоты которого радиолярии и диатомей не были характерны. И допустимо предположить, что именно в этой ситуации эруптивные события могли провоцировать вспышки развития кремневых организмов.

Литература

Ахлестина Е.Ф., Курлаев В.И. Эоценовые отложения Саратовского и Волгоградского Поволжья // Вопросы геологии Южного Урала и Поволжья (минералогия, петрография, геохимия). Саратов. 1988. С. 119–130. (Деп. в ВИНТИ, № 7068–В88).

Давидзон Р.М., Крейденков Г.П., Салибаев Г.Х. Стратиграфия палеогеновых отложений Таджикской депрессии и сопредельных территорий. Душанбе: Дониш. 1982. 151 с.

Курлаев В.И., Ахлестина Е.Ф. Палеоген Среднего и Нижнего Поволжья. Саратов. Изд-во Саратов. гос. ун-та. 1988. 204 с. (Деп. в ВИНТИ № 8895–В88).

Липман Р.Х. Материалы к изучению радиолярий палеогена западных районов Средней Азии // Ежег. ВПО. Т. XIV. Изд-во АН СССР. 1953. С. 135–162.

Музылев Н.Г. Последовательность геологических событий в раннем палеогене Перитетиса // Биостратиграфия нефтегазовых бассейнов: Тезисы докладов Первого международного симпозиума. Спб. 1994. С. 67–68.

Олейник В.В. О распространении монтморилонитовых глин в сузакских и алайских слоях Таджикской депрессии // Тр.Тадж. отд. ВНИГНИ. 1976. Вып. 183. С. 194–196.

Радионова Э.П., Хохлова И.Е. Эпизоды биогенного кремненакопления в палеогене Северного Кавказа и прилегающих районов Тетической области // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 1994. Т. 2, № 5. С. 161–169.

Саидходжаев Ш.Г., Икрамов И.Р. О кремнистых глинах палеогеновых отложений Ферганской впадины // Тр. Ин-та геологии и разведки нефт. и газ. м-ний. 1985. Вып. 55. С. 113–117.

Сукачева М.П., Шахова А.Н., Захарова М.Г. К стратиграфии и литологии палеогеновых отложений Западного Копетдага // Проблемы нефтегазоносности Средней Азии. Л.: Госгеолтехиздат. 1961. Вып. 2. С. 229–254.

Haq B., Hardenbol J., Vail P. Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic // Science. 1987. V. 235. P. 1156–1167.

Martini E., Müller C. Current Tertiary and Quaternary calcareous nannoplankton stratigraphy and correlations // Newsl. Stratigr. 1986. V. 16, № 2. P. 99–112.

Okada H., Bukry D. Supplementary modification and introduction of code numbers to the Cow-latitude coccolith biostratigraphic zonation. (Bukry 1973, 1975) // Marine Micropaleont. 1980. V. 5. P. 321–325.

N.G.Muzylov

Early Paleogene Epizodes of Eruptive Activity in the East Peritethys and their possible influence on the Marine Microbiota

Stratigraphic position of the Paleogene eruptive events of the East Peritethys regions is investigated on the base of detailed nannoplankton stratigraphy of the Paleogene sediments of Crimean-Caucasian region, Middle Asia and adjacent areas. Seven eruptive events (i.e. stratigraphic intervals of ash accumulation) were fixed in the East Peritethys Early Paleogene sediments. Their exact stratigraphical position was determined by the nannoplankton data.

Upper Tanethian. Ashes layers correspond to the CP8b subzone.

Lower Ypresian. Ash accumulation layers correspond to CP9b subzone.

Upper Ypresian. Ash layers are correlated with

the upper part of the CP10-CP11 zones.

Lower Lutetian. Ash layers correspond to CP12b-lower part of CP13a subzones.

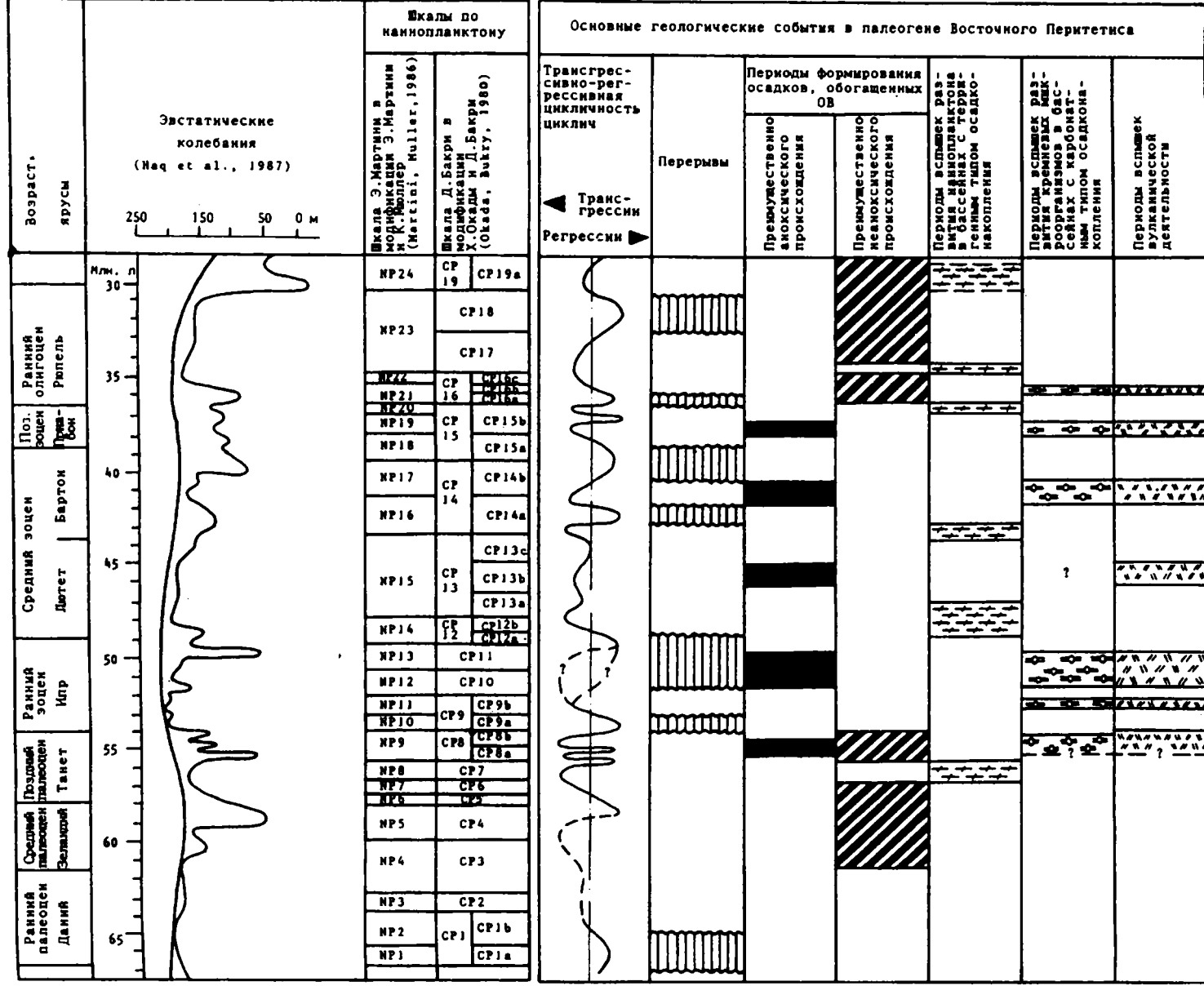
Middle Lutetian. Ash beds are related to CP13b subzone.

Middle Bartonian. Ash layers correspond to upper most part of CP14a subzone lower part of CP14b subzones.

Middle Priabonian. Ash beds are correlated with the lower part of CP15b subzone.

The relations and connection between ash (bentonites) accumulation, anoxic sediments and siliceous microorganisms occurrences in stratigraphic succession are analysed in the article.

Основные геологические события в раннем палеогене Восточного Перитетиса



Т.В. Орешкина

Олигоцен Дальневосточного сектора Тихого океана: Комплексы диатомей из пиленгской и борской свит Сахалина

Перспективность развития Сахалина и его шельфа как нефтедобывающего района Дальнего Востока вызывает необходимость более детальных исследований его геологического строения и стратиграфии.

В юго-восточной части тихоокеанского побережья Сахалина терригенно-морские осадки кайнозоя заполняют ряд специфических структур – Даги-Катанглийский, Лунский и Пограничный локальные прогибы, где их мощность иногда достигает 5000 м. Характерной особенностью строения разреза здесь является присутствие нефтеперспективной толщи кремнистых пород, представленной плотными стекловатыми кремнистыми породами – силицитами (мощностью до 1,5 км), переходящими выше по разрезу в кремнистые аргиллиты, алевролиты и опоки с прослоями и гнездами песчаного материала, рассеянной галькой и гравием. В Даги-Катанглийском прогибе эта толща картируется как даехуринская свита, а южнее, в Лунском и Пограничном прогибах, выделяются мутновская, пиленгская и борская свиты. Вопрос о возрасте кремнистой толщи понимается неоднозначно. Диапазон датировок, полученных по традиционным для этого региона группам морской биоты – моллюскам и споро-пыльцевым комплексам – колеблется от олигоцена до раннего миоцена [Плешаков, 1937, 1956; Брутман, 1976; Савицкий и др., 1979]. По бентосным фораминиферам возраст нерасчлененных мутновской + пиленгской свит Пограничного прогиба определен как олигоценный [Митрофанова, 1984], а в Лунском прогибе как эоцен-олигоценный [Митрофанова и др., 1991].

Диатомей были впервые выделены и изучены из отложений Пограничного прогиба В.В.Болдыревой [Савицкий и др., 1979]. По результатам диатомового анализа борская свита была отнесена к зоне *Denticula (=Denticulopsis) lauta* среднего миоцена. Позже кремневый фитопланктон был изучен в Лунском прогибе. Ассоциации из пиленгской и борской свит сопоставлены с комплексами диатомей из никольской свиты Командорских островов [Долматова, 1978], ильхатунваямской свиты о-ва Карагинского [Орешкина, 1982], вивентекской свиты Западной Камчатки [Орешкина, 1985] и датированы поздним олигоценом [Болдырева, 1991; Тузов и др., 1991]. Возраст комплекса борской свиты, аналогичный описанному ранее комплексу из Пограничного прогиба, был понижен до раннего миоцена – олигоцена. Таким образом, по результатам изучения диатомей мутновская и пиленгская свиты имеют позднеолигоценный возраст, а возраст перекрывающей их борской определен как олигоцен-миоценовый.

Сильно возросший за последние годы стратиграфический потенциал диатомей, появление новых данных по олигоцену – раннему миоцену в тропических широтах, позволяет по-новому оценить возраст и стратиграфическую позицию местных литостратиграфических подразделений. Это поможет решить ряд практических проблем, связанных с развитием нефте- и газопоисковых работ на Сахалине. Кроме того, новые данные по диатомеям пока слабо изученного стратиграфического интервала имеют важное значение для реконструкции геологической истории Дальнего Востока России.

Материал и метод

В 1988 г. сотрудник Геологического института РАН Д.И.Витухин совместно с геологами СахалинНИПИМорнефть провел полевые исследования на юго-востоке Сахалина в районе стратотипического разреза мутновской, пиленгской и борской свит со

специальным отбором проб на кремневый планктон (рис. 1). В качестве основы для описания разрезов и отбора проб была использована схема В.О. Савицкого [Савицкий и др., 1979; неопубликованные материалы]. Рассматриваемый район отличается слож-

¹ В стратиграфической схеме японских геологов для южной части Сахалина [Sasa, Nishida, 1937] мутновской и пиленгской свитам соответствует формация Asase, а борской свите – формация Mirukunai.

ным геологическим строением. Стратиграфические исследования осложнены блоковой тектоникой, сильной фациальной изменчивостью, плохой обнаженностью.

Мутновская свита, опробованная по р. М. Хузи, так же как и в стратотипическом разрезе по р. Мутной, представлена однородной толщей темно-серых, почти черных крепких кремнистых аргиллитов с костыльчатой отдельностью, включениями карбонатных и кремнистых конкреций диаметром от 0,5 до 1,5 м. Мощность оценивается в 320 м.

Согласно залегающая выше пиленгская свита в разрезе по р. М. Хузи четко подразделяется на нижнюю и верхнюю подсвиты. Нижнепиленгская подсвита сложена переслаиванием листоватых темно-серых кремнистых аргиллитов (мощностью до 5 см) с маломощными пачками (мощность 10-20 см) массивных кремнистых алевролитов. Верхнепиленгская подсвита представлена в основном халцедонитами, опокovidными силицитами, пиленгитами. Последняя литологическая разность, получившая название по месту типичного развития, представляет собой тонкослоистые стекловатые опалово-халцедоновые породы с желвачными стяжениями кремней [Данченко, 1986]. Характерны гигантские, до 2-3 м в диаметре, карбонатные конкреции. Максимальная мощность до 900 м.

Характер контакта пиленгской и борской свит в разрезе по р. Боре остается неясным из-за плохой обнаженности. Борская свита включает две подсвиты. Нижнеборская подсвита сложена переслаиванием тонко- и крупноритмических пачек кремнистых аргиллитов, кремнистых алевролитов, алевролитовых опок с прослоями туфогенного материала. Резкое изменение угла падения слоев в верхнеборской подсвите скорее всего свидетельствует о тектоническом характере контакта между ниже- и верхнеборской подсвитами. Заметно меняется и литологический состав. Верхнеборская подсвита представлена глинистыми разнозернистыми алевролитами с прослоями диатомитов, с линзами и присыпками обломочного материала псаммитовой размерности. Как и для нижележащих толщ, характерны карбонатные конкреции. Мощности подсвит по данным В.О. Савицкого составляют соответственно 700-800 и 1200 м.

Всего на кремневый планктон было отобрано 118 образцов.

Лабораторная обработка пород для извлечения кремневого планктона проводилась по стандартной методике [Диатомовые водоросли . . . , 1974], модифицированной в ГИН РАН и включающей этап предварительного растворения образцов карбонатных конкреций в 10%-ной муравьиной кислоте.

Результаты изучения

Мутновская и пиленгская свита. Несмотря на целенаправленный отбор проб с ориентацией исключительно на карбонатные конкреции, где, как правило, диатомеи сохраняются лучше, чем во вмещающих породах, выделенные комплексы отличаются неудовлетворительной сохранностью и бедны таксономически и в количественном отношении. Следует отметить, что радиоларии не были обнаружены ни в одном из отобранных образцов.

В мутновской свите и в нижней части пиленгской свиты диатомеи не найдены. Створки со следами коррозии присутствуют в средней части пиленгской свиты (обр. 27-36). Комплекс (табл. I) представлен в основном лишь видами родов *Pyxidicula* и *Coscinodiscus*, толсто-стенные створки которых максимально резистентны к процессам растворения.

Прослеживаются различные стадии растворения поверхности створок. Экземпляры, сохранившие ареолированность поверхности створок, идентифицируются как *Pyxidicula grunowii* (Gr. et St.) Streln. et Nikolaev, а створки худшей сохранности как *P. marginata* (Grun.) Streln. et Nikolaev, у которого сохраняются лишь максимально окремненные

элементы – в данном случае радиальные перегородки на загибе створки.

Видовые определения рода *Pyxidicula* затруднены морфологической изменчивостью и плохой сохранностью. Стабильным элементом комплекса является крупная, до 100 мкм в диаметре, *Pyxidicula* с тангенциальной структурой центральной части створки и кольцом крупных, часто расположенных шипов на загибе. Этот вид близок как к *Pyxidicula* (= *Stephanopyxis*) *eocaenica* Hajos, так и к *P. oamaruensis* Hajos. Кроме того, отмечены *Pyxidicula appendiculata* Ehr., *Azpeitia oligocenica* (Jouse) Sims, *Stellarima microtrias* (Ehr.) Hasle et Sims, *Odontella aff aurita* (Lyngb.) Breb. et Godey, *Kisseleviella carina* Sheshuk. Типичные фоновые виды палеошельфа, не имеющие большой стратиграфической ценности, представлены *Clavícula arenosa* Brun, *Stictodiscus grovei* Schmidt, *Xanthiopyxis panduraeformis* Pant., *Trigonium arcticum* (Bright.) Cl.

Борская свита. В борской свите выявлены два уровня с комплексами диатомей хорошей сохранности и высоким видовым разнообразием (табл. II-V) Один из них приурочен к нижней подсвите, а второй – к верхней.

Причем находки диатомей в верхней подсвите ограничены толщей, вскрывающейся вплоть до устья р. Бора, т.е. нижними 300-400 м верхней подсвита. Оба комплекса таксономически различаются незначительно, что, по-видимому, говорит о том, что мы имеем дело с одним стратиграфическим уровнем в разных фациях, так как в верхнеборской подсвите заметно увеличивается содержание спикул губок и литоральных видов диатомей. Возможная сдвоенность разреза борской свиты по р. Боре и тектонический характер контакта между ее нижней и верхней подсвитами предполагались и В. О. Савициком (неопубликованные материалы).

Главным отличием комплексов нижней и верхней подсвит является резкое сокращение численности до единичных экземпляров в верхнеборской подсвите *Pyxidicula spinosissima* (Grun.) Streln. et Nikolaev и *Odontella* aff. *praeaurita*, доминирующих в нижнеборской подсвите. Следует отметить, что в верхнеборской свите доминантом становится *Pyxidicula corona* (Ehr.) Streln. et Nikolaev. Среди встреченных по всему разрезу борской свиты видов стратиграфическую значимость имеют *Pyxilla reticulata* Grove et Sturt, *Thalassiosira medioconvexa* Schrader, *Cavitatus jouseanus* (Sheshuk.) Williams, *Ikebea tenuis* (Brun) Akiba, *Cestodiscus trochus* Castracane, *Cest.muhinae* Jouse, *Kisseleviella carina* Sheshuk., *Cosmidiscus insignis* Jouse, *Rhizosolenia oligocenica* Schrader (= *Rh. gravis* Gombos et Cieselsky), *Rh. antarctica* Fenner, *Tumilopsis fogedii* Hendey, *Pseudotriceratium radiosoreticulatum* Grun., *Ps. chenevieri* (Meinst.) Gleser, *Ps. condecorum* (Bright.) Gleser, *Asteromphalus oligocenica* Schrader et Fenner.

Неритический фон представлен *Pseudostictodiscus picus* Hanna, *Entopyla australis* var. *gigantea* (Grev.) Fricke, *Stephanogonia polyacantha* Forti, *Pterotheca reticulata* Sheshuk., *Cocconeis sparsipunctata* Brun, *Drepanotheca bivittatum* (Grun. et Pant.) Schrader, *Lithodesmium* sp.

Из силикофлагеллат наиболее интересны находки *Mesocena oamaruensis* Schulz и *Corbisema bimucronata bimucronata* Deflandre, стратиграфический диапазон которых охватывает средний эоцен – олигоцен [Perch-Nielsen, 1985].

Палеоэкология и палеобиогеография. Экологическая структура диатомовых ассоциаций из пиленгской свиты явно нарушена процессами избирательного растворения в результате диагенеза органического опада.

Менее измененные комплексы борской свиты в целом типично неритические. Однако в верхнеборской подсвите увеличивается содержание спикул губок, бентосных и тихопелагических видов; это, вероятно, говорит об уменьшении глубин осадконакопления, что вполне соответствует увеличению в целом грубозернистости пород верхнеборской подсвиты по сравнению с верхнеборской.

Интересным фактом является полное отсутствие радиолярий, более, чем диатомей, резистентных к диагенетическим изменениям. Возможно, отсутствие радиолярий обусловлено порогом солености, являющимся для них лимитирующим фактором и более нейтральным по отношению к неритическим диатомеям, выдерживающим относительно сильное снижение солености. В современных морях подавляющее большинство видов радиолярий развивается при солености не менее 30 промилле. Признаком пониженной солености является широкое развитие вида, близкого к *Odontella aurita*, который в современных условиях тяготеет к опресненным участкам шельфа. Возможно, локальные депрессии, подобные изученному Пограничному прогибу, представляли собой в прошлом аналог современных отшнурованных заливов тихоокеанского побережья Сахалина. К сожалению, в литературе нет данных по составу диатомей этих лиманов.

Возраст диатомовых комплексов пиленгской и борской свит и проблемы зональной диатомовой стратиграфии олигоцена

За последнее десятилетие в изучении диатомовых водорослей и стратиграфии субполярных и умеренных областей достигнут значительный прогресс. Это связано в первую очередь с использованием новых технологий на втором этапе Проекта глубоководного бурения [Ocean Drilling Program (ODP)], а также началом более интенсивного изучения высокоширотных регионов. В частности, в Антарктике

по проектам MSSTS-1 и CIROS-1 на ледовом шельфе моря Росса (Южная Пацифика) проводилось бурение донных осадков, в результате которого по диатомеям был получен ряд датировочных уровней для олигоцена [Harwood, 1986, 1989; Harwood et al., 1989].

Дробные зональные шкалы по диатомеям, сопоставленные с палеомагнитными данными, были

разработаны при изучении относительно полных разрезов кремневых осадков на плато Кергелен (Южная часть Индийского океана, рейсы 119- и 120-й ODP; [Baldauf, Barron, 1991; Harwood, Maruyama, 1992]).

Менее детальными являются представления о стратиграфии Субарктики, где, за исключением Норвежского моря, нет достаточно полных разрезов олигоцена. Существующие варианты зонального расчленения донных осадков Норвежского моря [Schrader, Fenner, 1976; Dzinoridze et al., 1988; История микропланктона Норвежского моря..., 1979] к сожалению не подкреплены данными по палеомагнитной стратиграфии. Зональные шкалы отражают главным образом региональные особенности развития диатомей, хотя состав комплексов не исключает возможности использования и широко распространенных реперных видов.

Для расчленения отложений нижнего олигоцена в море Лабрадор (Северная Атлантика) использована шкала тропической области [Baldauf, Monjanel, 1989]. Близость таксономического состава моря Лабрадор и более низких широт Атлантики, по видимому, связана с влиянием Палеогольфстрима.

Для северной Пацифики по материалам рейса 145 ODP [Gladenkov, Barron, 1995] для района подводной горы Детройт на северо-западе Тихого океана разработана зональная шкала от конца верхнего олигоцена по нижний миоцен включительно.

Фрагментарные интервалы с биогенными кремнистыми осадками олигоцена известны из наземных разрезов Японии, Сахалина, Камчатки и Командорских островов. Однако отсутствие в большинстве случаев данных по другим группам планктона, палеомагнитных и радиометрических датировок не позволяет однозначно оценить их стратиграфическое положение.

Анализ имеющегося на сегодняшний день биостратиграфического материала показывает высокую степень сходства таксономического состава диатомей субполярных регионов на протяжении всего олигоцена. Как видно из приведенных на рис. 2 зональных схем, в различных областях Субарктики и Субантарктики наблюдается одинаковая последовательность смены зональных маркеров. Множественность вариантов зонального расчленения, диахронность границ зональных подразделений отражает интенсивно развивающийся процесс стратиграфического осмысливания нового материала, влияние региональных особенностей, различия в методиках радиологического и палеомагнитного датирования, привязку к различным вариантам геохронологических шкал.

Для первой половины нижнего олигоцена важным стратиграфическим репером является *Rhizosolenia oligocenica* Schrader (= *Rh. gravida* sensu Gombos and Cieselsky, 1983). Он найден в южной части Индийского океана на плато Кергелен [Baldauf, Barron, 1991; Harwood, Maruyama, 1992], а также на ледовом шельфе моря Росса [Harwood, 1986]. В море Лабрадор [Baldauf, Monjanel, 1989] распространение этого вида приурочено к выделяемой здесь зоне *Cestodiscus reticulatus*. В разрезах Японии индекс-вид *Rhizosolenia oligocenica* (= *Rh. sp. sensu* Yanagisawa, Suzuki, 1987, pl.2, fig.6) присутствует в зоне *Costopyxis trochlea* – *Rouxia obesa* (Akiba, Yanagisawa, in press), установленной в формации *Shirasaka*, совместно с *Rouxia granda* Schrader, *R. obesa* Schrader и *Costopyxis trochlea* (Hanna) Strelnikova. Интересно, что последний вид, идентифицированный как *Stephanopyxis ornata* Schulz, присутствует в комплексе этой зоны на плато Кергелен [Harwood, Maruyama, 1992].

В качестве репера нижней части олигоцена можно рассматривать *Cestodiscus reticulatus* (по морфологии сходный с *Actinocyclus ingens*), который является индекс-видом одноименной зоны экваториально-тропических широт, прослеживающейся, вероятно, благодаря влиянию Палеогольфстрима до широты моря Лабрадор [Baldauf, Monjanel, 1989]. Найден он и на плато Кергелен [Harwood, Maruyama, 1992].

Еще одним реперным уровнем нижнего олигоцена является первое появление *Cavitatus* (= *Synedra*) *jouseanus* (Sheshuk.) Williams, который присутствует во всех рассматриваемых регионах.

Появление *Rocella vigilans* Fenner маркирует вторую половину нижнего олигоцена.

Появление *Lisitzinia ornata* Jouse в Южном океане происходит примерно на рубеже раннего/позднего олигоцена.

На близком стратиграфическом уровне в высоких широтах северного и южного полушарий фиксируется кратковременное появление *Kozloviella minor*.

Для позднего олигоцена наиболее значимое стратиграфическое событие – появление *Rocella gelida* (Mann) Vukry.

Известная последовательность смены реперных видов дает возможность более объективно оценить стратиграфическое положение раннекайнозойских диатомовых комплексов Дальнего Востока, которые раньше датировались исходя из общих представлений о развитии диатомовых водорослей или путем сравнения с недостаточно надежно датированными комплексами Норвежского моря. Надежность возрастной интерпретации обедненных в таксономи-

ческом плане комплексов в результате формирования в условиях мелководья или процессов диагенеза закономерно снижается.

В настоящее время в северо-западном секторе Пацифики известно более 15 местонахождений диатомей, относимых к олигоцену (см. рис. 2).

Возможно, наиболее древний олигоценый уровень в этом регионе представлен комплексом, выделенным изопоковидных алевролитов (мощность около 1,5 м) верхней подсвиты свиты мыса Телеграфический в низовьях р. Анадырь. Диатомеи впервые были изучены В.С. Шешуковой-Порецкой [1967], а позже, повторно Т.Л. Невретдиновой [1982], которая, кроме того, описала близкий по таксономическому составу комплекс из оммайской свиты (мощность 1300-1500 м) Пенжинской губы.

Оба комплекса первоначально были датированы в пределах позднего эоцена – олигоцена. Для них характерны *Riedelia borealis* Jouse et Sheshuk., *Rh. mirabilis* Jouse et Sheshuk., эндемичные *Biddulphia*, (*B. triloba* Sheshuk., *B. levigata* Sheshuk.), *Stephanopyxis similis* Sheshuk., *St. spinosa* Jouse, *St. punctata* Jouse, *Hemiaulus plicatus* Sheshuk., *Pseudopodosira orientalis* Sheshuk., *B. fossa* Gr. et St., *Coscinodiscus marginatus* Ehr., *Pyxilla gracilis* Temp. et Forti (только Пенжинская губа), *Trinacria insolita* Sheshuk., *Pterotheca acuelifera* Grun., *Goniothecium odontella* Ehr. Из силикофлагеллат отмечена *Mesocena oamaruensis* Schulz, интервал распространения которой ограничен [Perch-Nielsen, 1985] поздним эоценом – ранним олигоценом.

Отличительной особенностью комплекса из оммайской свиты на побережье Пенжинской губы является присутствие *Pyxilla gracilis*, которая не отмечена в комплексе мыса Телеграфического.

Как видно, комплексы состоят в основном из новых эндемичных видов. Однако их родовой состав, присутствие однозначно палеогеновых видов *Pyxilla gracilis*, *Goniothecium odontella*, говорит о том, что возраст комплексов не моложе раннего олигоцена. К сожалению, отсутствие изображений для комплекса из Пенжинской губы затрудняет возрастную интерпретацию. Сомнение вызывает, в частности, присутствие неогеновых видов *Actinocyclus ingens?* и *Cosmiodiscus intersectus?*, приведенных Т.Л. Невретдиновой в списке. Таким образом, имеющиеся данные по этому стратиграфическому уровню пока не дают возможности сузить стратиграфические рамки.

Комплекс диатомей из толщи 2 свиты мыса Тонс о-ва Карагинского представлен *Pyxilla reticulata* Gr. et St., *Pseudotriceratium exornatum* Grev., *Ps. radiosoreticulatum* Gr., *Sheshukovia castellata* (West)

Gleser, *Biddulphia fossa* Gr. et St., *B. seticulosa* Grun., *Pseudorocella aff. barbadense* Defl., *Kisseleviella carina* Sheshuk. По корреляции с комплексами Норвежского моря [История микропланктона Норвежского моря..., 1979] он был отнесен к раннему олигоцену [Орешкина, 1982] или к позднему эоцену – раннему олигоцену [Гладенков, 1991]. Данные по радиоляриям и по фораминиферам не исключают его позднеэоценового возраста. В частности, М.Я. Серова [Крашенинников и др., 1988] считает комплексы бентосных фораминифер из свиты горы Першеек, которая соответствует толще 2 свиты мыса Тонс, позднеэоценовыми. Д.И. Витухин [1993], анализируя комплексы радиолярией, предполагает их эоценовый возраст.

В пользу эоценовых датировок, полученных по фораминиферам и радиоляриям, говорит и наличие разнообразных архаичных, не встреченных выше по разрезу видов родов *Arachnoidiscus* и *Biddulphia*.

В то же время в пользу олигоценного возраста комплекса говорит присутствие *Kisseleviella carina*, которая в Антарктике [Harwood, 1986] появляется в подошве олигоцена около 35 млн лет, а также отсутствие *Melosira architecturalis*, которая вымирает в Южном океане на эоцен-олигоценном рубеже. *Sheshukovia castellata* (= *Triceratium castelliferrum* Grunow) присутствует в Антарктике [Harwood, Maruyama, 1992; Hajos, 1976] в комплексе зоны *Rhizosolenia gravida* нижнего олигоцена.

Обилие представителей рода *Pyxilla* в карбонатных конкрециях гакхинской свиты Западной Камчатки [Атлас фауны и флоры..., 1984] также позволяет поместить эту свиту вблизи границы эоцена/олигоцена. Таксономическая принадлежность второго вида, доминирующего в комплексе, является дискуссионной. В имеющейся литературе этот, по видимому, стратиграфически ценный вид фигурирует под разными названиями: как *Cosmiodiscus normanianus* Grev. [sensu Orshkina, 1984]; *Actinocyclus* sp. (sensu Пушкарь, 1987); *Actinocyclus insignis* Dolm. sp. n. [Васильев и др., 1979]; *Actinostephanus rudis* sp. n. [Хурсевич, Цой, 1992]. Комплексы с этими реперными формами также найдены в Курило-Камчатском желобе [Пушкарь, 1987; Tsoy, 1990]. Следует отметить, что в последнем местонахождении этот вид встречается совместно с *Rouxia obesa* Schrader, характерной, по имеющимся данным, для раннего олигоцена [Akiba, Yanagisawa, in press]. Интересно, что в материалах по Южному океану этот вид пока не известен.

Следующий этап развития диатомей наиболее полно отражен в комплексах Командорских островов [Долматова, 1974; Гладенков, 1991], которые

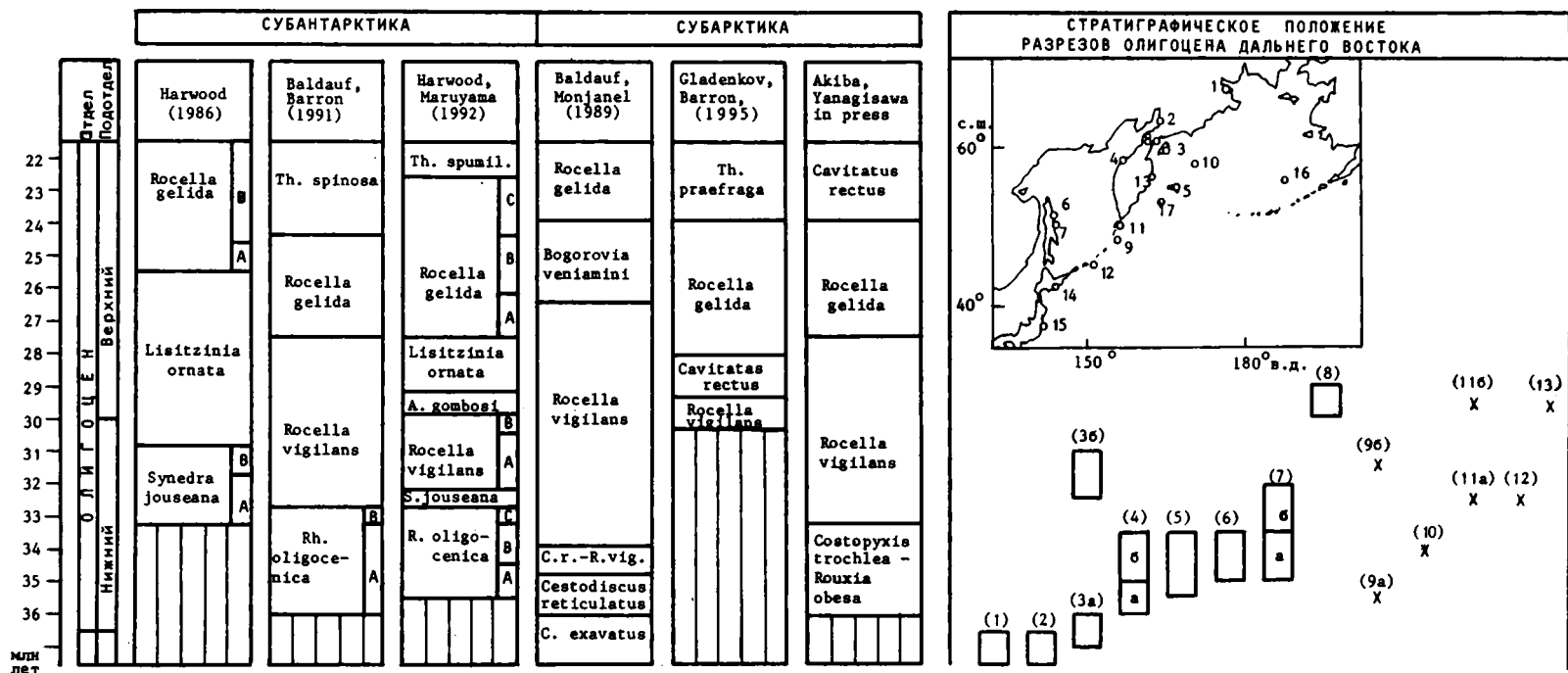


Рис. 2. Зональные схемы по диатомеям для олигоцена внетропических широт и предлагаемая интерпретация стратиграфического положения местонахождений диатомовых комплексов олигоценового возраста Дальневосточного сектора Тихого океана

1 - свита мыса Телеграфического, р. Анадырь [Шешукова-Порецкая, 1967; Невретдинова, 1982]; 2 - омская свита, Пенжинская губа [Невретдинова, 1982]; 3а - свита мыса Тонс, 3б - ильхатунваямская свита, о-в Карагинский, Восточная Камчатка [Орешкина, 1982; Гладенков, 1991]; 4а - гакхинская свита, 4б - вивентекская свита, Западная Камчатка, Точилинский разрез [Атлас фауны и флоры..., 1984]; 5 - каменная свита о-ва Беринга, Командорские острова [Долматова, 1974; Гладенков, 1991]; 6 - пиленгская свита, Лунский прогиб, Сахалин [Тузов и др., 1991; Болдырева, 1991]; 7а - пиленгская свита, 7б - борская свита, Пограничный прогиб, Сахалин [Савицкий и др., 1979; данная работа]; 8 - шагаевская свита, п-ов Озерной, Восточная Камчатка [Литвинов и др., 1990]; 9а, 9б - драгировки донных осадков Курило-Камчатского желоба [Пушкар, 1987; Tsoy, 1990]; 10 - драгировки донных осадков на подводном хребте Ширшова, Берингово море [Цуканов и др., 1984]; 11а, 11б - драгировки донных осадков на шельфе Малой Курильской гряды [Васильев и др., 1979]; 12 - драгировки донных осадков пролива Буссоль [Васильев, Суворов, 1979]; 13 - драгировки донных осадков Кроноцкого залива, бухты Ольги, Восточная Камчатка [Глезер и др., 1986; Пушкар, 1987]; 14 - Восточный Хоккайдо [Saito et al., 1988]; 15 - Восточный Хонсю [Yanagisawa, Suzuki, 1987]; 16 - Наваринская котловина, Берингово море [Baldauf, Barron, 1987]; 17 - гора Детройт, Императорские горы, северо-западная часть Тихого океана [Gladenkov, Barron, 1995]

были отнесены к раннему олигоцену – нижней части позднего олигоцена. В каменной свите о-ва Беринга, верхняя часть которой представлена туфодиадомитами мощностью 150 м и в верхней части свиты мыса Толстого на о-ве Медном, состоящей из пелитовых и псаммитовых туфов мощностью около 100 м, присутствуют все реперные виды нижнего олигоцена. Это *Kisseleviella carina* Sheshuk., *Rouxia obesa* Schrader, *Pyxilla reticulata* Gr. et St., *P. gracilis* Temp. et Forti, *Stephanopyxis* (= *Pyxidicula*) *hyalomarginata* Hajos, *P. corona* (Ehr.) Streln. et Nikolaev, *P. superba* (Grev.) Streln. et Nikolaev, *P. spinosissima* (Grun.) Streln. et Nikolaev, *Triceratium macroporum* Hajos (= *Triceratium polymorphus* Harwood and Maruyama, 1992), известный из Южного океана [Barron, Mahood, 1993], *Thalassiosira medioconvexa* Schrader, *T. bukryi* Barron, *Azpeitia oligocenica* (Jouse) Sims, *Rhizosolenia oligocenica* Schrader, *Rh. antarctica* Fenner.

Не исключено, что нижняя часть диатомосодержащей толщи, в которой, по данным А.Ю. Гладенкова [1991], доминируют представители рода *Pyxilla* и отсутствует, кроме *R. obesa*?, подавляющее большинство из перечисленных выше видов, имеет более древний возраст. Вместе с тем различие в таксономическом составе может быть обусловлено фациальным фактором. Силикофлагеллаты, специально изученные из этих толщ, дали возраст не древнее раннего и не моложе позднего олигоцена [Гладенков, 1992].

Более высокое стратиграфическое положение, по-видимому, занимает комплекс борской свиты, который отличается присутствием редких *Cavitatus jouseanus* (= *Synedra jouseana*) (Sheshuk.) Williams, встречающимися совместно с *Rhizosolenia antarctica*. В Южном океане эти виды последовательно сменяют друг друга. Следует отметить присутствие диатомеи, близкой к *Cosmodiscus insignis* (Brun) Jouse, наиболее раннее появление которого до сих пор отмечается в позднеолигоценовых осадках Наваринской котловины [Baldauf, Barron, 1987]. Увеличение таксономического разнообразия рода *Cestodiscus* может отражать относительное потепление. С биогеографической точки зрения интересна находка известного из района плато Кергелен *Tumilopsis fogedii* Hendeu [Barron, Mahood, 1993] с ограниченным распространением в раннем олигоцене.

По-видимому, близкое стратиграфическое положение занимает комплекс осадков шельфа Малой Курильской гряды с *Synedra jouseana*, *Stephanopyxis spinosissima*, *Ikebea tenue*, *Kisseleviella carina*, *Rouxia sp.* [Васильев и др., 1979].

Вероятно, промежуточное стратиграфическое положение по отношению к комплексам из Командорских островов и борской свиты занимают объединенные в таксономическом отношении комплексы из мутновской, пиленгской и даехуринской свит Юго-Восточного Сахалина [Тузов и др., 1991], из драгировок хребта Ширшова [Цуканов и др., 1984], вивентекской свиты Западной Камчатки [Атлас . . . , 1984]. Все перечисленные комплексы объединяет присутствие *Pyxidicula marginata* (Grun.) Streln. et Nikolaev, *Pyxidicula spinosissima*, разнообразных *Hemiaulus*, *Odontella aurita* Agardth. Комплекс с хребта Ширшова отличается присутствием типично олигоценового вида силикофлагеллат *Naviculopsis biapiculata* Deflandre.

В пиленгской свите стратиграфический интерес представляет присутствие *Pyxidicula oamariensis*, который по имеющимся данным не выходит за пределы раннего олигоцена. Еще одним подтверждением такого возраста являются датировки по биотиту из "трехслойного" туфа в кровле вивентекской свиты, составляющие 33,5-33,8 и 30±2 млн лет.

Трудно сказать, представляют ли эти комплексы близкий стратиграфический уровень в разных фациях или их сходство обусловлено процессами избирательного растворения.

Следующий уровень, который можно достаточно уверенно датировать – это ильхатунваямская свита о-ва Карагинского, отнесенная первоначально к позднему олигоцену по корреляции с комплексами осадков Норвежского моря [Орешкина, 1982]. Наряду с *Odontella* aff. *aurita*, *Pyxidicula spinosissima*, *P. marginata*, *Kisseleviella carina*, встречен *Rocella vigilans* (крупная форма), который, как было показано выше, появляется во второй половине раннего олигоцена. Такая датировка не противоречит данным по фораминиферам [Крашенинников и др., 1988]. В нижней части ильхатунваямской свиты найдена *Pseudohastegerina micra*. Этот род планктонных фораминифер не пересекает верхнюю границу нижнеолигоценовой зоны *Globogerina sellii*.

Комплекс с *Rocella vigilans* также найден в Курило-Камчатском желобе [Tsoy, 1990], где наряду с этими видами встречены *Cavitatus* (*Synedra jouseana*), *Kisseleviella carina*, *Goniothecium odontella*.

Rocella vigilans найдена в донных осадках в заливе Ольга Восточной Камчатки [Глезер и др., 1986; Пушкарь, 1987]. Однако присутствие в списках разновозрастных, в том числе и ранне-среднеоценовых видов, различная интерпретация возраста комплексов разными авторами, по-видимому, отражает специфику материалов, полученных по результатам драгирования. Хотя возрастная интерпретация ком-

плексов вызывает сомнение, материал интересен с точки зрения палеобиогеографического распространения диатомей, подтверждающего сходство внутротропической флоры обоих полушарий.

Более высокое стратиграфическое положение занимают комплексы, где совместно с *Rocella vigilans* встречается *Lisitzinia ornata* Jouse, которая появляется в основании позднего олигоцена. Этот вид приведен в списках шагаевской свиты п-ва Озерной Восточной Камчатки [Литвинов и др., 1990]. Кроме индекс-видов, для комплекса характерны *Hyalodiscus dentatus* О.Коротк., *Stephanopyxis*

marginata, *Actinocyclus insignis*, *Biddulphia levigata* Sheshuk., *B. fossa* Gr. et St. Комплекс с *Lisitzinia ornata* найден на шельфе Малой Курильской гряды [Васильев и др., 1979].

Комплексы с *Rocella gelida* в материковых разрезах дальневосточного региона пока не обнаружены и известны только на возвышенности Обручева [Gladenkov, Barron, 1995]. Предположительно позднеолигоценовый комплекс присутствует в донных осадках Наваринской котловины Берингова моря [Baldauf, Barron, 1987].

Выводы

Использование данных по субглобальным реперным уровням позволило уточнить стратиграфическое положение продуктивной терригенно-морской кремнистой толщи, развитой на восточном побережье Сахалина и включающей мутновскую, пиленгскую и борскую свиты. Их возраст датирован серединой раннего олигоцена.

С этих же позиций проанализирован таксономический состав известных на Дальнем Востоке местонахождений олигоценовых диатомей. Уровни биогенного кремненакопления в разрезах Дальнего Востока России попадают в основном в интервал от рубежа эоцена/олигоцена до рубежа ранне-

го/позднего олигоцена. Особенно хорошо в дальневосточном регионе выражен уровень, приходящийся на середину раннего олигоцена, в целом соответствующий крупной трансгрессивной фазе раннего олигоцена. Во второй половине олигоцена биогенное кремненакопление фиксируется в основном в донных осадках открытого океана.

Таксономический состав изученных комплексов диатомей говорит о близком сходстве внутротропических флор олигоцена обоих полушарий.

Работа выполнена при поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проект № 95-05-14997а).

Литература

Атлас фауны и флоры неогеновых отложений Дальнего Востока. Точилинский опорный разрез Западной Камчатки. М.: Наука. 1984. 335 с.

Болдырева В. П. Диатомовые комплексы и стратиграфия верхнего кайнозоя Лунской впадины острова Сахалина // Геология и стратиграфия кайнозойских отложений Северо-Западной Пацифики. Владивосток.: 1991. С. 23–32.

Брутман Н. Я. Палиностратиграфия кайнозойских отложений Сахалина // Палинология в СССР. М.: Наука. 1976. С. 99–102.

Васильев Б. И., Корнилова Р. М., Болдырева В. П. Неогеновые отложения внешней зоны Малой Курильской гряды // Новые данные по геологии дальневосточных морей. Владивосток: ТОИ ДВНЦ. 1979. С. 40–57.

Васильев Б. И., Суворов А. А. Геологическое строение подводной долины Буссоль (Курильская островная дуга) // Новые данные по геологии дальневосточных морей. Владивосток: ТОИ ДВНЦ АН СССР. 1979. С. 58–68.

Витухин Д. И. Расчленение кайнозойских отложений Дальнего Востока России по радиоляриям // М.: Наука. 1993. 105 с.

Гладенков А. Ю. Стратиграфия кайнозоя камчатского региона по диатомеям (олигоценовый и пограничный плиоцен-четвертичный уровни) // Автореф. дис. . . . канд. геол.-минер. наук. М.: ИЛСАН 1991. 30 с.

Гладенков А. Ю. О находках силикофлагеллат в палеогене Командорских островов // Докл. Акад. Наук. Т. 365, № 3. 1992. С. 493–496.

Глезер З. И., Долматова Л. М., Лупкина Е. Г. Морские палеогеновые диатомовые водоросли Восточной Камчатки // Ботан. журн. Т. 71, № 7. 1986. С. 851–859.

Данченко Р. В. Характеристика и размещение зон катагенеза в кайнозойских отложениях острова Сахалин // Геологические и геохимические исследования Охотоморского региона и его обрамления. Владивосток.: 1986. С. 55–60.

Диатомовые водоросли СССР (Ископаемые и современные) // Л.: Наука. Т. 1. 1974. 403 с.

Долматова Л. М. Диатомовые водоросли неогеновых отложений северо-западной части Тихого океана (Командорские острова, остров Карагинский) // Микрореперология океанов и морей. М.: Наука. 1974. С. 76–82.

История микропланктона Норвежского моря (по материалам глубоководного бурения) // Исследования фауны морей. Вып. 23 (21). Л.: Наука. 1979. 192 с.

Крашенинников В. А., Серова М. Я., Басов И. А. Стратиграфия и планктонные фораминиферы палеогена высоких широт Тихого океана // М.: Наука. 1988. 120 с.

Литвинов А. Ф., Лопатин В. Б., Крикун Н. Ф., Конова Н. Л., Бель А. В. Стратиграфия палеоген-неогеновых отложений п-ва Озерной (Восточная Камчатка) // Тихоокеанская геология. 1990. № 6. С. 68–77.

Митрофанова Л. И. Слои с фораминиферами в палеоген-неогеновых отложениях восточного побережья Сахалина // Новые данные по детальной биостратиграфии фанерозоя Дальнего Востока. Владивосток: ДВНЦ АН СССР. 1984. С. 130–136.

- Митрофанова Л.И., Тузов В.П., Данченко Р.В., Болдырева В.П., Грохотова Н.М., Высочина Ш.В., Мелентьева О.Н. Стратиграфия палеоген-неогеновых отложений Лунской впадины // Геология и стратиграфия кайнозойских отложений Северо-Западной Пацифики. Владивосток: 1991. С. 3–22.
- Невертчинова Т.Л. Комплексы диатомовой флоры из палеогеновых, неогеновых и плейстоценовых отложений северо-востока СССР // Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР. 1982. № 26. С. 93–100.
- Орешкина Т.В. Морские диатомы из палеогеновых отложений острова Карагинского (Восточная Камчатка) // Морская микропалеонтология. М.: Наука. 1982. С. 159–162.
- Плешаков И.Б. Стратиграфия нефтеносных третичных отложений юго-восточной части Советского Сахалина // Докл. АН СССР. 1937. Т. 40, № 1. С. 41–44.
- Плешаков И.Б. Геологическое строение и нефтеносность Пограничного района Восточного Сахалина // Тр. ВНИГРИ. Нов. сер. 1956. Вып. 99. С. 42–71.
- Пушкарь В.С. Диатомы палеогеновых отложений Северо-Западной Пацифики // Палеонтология Востока СССР. Владивосток: ДВНЦ АН СССР. 1987. С. 60–70.
- Савицкий В.О., Болдырева В.П., Данченко Р.В., Митрофанова Л.И. Оligocen-миоценовые отложения Южного Сахалина (Пограничный прогиб) // Вестн. МГУ. Сер. 4, Геология. 1979. № 1. С. 81–86.
- Сахалинская область. Топографическая карта. Масштаб 1:200 000. ВКФ ДВО. 1993.
- Тузов В.П., Болдырева В.П., Гладенков А.Ю. О возрасте пиленгской и даехуринской свит Сахалина // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1991. № 4. С. 127–131.
- Хурсевич Г.К., Цой И.Б. Новый вид рода *Actinostephanos* Churs. (*Bacillariophyta*) из палеогеновых отложений Курило-Камчатского желоба // Альгология. 1992. Т. 2, № 2. С. 106–107.
- Цуканов Н.В., Вишнева В.С., Казарина Г.Х., Витухин Д.И. Состав и возраст кремнистых пород хр. Шириша // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1984. № 11. С. 80–85.
- Шешукова-Порецкая В.С. Неогеновые морские диатомовые водоросли Сахалина и Камчатки. Изд-во ЛГУ. 1967. 327 с.
- Akiba F., Yanagisawa Y. Diatom Oligocene Biostratigraphy of the North Japan. (in press)
- Baldauf J.G., Barron J.A. Oligocene marine diatoms recovered in dredge samples from the Navarin Basin Province, Bering Sea // U.S. Geol. Surv. Bull. 1987. № 1765. 17 p.
- Baldauf J.G., Barron J.A. Diatom biostratigraphy: Kerguelen plateau and Prydz bay regions of the Southern ocean // Proc. of ODP. Sc. Res. 1991. Vol. 119. P. 547–598.
- Baldauf J.G., Monjanel A.-L. An Oligocene diatom biostratigraphy for the Labrador sea: DSDP site 112 and ODP hole 647A // Proc. of ODP. Sc. Res. 1989. Vol. 105. P. 323–343.
- Barron J.A., Mahood A.D. Exceptionally well-preserved early Oligocene diatoms from glacial sediments of Prydz Bay, East Antarctica // Micropaleontology. 1993. Vol. 39. № 1. P. 29–45.
- Dzinoridze R.N., Jouse A.P., Koroleva-Golikova G.S., Kozlova G.E., Nagaeva G.S., Petrushevskaya M.G., and Strelnikova N.I. Diatom and radiolarian Cenozoic stratigraphy, Norwegian basin, DSDP Leg 38 // Initial. Repts of DSDP. 1988. Suppl. to Vol. 38, 39, 41. P. 289–427.
- Gladenkov A.Y., Barron J.A. Oligocene and Early Middle Miocene diatom biostratigraphy of hole 884B // Proc. of ODP. 1995. Vol. 145. P. 21–41.
- Gombos A.M. and Ciesielsky P.F. Late Eocene to Early Miocene diatoms from the southwest Atlantic // Initial Repts of DSDP. 1983. Vol. 71. P. 583–634.
- Hajos M. Upper Eocene and lower Oligocene Diatomaceae, Archaeomonadaceae and Silicoflagellatae in Southern Pacific sediments, DSDP Leg 29 // Initial Repts of DSDP. 1976. Vol. 29. P. 817–883.
- Harwood D.M. Diatoms. Antarctic Cenozoic history from the MSSTS-1 drillhole, McMerdo sound // DSIR Bull. 1986. № 237. P. 69–107.
- Harwood D.M. Siliceous microfossils. Antarctic Cenozoic history from the CIROS-1 drillhole, McMerdo sound // DSIR Bull. 1989. № 245. P. 67–97.
- Harwood D.M., Barrett P.J., Edwards A.R., Rieck H.J., and Webb P.-N. Biostratigraphy and chronology. Antarctic Cenozoic history from the CIROS-1 drillhole, McMerdo sound // DSIR Bull. 1989. № 45. P. 321–239.
- Harwood D.M., Maruyama T. Middle Eocene to Pleistocene diatom biostratigraphy of Southern ocean sediments from the Kerguelen plateau, Leg 120 // Proc. of ODP. Sc. Res. 1992. P. 683–733.
- Perch-Nielsen K. Silicoflagellates. Plankton stratigraphy. // Cambridge Univ. Press. 1985. P. 811–846.
- Saito T., Barron J.A., and Sakamoto M. An Early Late Oligocene Age indicated by diatoms for a primitive desmostylian mammal Behemotops from Eastern Hokkaido, Japan // Proc. Japan Acad. 1988. Vol. 64. Ser. B. № 9. P. 269–273.
- Sasa Y., Nishida S. On the geology of the northeastern coastal area of South Sakhalin // J. Geol. Soc. Japan. 1937. Vol. 44. Suppl. 530. P. 1053–1086.
- Schrader G.-J., Fenner J. Norwegian sea Cenozoic diatom biostratigraphy and taxonomy // Initial Repts of DSDP. 1976. Vol. 38. P. 921–1099.
- Tsoy I.B. Oligocene diatom assemblage of Kuril-Kamchatka trench // Abstracts. 11th Intern. symposium on living and fossil diatoms. San-Francisco. 1990. P. 121.
- Yanagisawa Y., Suzuki Y. Diatoms and silicoflagellates from the Oligocene Shirasaka formation of the Joban Coalfield, northeast Japan // Geol. Surv. of Japan Bull. 1987. Vol. 38. P. 81–90.

T.V. Oreshkina

Oligocene of the Far East Sector of the Pacific Ocean: Diatom Assemblages from Pilenga and Bora Formations of Sakhalin Island

Early Oligocene diatom assemblages have been documented from potentially oil-bearing Pilenga and Bora formations of coastal regions of southeast Sakhalin.

Diatom neritic complexes from carbonate nodules with varying abundance and preservation are repre-

sented by more than 40 diatom taxa. Age of Pilenga and Bora lithostratigraphic units has been based on stratigraphically significant diatoms widespread in middle and high latitudes. The stratigraphic position of 13 diatom localities of Russian Far East have been revised.

Объяснения к таблицам

Таблица I

1 – *Coscinodiscus* aff. *argus* Ehr., пиленгская свита, обр. 25, x 500; 2 – *Azpeitia oligocenica* (Jouse) Sims, пиленгская свита, обр. 30, x 1000; 3, 4 – *Stephanoruxis* (*Pyxidicula*) aff. *oamaruensis* Hajos, пиленгская свита, обр. 30, x 1000; 5-7 – *Pyxidicula marginata* (Grun.) Streln. et Nikolaev, пиленгская свита, обр. 27, x 1000; 8 – *Stictodiscus grovei* Schmidt, пиленгская свита, обр. 30, x 1000; 9 – *Pyxidicula* aff. *grunowii* (Gr. et St.) Streln. et Nikolaev, пиленгская свита, обр. 25, x 1000; 10 – *Claviciua arenosa* Brun, пиленгская свита, обр. 30, x 1000; 11 – *Pyxidicula* sp. 1, пиленгская свита, обр. 30, x 1000.

Таблица II

1 – *Pyxilla reticulata* Gr. et St., борская свита, обр. 136, x 500; 2,3 – *Kisseleviella carina* Sheshuk., борская свита, обр. 66, x 1000; 4 – *Rhizosolenia oligocenica* Schrader, борская свита, обр. 136, x 1500; 5 – *Rhizosolenia antarctica* Fenner, борская свита, обр. 136, x 1000; 6 – *Synedra kamtschatica* Grunow, борская свита, обр. 136, x 1000; 7 – *Pseudotriceratium radiosoreticulatum* Grun., борская свита, обр. 136, x 1000; 8,9,12 – *Hemiaulus polymorphus* Grun., борская свита, обр. 136, 8,9 – x 1000; 12 – x 1600; 10. *Tumilopsis fogedii* Hendeu, борская свита, обр. 136, x 1500; 11 – *Asteromphalus* aff. *oligocenica* Schrader and Fenner, борская свита, обр. 136, x 500; 13 – *Thalassiosira medioconvexa* Schrader, борская свита, обр. 66, x 1500; 14 – *Pseudotriceratium chenevieri* (Meinster) Glez., борская свита, обр. 136, x 1500.

Таблица III

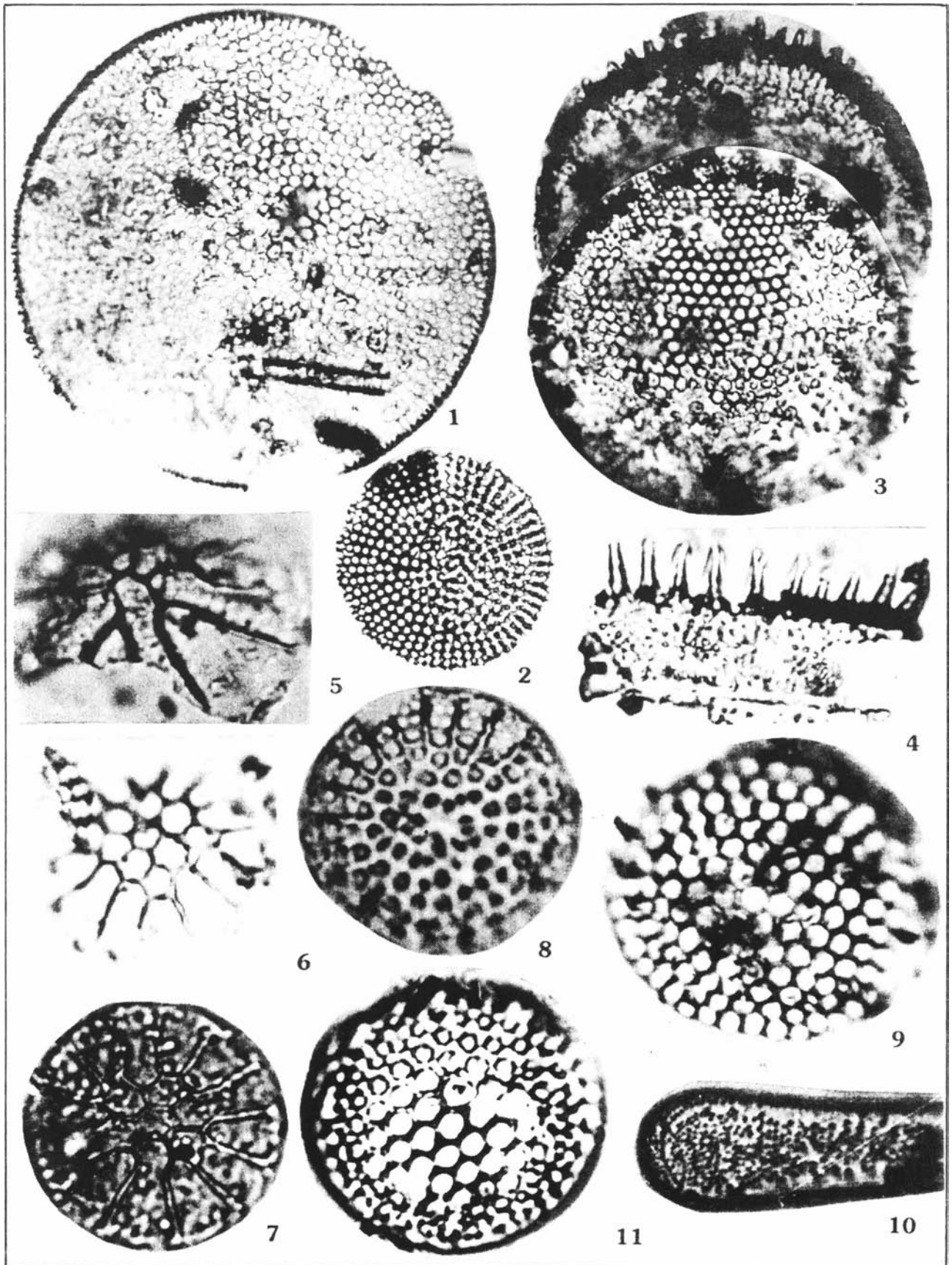
1 – *Pseudostictodiscus picus* Hanna, борская свита обр. 66, x 4000; 2 – *Odontella tuomeyi* (Bail.) Gles., борская свита, обр. 66, x 500; 3 – *Biddulphia* sp., борская свита, обр. 136, x 1000; 4 – *Rhaphoneis elongata* Schrader Andrews, борская свита, обр. 66, x 500; 5 – *Rhaphoneis amphicerus* Ehr., борская свита, обр. 66, x 500; 6 – *Drepanotheca bivitatta* (Grunow et Pantoscek) Schrader, борская свита, обр. 136, x 500; 7 – *Lithodesmium* sp. 1, борская свита, обр. 136, x 1500; 8 – *Cocconeis* aff. *jacksonii* Schrader, борская свита, обр. 136, x 1000; 9 – *Cocconeis sparsipunctata* Brun, борская свита, обр. 136, x 1000; 10 – *Entopyla australis* var. *gigantea* (Greville) Fricke, борская свита, обр. 136, x 1000; 11 – *Pseudopyxilla* sp., борская свита, обр. 136, x 1000; 12 – *Diploneis* sp. 1 sensu Baldauf and Barron, [1987, pl.4, fig.11] борская свита, обр. 136, x 1000.

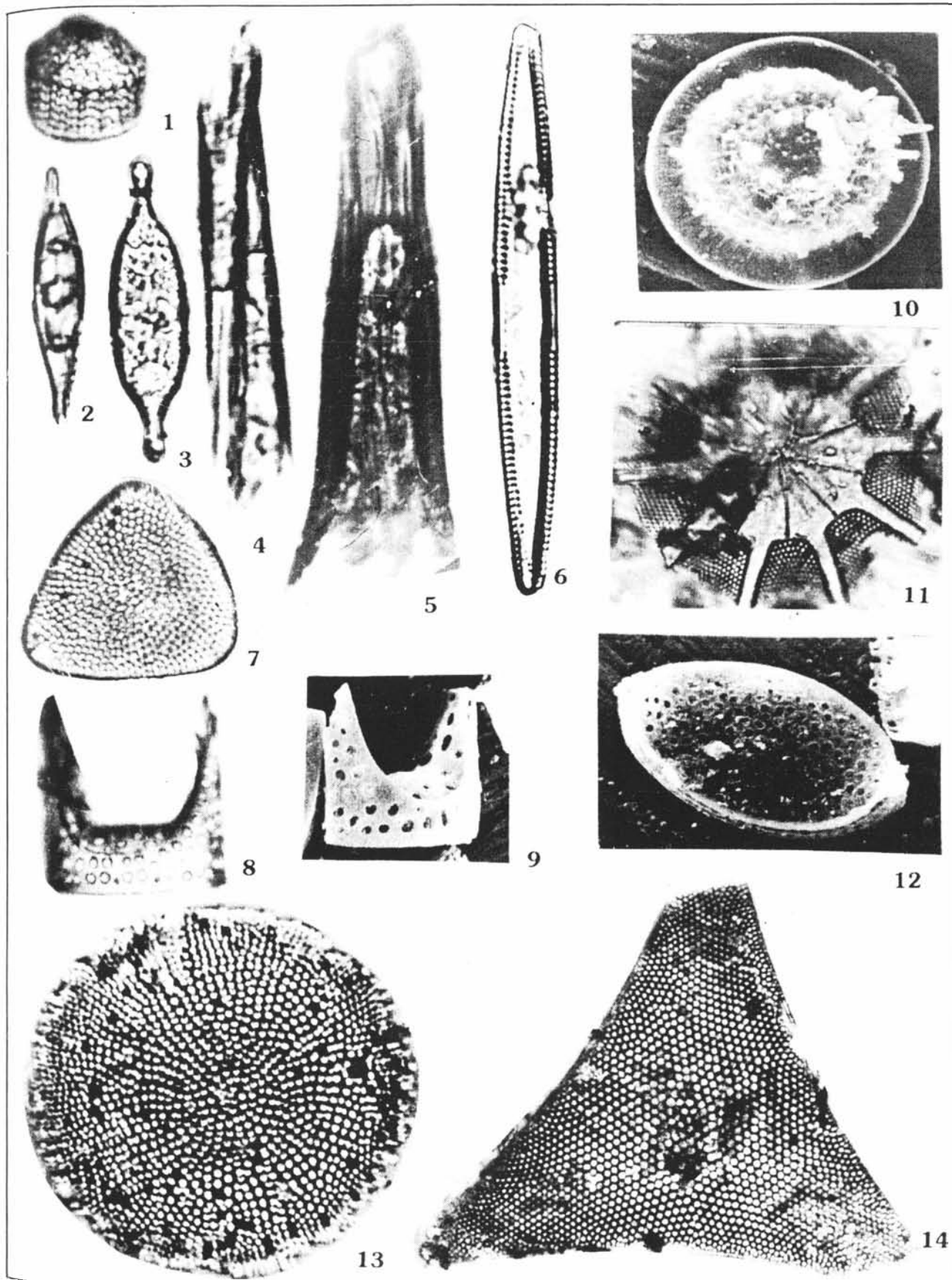
Таблица IV

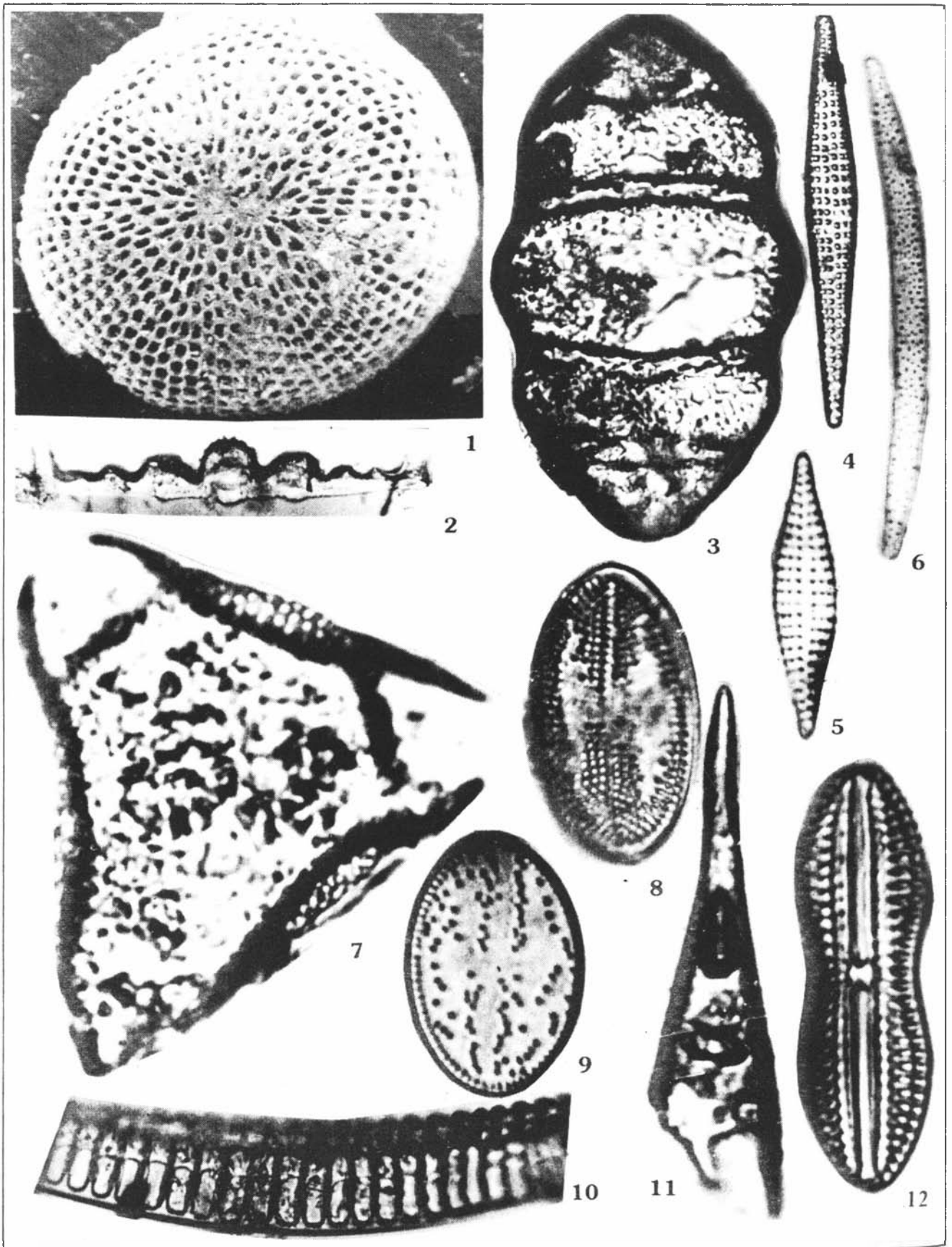
1,5 – *Odontella* aff. *aurita* (Lyngb.) Vreb. et Godey, борская свита, обр. 66, x 1000; 2,3 – *Pyxidicula* aff. *grunowii* (Gr. et St.) Streln. et Nikolaev, пиленгская свита, обр. 30, x 1000; 4 – *Pyxidicula turris* (Grev. et Arnott) Streln. et Nikolaev, борская свита, обр. 136, x 1500; 6 – *Pyxidicula corona* (Ehr.) Grun., борская свита, обр. 136, x 1500; 7,8 – *Pyxidicula spinosissima* (Grun.) Streln. et Nikolaev, борская свита, обр. 66, x 1500; 9 – *Goniothecium decoratum* Brun, борская свита, обр. 136, x 500; 10 – *Pterotheca* sp., борская свита, обр. 136, x 1000; 11. 12. *Pterotheca reticulata* Sheshuk., борская свита, обр. 136, x 1000; 13 – *Stephanogonia polyacantha* Forti, борская свита, обр. 136, x 1500; 14 – *Xanthioruxis* sp., борская свита, обр. 136, x 1000; 15 – *Stephanoruxis* (*Pyxidicula*) *appendiculata* Ehr., борская свита, обр. 136, x 1000.

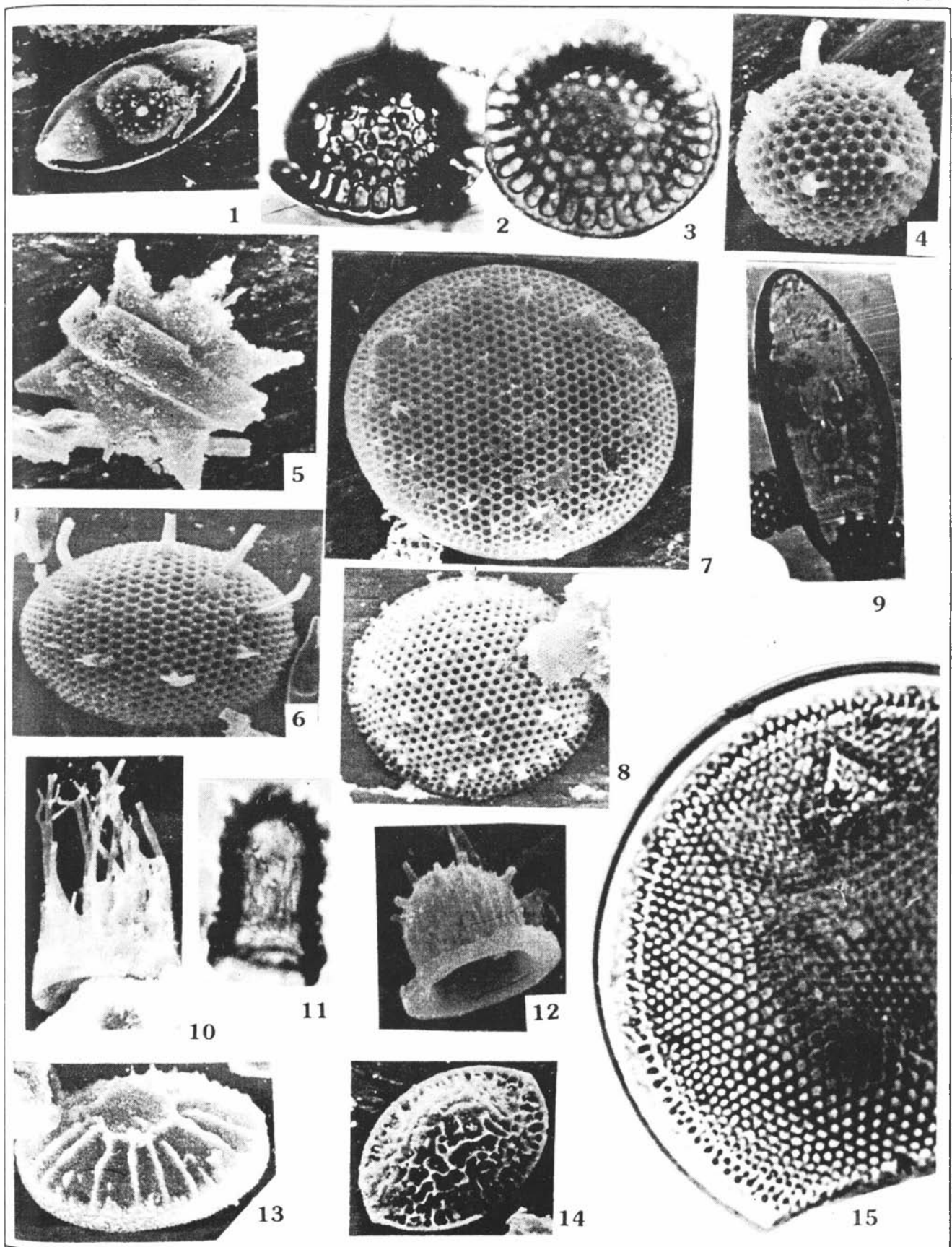
Таблица V

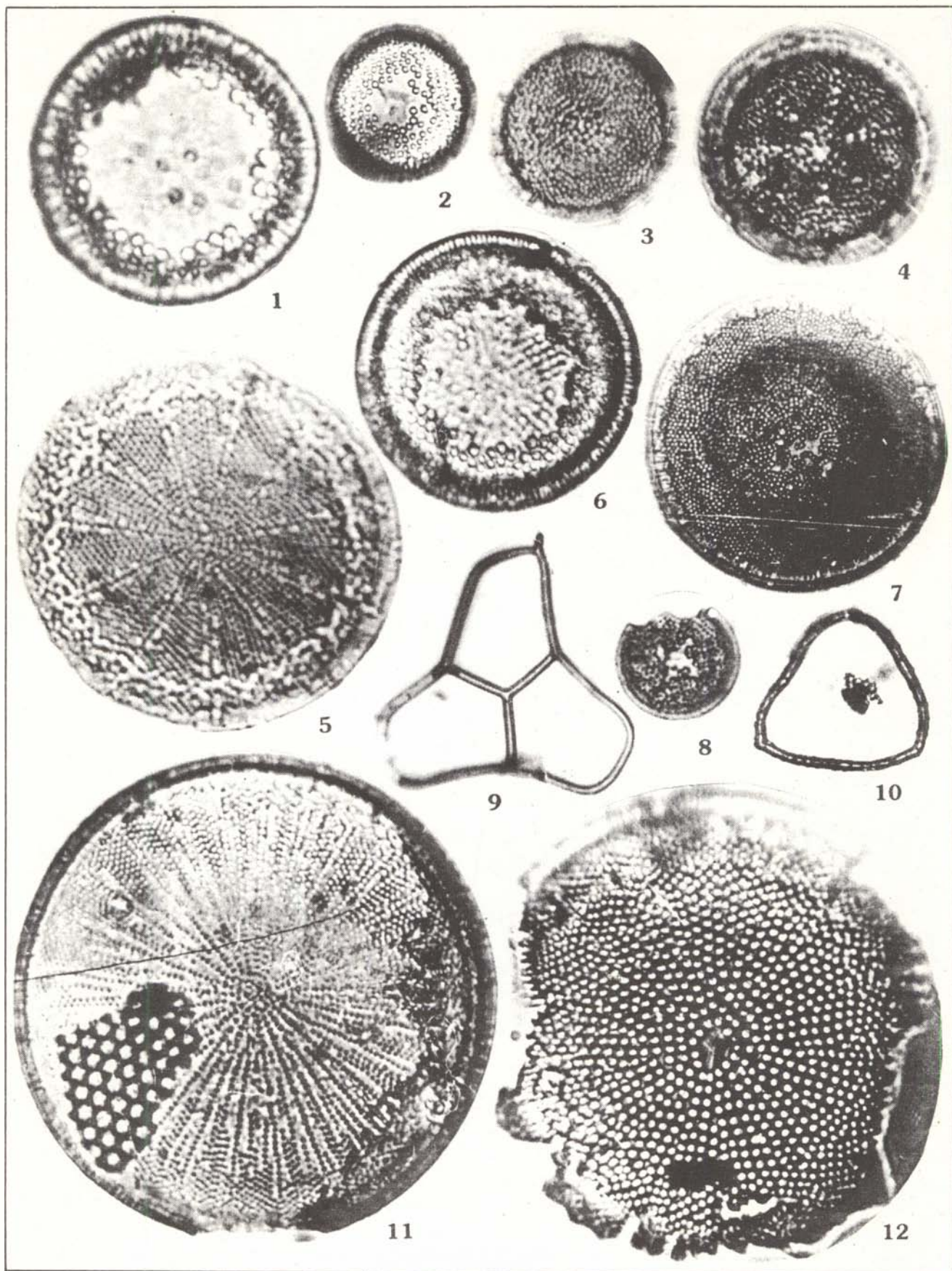
1,6 – *Cosmiodiscus insignis* Jouse, борская свита, обр. 136, x 1500; 2 – *Cestodiscus* sp. 1, борская свита, обр. 136, x 1000; 3 – *Cestodiscus* sp. 2, борская свита, обр. 66, x 1500; 4 – *Cestodiscus* sp. 3, борская свита, обр. 136, x 1000; 5 – *Cestodiscus muhinae* Jouse, борская свита, обр. 66, x 500; 7, 12 – *Cestodiscus trochus* Castracane, борская свита, обр. 136; 7 – x 500; 12 – x 1500; 8 – *Cestodiscus* sp. 4, борская свита, обр. 66, x 1000; 9 – *Corbisema bimucronata bimucronata* Deflandre, борская свита, обр. 66, x 1000; 10 – *Mesocena oamaruensis* Schulz, борская свита, обр. 136, x 500; 11 – *Actinocyclus ehrenbergii* Ralfs, борская свита, обр. 66, x 1000.











Список научных работ Дагмары Максимилиановны Раузер-Черноусовой

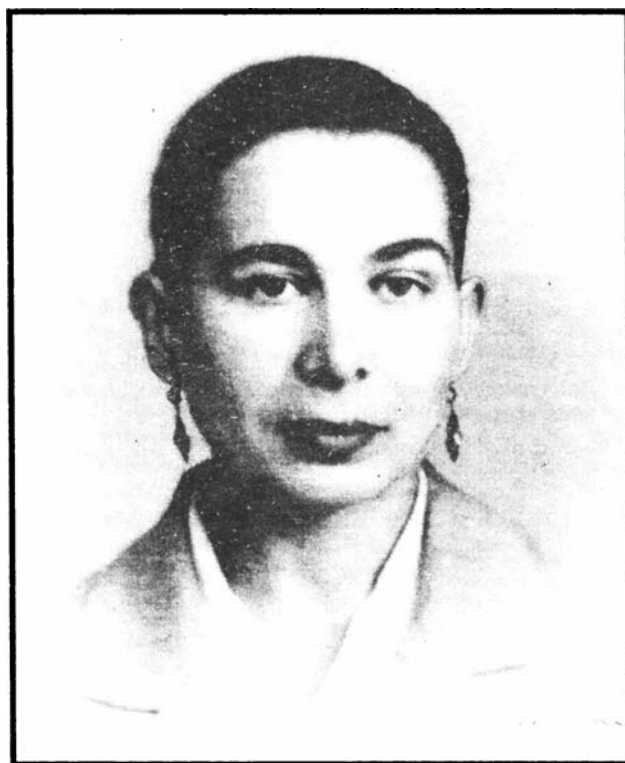
- Раузер-Черноусова Д.М. О некоторых каменноугольных аммонитах Ферганы// Изв. Ассоциация н.-исслед. ин-тов 1 Моск. Гос. ун-та. 1928. Т. 1, № 1-2. С. 164-178.
- Геологическое обследование Соленого озера в Круглой бухте близ Севастополя// Изв. АН СССР. Сер. геол. 1928. № 3. С. 273-298.
- Об одном ряде мутаций *Cardium edule* // Изв. Ассоциация н.-исслед. ин-тов 1 Моск. Гос. ун-та. 1929. Т. 1, № 1. С. 32-53.
- О количественном определении хлорофилла в современных и ископаемых морских осадках// Бюл. МОИП. Отд. геол. 1930. Т. 38, вып. 3-4. С. 285-300.
- Zur methode des quantitation Bestimmung des Chlorophylls in Resenten und fossilen Sedimenten// Geol. Paleontol. 1930. Abt. V. № 8. S. 314-324.
- О микрофауне и стратиграфическом расчленении карбона Самарской Луки// Нефт. хоз.-во. 1934. № 8. С. 26-30.
- Об источниках органического вещества и условиях его накопления в донных осадках морских бухт// Нефт. хоз.-во. 1935. № 11. С. 18-24.
- Заметки о роде *Wedekindellina* Dunbar et Henbest и его стратиграфическом значении// Докл. АН СССР. 1935. Т. 4, № 1-2. С. 109-112.
- О нижнепермском возрасте отложений с *Pseudofusulina lutugini* (Schellwien) на западном склоне Урала// Бюл. МОИП. Отд. геол. 1935. Т. 13, вып. 1. С. 129-154.
- Илистые донные осадки Севастопольской бухты // Тр. Сев. биол. ст. АН СССР. 1936. С. 96.
- К вопросу о стратиграфическом значении верхнепалеозойских фораминифер// Изв. АН СССР. Отд. мат. и ест. наук. 1936. № 1. С. 61-86.
- О фузулинидах и стратиграфическом расчленении нефтеносных известняков Стерлитамакского района// Докл. АН СССР. 1936. Т. 1(10), № 7. С. 286-290.
- О переименовании родов *Schwagerina* и *Pseudofusulina*, предложенном Денбером и Скиннером: Резюме// Изв. АН СССР. Отд. мат. и ест. наук. 1936. № 1. С. 580-584.
- On the renaming of the genus *Schwagerina* and *Pseudofusulina* proposed by Dunbar and Skinner// Изв. АН СССР. Отд. мат. и ест. наук. 1936. № 1. С. 573-580.
- О фауне фузулинид и стратиграфии верхнего карбона и артинского яруса западного склона Урала// Тр. XVII Междунар. геол. конг. 1937.
- Верхнепалеозойские фораминиферы// Определитель фораминифер нефтеносных районов СССР. Ч. I. ОНТИ. НКТЛ. 1937. С. 129-319.
- О фузулинидах и стратиграфии верхнего карбона и артинского яруса западного склона Урала// Бюл. МОИП. Отд. геол. 1937. Т. 15, вып. 5. С. 478-480.
- Rugosofusulina*—новый род фузулинид// Этюды по микропалеонтологии. М.: МГУ, 1937. Т. I. С. 9-25.
- Верхнепалеозойские фораминиферы Самарской Луки и Заволжья// Тр. ИГН АН СССР. М. 1938. Т. 7. С. 69-167.
- Работы по стратиграфии верхнего палеозоя за 1939 год // Краткий обзор научных работ института за 1939г.// Тр. ИГН АН СССР. М.;Л. 1940. Вып. 53. С. 217-219.
- Стратиграфия верхнего карбона и артинского яруса западного склона Урала и материалы к фауне фузулинид// Тр. ИГН АН СССР. М., 1940. Вып. 7. Геол.сер. № 2. С. 37-96.
- Новые данные к стратиграфии верхнего карбона Окско-Цининского вала// Докл. АН СССР. 1941. Т. 30, № 5. С. 43-436.
- К стратиграфии и палеогеографии визейского и намюрского ярусов центральной части Русской платформы и Южного Приуралья// Изв. АН СССР. Сер. геол. 1943. № 2. С. 27-35.
- Визейские и турнейские фораминиферы из скважин Нордовика (п-ов Юрунг-Тумус)// Недра Арктики. 1946. № 1. С. 203-209.
- К палеогеографии центральной части Русской платформы в угленосное время// Изв. АН СССР. Сер. геол. 1947. № 6. С. 87-96.
- Стратиграфия визейского яруса южного крыла Подмосковского бассейна по фауне фораминифер// Тр. ИГН АН СССР. Вып. 62. Геол.сер. № 19. С. 3-40.
- Стратиграфия визейского и намюрского ярусов Сызранского нефтепромысла по фауне фораминифер// Тр. ИГН АН СССР. М. 1948. Вып. 62. Геол.сер. № 19. С. 41-66.
- Фораминиферы и стратиграфия визейского и намюрского ярусов центральной части Русской платформы и Приуралья// Тр. ИГН АН СССР. М. 1948. Вып. 62. Геол.сер. № 19. С. 102-142..
- Род *Haplophragmella* и близкие к нему формы// Тр. ИГН АН СССР. М. 1948. Вып. 62. Геол.сер. № 19. С. 159-165.
- Нижнекаменноугольные эндотеры группы *Endothyra crassa* Brady и близкие к ним формы// Тр. ИГН АН СССР. 1948. Вып. 62. Геол.сер. № 19. С. 166-175.
- О некоторых эндотерах группы *Endothyra bradi* Mikhailov// Тр. ИГН АН СССР. М. 1948. Вып. 62. Геол.сер. № 19. С. 176-181.
- Род *Cribrospira* Moeller// Тр. ИГН АН СССР. М. 1948. Вып. 62. Геол.сер. № 19. С. 186-189.
- Некоторые новые виды фораминифер из нижнекаменноугольных отложений Подмосковского бассейна// Тр. ИГН АН СССР. М. 1948. Вып. 62. Геол.сер. № 19. С. 227-238.
- Некоторые новые нижнекаменноугольные фораминиферы Сызранского района// Тр. ИГН АН СССР. М. 1948. Вып. 62. Геол.сер. № 19. С. 239-243.

- Материалы к фауне фораминифер каменноугольных отложений Центрального Казахстана// Тр. ИГН АН СССР. М.: Л., 1948. Вып. 66. Геол.сер. № 21. С. 1-27.
- Башкирский или каяльский ярус// Изв. АН СССР. Сер. геол. 1949. № 2. С. 61-76.
- Об онтогенезе некоторых палеозойских фораминифер// Тр. ПИН АН СССР. 1949. Т. 20. С. 339-353.
- Стратиграфия верхнекаменноугольных и артинских отложений Башкирского Приуралья// Тр. ИГН АН СССР. М.; Л., 1949. Вып. 105. Геол.сер. № 35. С.3-21.
- Некоторые псевдофузулины и парафузулины Башкирского Приуралья// Тр. ИГН АН СССР. М.; Л., 1949. Вып. 105. Геол.сер. № 35. С. 118-162.
- Фауны верхнекаменноугольных и артинских отложений Стерлитамакско-Ишимбайского Приуралья (на основе изучения фузулинид)// Тр. ИГН АН СССР. М., 1950. Вып. 119. Геол.сер. № 43. С. 1-109.
- Опыт и формы коллективных работ в области изучения верхнепалеозойских фораминифер// Материалы палеонтол. совещания по палеозою. М.: Изд-во АН СССР, 1953. С. 71-80.
- Периодичность в развитии фораминифер верхнего палеозоя и ее значение для расчленения и сопоставления разрезов// Материалы палеонтол. совещания по палеозою. М.: Изд-во АН СССР, 1953. С. 139-160.
- О критериях низших систематических единиц у ископаемых фораминифер// Бюл. МОИП. Отд. геол. 1954. Т. 29, вып. 5. С. 96-97.
- Зоны фузулинид и их соотношения с другими стратиграфическими подразделениями// Бюл. МОИП. Отд. геол. 1955. Т. 30, вып. 4. С. 67-70.
- Координация микропалеонтологических исследований// Вестн. АН СССР. 1956. № 9. С. 105-106.
- О невозможности признания *Borelis princeps* Erenberg, 1854, типичным видом рода *Schwagerina* Moeller, 1877// Докл. АН СССР. 1956. Т. 3, № 6. С. 1333-1335.
- О низших таксономических единицах в систематике фораминифер// Вопр. микропалеонтол. 1956. Вып. 1. С. 3-22.
- Выступление на совещании// Тр. Совещания по вопросу об объеме намюрского яруса и его положении в каменноугольной системе. Киев: Изд-во АН УССР, 1957. С. 151-155.
- Опыт сверхдробного расчленения разреза верхнекаменноугольных отложений в районе Куйбышевской ГЭС// Тр. ГИН АН СССР. М., 1958. Вып. 13. С. 121-138.
- Коллективом по микропалеонтологическому обоснованию стратиграфических схем мезозоя Русской платформы// Палеонтол. журн. 1959. № 1. С. 148.
- Sur l'ontogenese chez les fusulinides (Foraminiferes)// Bull. Soc. Geol. France. 1959. 7 ser. I. № 7. P. 658-661.
- Критерии географического ареала в систематике фораминифер// МГК. XXI сессия. Докл. сов. геологов.. Проблема 6. М.: Госгеотехиздат, 1960. С. 23-31
- Ревизия швагерин с близкими родами и граница карбона и перми// Вопр. микропалеонтол. 1961. Вып. 4. С. 3-32.
- Среднекаменноугольные отложения Вожгальского района// Региональная стратиграфия СССР. М.: Изд-во АН СССР, 1961. Т. 5. С. 55-79.
- Биостратиграфическое расчленение по фораминиферам среднекаменноугольных отложений Самарской Луки и Среднего Заволжья// Региональная стратиграфия СССР. М.: Изд-во АН СССР, 1961. Т. 5. С. 149-212.
- Некоторые среднекаменноугольные фузулиниды Прикамья и Поволжья// Региональная стратиграфия СССР. М.: Изд-во АН СССР, 1961. Т. 5. С. 213-217.
- О Сессии французского геологического общества, посвященной онтогенезам беспозвоночных// Палеонтол. журн. 1961. № 1. С. 166-169.
- Швагериновый горизонт Русской платформы и его стратиграфическое положение// Стратиграфические схемы палеозойских отложений. Пермская система. М.: Гостоптехиздат, 1962. С. 35-45.
- Der Schwagerinen-Horizont und die Obere Grenze des Karbon// Compte rendu IV. Congres du Heerlen. 1962. Т. 3. P. 577-589.
- О границе верейского и каширского горизонтов среднего карбона Волго-Уральской нефтеносной провинции// Бюл. МОИП. Отд. геол. 1962. Т. 37, вып. 2. С. 85-102.
- Координация исследований по микропалеонтологии (Совещание в Москве)// Вестн. АН СССР. 1963. № 7. С. 115.
- Einige Fragen zur Evolution der Fusulinideen// Evolutionary trends in foraminifera. Antwerpen. 1963. S. 45-65.
- Историческое развитие фузулинид и границы стратиграфических подразделений// Вопр. микропалеонтол. 1963. Вып. 7. С. 3-12.
- К вопросу о моменте возникновения нового вида в геологическом прошлом// Палеонтол. журн. 1964. № 4. С. 3-9.
- Фораминиферы стратотипического разреза сакмарского яруса (р. Сакмара, Южный Урал)// Тр. ГИН АН СССР. М. 1965. Вып. 135. 81 с.
- Этапность и периодичность в историческом развитии фузулинид// Докл. АН СССР. 1965. Т. 160, № 4. С. 914-917.
- Некоторые аспекты проблемы эволюции фораминифер и ее значение в биостратиграфии// Тезисы докладов к XII сессии ВПО. Л. 1966. С. 38-39.
- Zur Frage des Zonenbegriffes in der Biostratigraphie// Eclogae geol. Helv. 1966. V.59, N.1. S. 21-31.
- О зонах единых и региональных стратиграфических шкал// Изв. АН СССР. Сер. геол. 1967. № 7. С. 104-118.
- Микропалеонтология и история Земли// Наука и человечество. Международный ежегодник. М.: Знание. 1968. С. 78-91.
- Некоторые аспекты проблемы эволюции фораминифер и ее значение в биостратиграфии// Закономерности развития органического мира по данным палеонтологии М.: Наука, 1968. С. 18-24. (Тр. XII сессии ВПО).
- Каталог фузулинид. Рецензия. "Franz und Gustava Khaler. Fusulinida (Foraminifera). Fossilium Cataloges I, Animalia, partu 111-114, 1966-1967, s.1-974"// Палеонтол. журн. 1968. № 1. С. 149-155.
- О некоторых критериях палеобиогеографического районирования (на примере изучения асельских и сакмарских фораминифер)// Тр. X и XI сессий ВПО. М.: Наука, 1970. С. 171-176.
- Mikropaleontologie und Erdgeschichte// Wissenschaft und Menschneil. Zeiprig. Verl. "Urania". 1970. S. 156-169.
- Некоторые новые данные о границе каменноугольной и пермской систем// Тр. Межведомственного стратиграфического комитета СССР. М.: Наука. 1970. Т. 4. С. 16-166.
- Всесоюзный симпозиум по систематике фораминифер. Ереван. 1970 // Палеонтол. журн. 1971. № 1. С. 126-129.

- XII Европейский микропалеонтологический коллоквиум// Вестн. АН СССР. 1972. № 3. С. 95–96.
- Основные моменты в историческом развитии строения стенок раковин фораминифер// *Вопр. микропалеонтол.* 1972. Вып. 15. С. 3–19
- Фораминиферы// Атлас породообразующих организмов (известковых и кремневых). М.: Наука, 1973. С. 32–40.
- Зональные палеобиогеографические построения по фузулинидам ассельских и сакмарских морей// Тезисы докладов на VI Всесоюз. микропалеонтол. совещании. Новосибирск. 1973. С. 144–145.
- Палеоэкология ассельских и сакмарских фузулинид биогермного массива Шахтау// Тезисы докладов на VI Всесоюз. микропалеонтол. совещании. Новосибирск. 1973. С. 146–147.
- Палеобиогеография ассельского и сакмарского морей по фузулинидам в аспекте зональных подразделений// *Вопр. микропалеонтол.* 1973. Вып. 16. С. 36–61.
- Коллоквиум по фузулинидам и биостратиграфии пограничных отложений гжельского и ассельского ярусов// *Изв. АН СССР. Сер. геол.* 1975. № 9. С. 154–155.
- Палеоэкология ассельских и сакмарских фузулинид из биогермного массива Шахтау (Башкирия)// *Вопр. микропалеонтол.* 1975. Вып. 18. С. 96–125.
- О точности стратиграфического положения и обоснованности верхней границы каменноугольной системы// Тезисы докладов VIII Международного конгресса по стратиграфии и геологии карбона. М.: Наука, 1975. С. 271–272.
- Граница карбона и перми// Границы геологических систем. М.: Наука, 1976. С. 111–125.
- О деятельности Комиссии по микропалеонтологии за 25 лет// *Инфор. мат. о деятельности Научного Совета по пробл. "Пути и закономерности исторического развития животных и растительных организмов"*. М. 1978. С. 38–46.
- VII Всесоюзное микропалеонтологическое совещание// *Изв. АН СССР. Сер. геол.* 1978. № 9. С. 153–156.
- Отчет о деятельности Комиссии по микропалеонтологии за 25 лет (1954–1979)// *Отчет Комиссии по микропалеонтологии*. М.: Ротапринт ГИН АН СССР. 1980. С. 92–104.
- О точности корреляции и об обоснованности верхней границы каменноугольной системы// Биостратиграфия пограничных отложений карбона и перми. М.: Наука, 1980. С. 41–52.
- Зональная стратиграфия верхнего палеозоя Северного полушария по фораминиферам. Введение// *Стратиграфия в исследованиях Геологического института АН СССР*. М.: Наука, 1980. С. 74–79.
- Зональная схема верхнего карбона и нижней перми// *Стратиграфия в исследованиях Геологического института АН СССР*. М.: Наука, 1980. С. 93–96.
- О местных стратиграфических зонах // *Изв. АН СССР. Сер. геол.* 1980. № 3. С. 18–28.
- Об основных принципах и критериях классификаций фораминифер// *Отчет Комиссии по микропалеонтологии за 1981 год*. М. Ротапринт ГИН АН СССР. 1982. С. 27–30.
- Систематика семейства *Staffellidae* (Fusulinida)// *Вопр. микропалеонтол.* 1985. Вып. 27. С. 5–24.
- О положении рода *Pamirina* в системе фузулинид// *Палеонтол. журн.* 1988. № 4. С. 13–19.
- Воспоминания о В.А. Варсанюфьеве // "В.А. Варсанюфьева". Сыктывкар. 1990. С. 130–134.
- О систематическом положении девонских нодозариидей и о составе надотряда *Lagenoida* (фораминиферы)// *Основы современной микропалеонтологии*. Систематический, биоценологический и эволюционный аспекты. Тезисы докладов XI Всесоюз. микропалеонтол. совещания. М. 1990. С. 109–110.
- Из прошлого// Геологи Академии Наук СССР в годы Великой Отечественной войны на трудовом фронте. М.: Наука, 1991. С. 70–71.
- О систематическом положении девонских нодозариидей и составе надотряда *Lagenoida* (фораминиферы)// *Палеонтол. журн.* 1992. № 2. С. 3–13.
- В те далекие годы// Газета "Геолог Севера", г. Сыктывкар, 9 января 1994 г. № 23 (296). С. 3–4.
- Von Dagmar Rauser-Cernousova und Galina Kireeva. Uber Polymorphismus und Variabilitat bei Fusulina minima Schellwien// Palaeontologische Zeitschrift. Berlin. 1935. Bd. I. S. 244–257.*
- Д. Раузер-Черноусова, Г. Беляев и Е. Рейтлингер. Верхнепалеозойские фораминиферы Печорского края// Тр. Полярной комиссии. 1936. Вып. 28. С. 159–232.*
- Д.М. Раузер-Черноусова, М.Е. Мирчинк. Конференция по изучению пермских отложений СССР// Бюл. МОИП. Отд. геол. 1937. Т. 15, вып. 5. С. 81–82.*
- Д.М. Раузер-Черноусова, В.Н. Крестовников. О фораминиферах из переходных от девона к карбону слоев (зона Etgoeungt) Казахстана, Южного Урала и Самарской Луки// Докл. АН СССР. Сер. геол. 1938. Т. 20. № 7–8. С. 593–595.*
- Д.М. Раузер-Черноусова, В.А. Вахрамеев. Средний карбон в северо-восточном Прибалхашье// Докл. АН СССР. Сер. геол. 1938. Т. 19. № 9. С. 717–720.*
- Г.М. Беляев и Д.М. Раузер-Черноусова. О некоторых фузулинидах швагеринового горизонта (группа Pseudofusulina uralica Křotow)// Тр. ИГН АН СССР. 1938. Т. 7. С. 169–192.*
- Д.М. Раузер-Черноусова, Г.М. Беляев и Е.А. Рейтлингер. О фораминиферах каменноугольных отложений Самарской Луки// Тр. Нефт. геол.-разв. ин-та. Нов. сер. 1940. Вып. 7. 87 с.*
- Д.М. Раузер-Черноусова и Е.Л. Кулик. Об отношении фузулинид к фациям и о периодичности в их развитии// Изв. АН СССР. Сер. геол. 1949. № 6. С. 131–148.*
- Д.М. Раузер-Черноусова и С.Ф. Щербович. Швагерин Европы части СССР// Фораминиферы верхнекаменноугольных и артинских отложений Башкирского Приуралья// Тр. ИГН АН СССР. М., 1949. Вып. 105. С. 61–117.*
- Д.М. Раузер-Черноусова, Г.Д. Киреева, Г.Е. Леонтович, Н.Д. Грызлова, Т.П. Сафонова и Е.И. Чернова. Среднекаменноугольные фузулиниды Русской платформы и сопредельных областей. Справочник-определитель. М.: Изд-во АН СССР, 1951. 377 с.*
- Д.М. Раузер-Черноусова и И.И. Долматская. Новые среднекаменноугольные фораминиферы из Мордовской АССР и Пензенской области// Тр. ВНИГРИ. М.; Л.: Гостоптехиздат, 1954. Вып. 1. С. 82–90.*
- Д.М. Раузер-Черноусова и Е.А. Рейтлингер. Биостратиграфическое распределение фораминифер в среднекаменноугольных отложениях южного крыла Подмосквонной котловины// Региональная стратиграфия СССР. М.: Изд-во АН СССР, 1954. Т. 2. С. 7–120.*
- Д.М. Раузер-Черноусова и И.И. Долматская. Стратиграфия и фораминиферы среднекаменноугольных отложений юго-восточной окраины Московской синеклизы*

- (Токмовский свод)// Региональная стратиграфия СССР. М.: Изд-во АН СССР, 1954. Т. 2. С. 201–254.
- Д.М. Раузер-Черноусова, Е.А. Рейтлингер. Развитие фораминифер в палеозойское время// Изв. АН СССР. Сер. геол. 1957. № 11. С. 103–124.
- А.Д. Миклухо-Маклай, Д.М. Раузер-Черноусова и С.Е. Розовская. Систематика и филогения фузулинид// Вопр. микропалеонтол. 1958. Вып. 2. С. 3–21.
- Д.М. Раузер-Черноусова и С.Ф. Щербович. О швагериновом горизонте центральной части Русской платформы// Тр. ГИН АН СССР, М., 1958. Вып. 13. С. 3–56.
- Д.М. Раузер-Черноусова, А.В. Фурсенко. Общая часть. Простейшие// Основы палеонтологии. М.: Изд-во АН СССР, 1959. 471 с.
- А.Д. Миклухо-Маклай, Д.М. Раузер-Черноусова, С.Е. Розовская. Отряд Fusulinida// Основы палеонтологии. М.: АН СССР, 1959. С. 201–215.
- В.А. Варсанофьева, Д.М. Раузер-Черноусова. К характеристике среднекаменноугольных отложений р.Ильчи// Сб. трудов по геологии и палеонтологии. Сыктывкар, 1960. С. 94–126.
- Д.М. Раузер-Черноусова и Т.П. Сафонова. Стратиграфия среднекаменноугольных отложений Пермского Прикамья// Региональная стратиграфия СССР. М.: Изд-во АН СССР, 1961. Т. 5. С. 80–148.
- В.Е. Лацкова, И.Н. Орлова, Е.И. Чернова и Д.М. Раузер-Черноусова. Стратиграфия среднекаменноугольных отложений Саратовского Заволжья// Региональная стратиграфия СССР. М.: Изд-во АН СССР, 1961. Т. 5. С. 287–296.
- Д.М. Раузер-Черноусова, Е.А. Рейтлингер. О формировании фораминифер// Вопр. микропалеонтол. 1962. Вып. 6. С. 3–30.
- Д.М. Раузер-Черноусова, А.К. Богданович. Второй коллоквиум по фораминиферам майкопских отложений// Палеонтол. журн. 1963. № 1. С. 146–147.
- Д.М. Раузер-Черноусова, Р.А. Аракелян, Е.А. Рейтлингер, С.Ф. Щербович, Н.А. Ефимова. Значение пермских фораминифер Закавказья для корреляции перми в пределах Тетиса// МГК. XXII сессия. Докл. сов. геологов. Проблема 16а. М.: Недра, 1964. С. 63–75.
- Naumova S. et Rauser-Chernousova D. Sur la position stratigraphique de l'autunien et de ses analogues// Compte Rendu. Cinquieme Congres international de stratigraphie et de geologie du carboniferes. 1964. Т. 3. Р. 1215–1228.
- А.Н. Аносова, Ф.Р. Бениш, Л.П. Гроздилова, С.В. Доброхотова, М.А. Калмыкова, Г.Д. Киреева, Н.С. Лебедева, А.Д. Миклухо-Маклай, Д.М. Раузер-Черноусова, С.Ф. Щербович. Ревизия систематики рода *Schwagerina* и близких к нему родов// Морфология, систематика и состояние изученности фораминифер и остракод// Вопр. микропалеонтол. 1964. Вып. 8. С. 60–75.
- Д.М. Раузер-Черноусова, С.Е. Розовская. Отряд Fusulinida// Тр. ПИН АН СССР. 1965. Вып. 108. С. 137–146.
- Д.М. Раузер-Черноусова, Р.О. Хачатрян, Г.М. Яриков. Каменноугольная система// Геология СССР. М.: Недра, 1967. Т. XI. С. 226–338.
- Д.М. Раузер-Черноусова, И.К. Королюк, И.А. Кириллова, Е.Л. Меламуд. Нижнепермский биогермный массив Шахтау (Башкирия)// Бюл. МОИП. Отд. геол. 1970. Т. 45, вып. 4. С. 46–59.
- Д.М. Раузер-Черноусова, С.Ф. Щербович. О морфологии представителей рода *Schwagerina* Moeller, 1877 sensu Moeller, 1978 и терминологии их признаков (как предпосылки к применению вычислительно-счетных машин в определении видов)// Вопр. микропалеонтол. 1970. Вып. 13. С. 30–52.
- Д.М. Раузер-Черноусова, А.А. Герке. Терминологический справочник по стенкам раковин фораминифер. М.: Наука, 1971. 192 с.
- Д.М. Раузер-Черноусова, С.Е. Розовская, С.Ф. Щербович. Пермская система. Фораминиферы// Атлас ископаемой фауны Армянской ССР. Ереван, 1974. С. 86–103.
- Д.М. Раузер-Черноусова, С.Ф. Щербович. Некоторые вопросы касимовского яруса в свете изучения фораминифер// Изв. АН СССР. Сер. геол. 1974. № 6. С. 91–103.
- Д.М. Раузер-Черноусова, Е.А. Иванова, Л.П. Гроздилова, М.Х. Махлина. Верхний карбон: Тезисы докладов VIII Международного конгресса по стратиграфии и геологии карбона. М.: Наука, 1975. С. 273–274.
- Д.М. Раузер-Черноусова, Ф.Р. Бениш, Н.В. Глушенко, Т.Г. Ильина и др. Граница карбона и перми в СССР// Тезисы докл. VIII Международного конгресса по стратиграфии и геологии карбона. М.: Наука, 1975. С. 272–273.
- Д.М. Раузер-Черноусова, Е.А. Рейтлингер. Экосистемный анализ в решении стратиграфических вопросов каменноугольной системы// Экостратиграфия и экологические системы прошлого. Тезисы докладов XXII сессии ВПО. Л., 1976. С. 63–65.
- Д.М. Раузер-Черноусова, Е.А. Иванова, И.К. Королюк, И.П. Морозова, Н.Н. Фотиева. К характеристике стратотипа стерлитамакского горизонта (нижняя пермь, массив Шахтау, Башкирия)// Бюл. МОИП. Отд. геол. 1977. Т. 52, № 6. С. 24–37.
- Е.В. Королюк, Д.М. Раузер-Черноусова. Ассельские и сакмарские брэдины (фораминиферы) из биогермного массива Шахтау (Башкирия)// Вопр. микропалеонтол. 1977. Вып. 20. С. 126–141.
- Д.М. Раузер-Черноусова, Е.А. Рейтлингер. К применению экосистемного анализа в решении стратиграфических вопросов каменноугольной системы// Вопр. микропалеонтол. 1977. Вып. 19. С. 3–16.
- Д.М. Раузер-Черноусова, Е.А. Иванова, Л.П. Гроздилова, М.Х. Махлина. Верхний карбон// Тр. VIII Международного конгресса по стратиграфии и геологии карбона. Т. 1: Общие проблемы стратиграфии каменноугольных отложений. М.: Наука, 1978. С. 145–157.
- Е.Л. Кулик, И.К. Королюк, Д.М. Раузер-Черноусова. К вопросу стратиграфического и фациального значения ассельских и сакмарских известковых водорослей (по материалам из биогермного массива Шахтау, Башкирия)// Вопр. микропалеонтол. 1978. Вып. 21. С. 216–233.
- Д.М. Раузер-Черноусова, Е.А. Иванова. Верхний карбон// Тр. Межведомственного стратиграфического комитета АН СССР. 1978. Т. 6. С. 223–228.
- Д.М. Раузер-Черноусова, Л.П. Нестеренко. Второй семинар-коллоквиум по биостратиграфии и фораминиферам пограничных отложений карбона и перми// Геологич. журн. 1979. № 6. С. 14–150.
- Rauser-Chernousova D.M. et al. The upper Carboniferous Series// The Carboniferous of the USSR. Yorkshire Geol. Soc. 1979. P. 147–174.
- Rauser-Chernousova D.M., Shchegolev A.K. in collaboration with Bensch, F.R., Kireeva, G.D. et al. The Carboniferous-Permian Boundary in the USSR// The Carboniferous of the USSR. Yorkshire Geol. Soc. 1979. P. 175–196.

- Д.М. Раузер-Черноусова, М.Н. Изотова. К ревизии раннепермских видов группы *Pseudofusulina urdalensis*// Вопр. микропалеонтол. 1980. Вып. 23. С. 86–95.
- Д.М. Раузер-Черноусова, А.К. Шеголев. Граница карбона и перми в СССР// Биостратиграфия пограничных отложений карбона и перми. М.: Наука, 1980. С. 52–68 (Тр. Международ. подкомис. по стратиграфии карбона и перми).
- Д.М. Раузер-Черноусова, Л.П. Гроздилова, А.А. Султанаев, А.Э. Алксне. Стратотип бурцевского горизонта артинского яруса (Южный Урал)// Изв. АН СССР. Сер. геол. 1981. № 9. С. 64–72.
- Д.М. Раузер-Черноусова, И.К. Королюк. К морфологии и систематике позднемосковских сифоновых водорослей Южного Урала и об их роли в пороодообразовании// Вопр. микропалеонтол. 1981. Вып. 24. С. 157–171.
- И.К. Королюк, А.Д. Сидоров, Д.М. Раузер-Черноусова. Рифогенные отложения верхнего карбона Юрезано-Айской впадины и их нефтегазоносность// Научные основы поисков и разведки нефтяных месторождений. М.: ИГиРГИ, 1985. С. 87–95.
- Д.М. Раузер-Черноусова, Е.А. Рейтлингер. К надродовой систематике отряда Normosinida (фораминиферы) // Палеонтол. ж. 1986. № 4. С. 15–20.
- Д.М. Раузер-Черноусова, А.В. Чермных. Mesolasiodiscus gen. nov. – новое звено в эволюции позднепалеозойских лазиодисцид (фораминиферы)// Палеонтол. журн. 1990. № 1. С. 121–125.
- Д.М. Раузер-Черноусова, Е.А. Рейтлингер, М.Н. Соловьева. Систематика палеозойских фораминифер на современном этапе изученности// Тезисы докладов XI Всесоюз. микропалеонтол. совещания. М. 1990. С. 111–112.
- Д.М. Раузер-Черноусова, Е.А. Рейтлингер. О принципах оценки высших таксономических рангов в систематике фораминифер палеозоя// Систематика и филогения беспозвоночных: критерии выделения высших таксонов. М.: МОИП, 1990. С. 21–22.
- Д.М. Раузер-Черноусова, М.В. Вдовенко, Е.А. Рейтлингер, А.А. Сабуров (при участии Л.П. Гроздиловой). Справочник по систематике мелких фораминифер палеозоя (за исключением эндотироидей и пермских многокамерных лагеноидей). М.: Наука, 1993. 125 с.
- М.А. Калмыкова, Д.М. Раузер-Черноусова, Т.Н. Исакова. Роль Г.А. Дуткевича в становлении отечественной микропалеонтологии// Стратиграфия. Геологическая корреляция. 1995. Т. 3, № 3. С. 134–137.



Памяти Таисии Петровны Бондаревой

26 апреля 1996 года ушла из жизни Таисия Петровна Бондарева, известный микропалеонтолог, многолетний и бессменный Ученый секретарь Комиссии по микропалеонтологии и редактор "Вопросов микропалеонтологии" (вып. 1-30), около 40 лет проработавшая в Геологическом институте АН СССР (ныне РАН).

Т.П. Бондарева родилась 21 октября 1920 года. Закончив в 1945 году Московский геолого-разведочный институт, она работала в Московском нефтяном институте им. Губкина, где в 1955 году защитила кандидатскую диссертацию по фораминиферам и стратиграфии эоцена и олигоцена Приаралья. Работая затем ассистентом, а позже преподавателем на кафедре общей геологии Т.П. Бондарева заслужила любовь и уважение своих коллег и студентов, которым уделяла много времени и внимания.

С 1957 года научная судьба Т.П. Бондаревой была связана с Геологическим институтом АН СССР, где она вела огромную научно-организационную работу как Ученый секретарь Комиссии, в которой была ближайшим помощником ее Председателя Д.М. Раузер-Черноусовой. Таисия Петровна была прекрасным научным редактором, однако она редактировала не только наши статьи и монографии.. Своим стремлением и умением делать любую работу в высшей мере добросовестно и тщательно она, сама того не зная, как бы редактировала и наше отношение к работе, воспитывала принципиальность и добросовестность в своих младших, а подчас и старших коллегах.

Ее бескомпромисность и непримиримость в отношении поверхностности или небрежности (в чем бы они не проявлялись – в работе или в жизни), удивительным образом сочеталась с человеческой добротой, отзывчивостью и готовностью всегда прийти на помощь в трудную минуту. Личная скромность и неприятие внешних показных эффектов также служили примером для нас, ее коллег и друзей.

Таисии Петровны нет с нами. Но все, кому посчастливилось пройти вместе с ней какой-то отрезок жизни, навсегда сохраняют светлую память о ней – человеке высокой нравственности, удивительной целостности, доброты, справедливости и принципиальности.

Содержание

Е. А. Рейтлингер Дагмара Максимилиановна Раузер-Черноусова и микропалеонтология.....	5
Б.В. Поярко О методологии микропалеонтологических исследований.....	12
С.В. Дубинина Особенности глубоководных конодонтовых сообществ среднего аренига бассейнов Центральной Азии (Казахстан, Киргизия).....	22
Т.Н. Исакова О роде <i>Sphaeroschwagerina</i> М.-Maclay, 1959.....	29
М.Р. Доброва Различные типы остракодовых сообществ в юрских бассейнах Сирии и их связь со средой обитания.....	33
Е.А. Тоболина, К.И. Кузнецова Род <i>Anchispirocyclus</i> (<i>Foraminifera</i>) из верхнеюрских отложений Западной Сирии (стратиграфическое распространение, изменчивость, видовой состав).....	46
М.А. Ахметьев, Н.И. Запорожец Смена диноцист в разрезах палеогена и нижнего миоцена Русской платформы, Крымско-Кавказской области и Туранской плиты как отражение экосистемных перестроек.....	55
И.Е. Хохлова Палеоцен-эоценовые радиолярии юга Русской платформы и сопредельных регионов и их использование для прямой корреляции с отложениями Восточной Атлантики (скв. 400А DSDP).....	70
Э.П. Радионова Сравнительное изучение эоценовых диатомей приокеанических и внутриплатформенных разрезов (Северная Атлантика и Русская платформа).....	83
Э.П. Радионова, Т.В. Орешкина Диатомеи в зоне перехода от тепловодной области к холодноводной: Биостратиграфия и палеоокеанография средних широт западной части Тихого океана (по материалам скв. 578, 580, 581 DSDP).....	102
Н.Г. Музылев, В.Н. Беньямовский, Ю.О. Гаврилов, Е.А. Щербинина, С.И. Ступин Палеонтологическая и геохимическая характеристики верхнепалеоценового сапропеля Центрального Предкавказья.....	117
Н.Г. Музылев Вспышки эруптивной деятельности в раннем палеогене Восточного Перитетиса и их возможное влияние на морскую микробиоту.....	128
Т.В. Орешкина Олигоцен Дальневосточного сектора Тихого океана: Комплексы диатомей из пиленгской и борской свит Сахалина.....	133
Список научных работ Дагмары Максимилиановны Раузер-Черноусовой.....	149
Некролог.....	154

Contents

E.A. Reytlinger Dagmara M. Rauzer-Chernousova and micropaleontology.....	5
B.V. Poyarkov About the methodology of micropaleontological investigations.....	12
S.V. Dubinina The peculiarities of the Middle Arenig deep water conodont associations of Central Asian (Kazakhstanian, Kirgizian) paleobasins.....	22
T.N. Isakova About genus <i>Sphaeroshwagerina</i> M.-Maclay, 1959.....	29
M.R. Dobrova Different types of Ostracoda assemblages in Syrian Jurassic basins and their connection with the environment.....	33
E.A. Tobolina, K.I. Kuznetsova Genus <i>Anchispirocyclina</i> (<i>Foraminifera</i>) from the Upper Jurassic sediments of West Syria (stratigraphical distribution, variability, species composition).....	46
M.A. Akhmetiev, N.I. Zaporozhets Changes in Dinocyst assemblages as reflecting in ecosystem transformations in Russian Platform, Crimea, Caucas, and Turan Plate during Paleogen and Early Miocene.....	55
I. E. Khokhlova Paleocene-Eocene Radiolarians from the Russian Platform South and their application for direct correlation with the East Atlantic sediments (Site 400A DSDP).....	70
E.P. Radionova. Comparable Study of Eocene Diatoms from the Oceanic and Platform Sections (North Atlantic and Russian Platform).....	83
E.P. Radionova, T.V. Oreshkina Diatoms in transitional zone from the warm-water to cold-water area: Biostratigraphy and paleoceanography of the middle latitudes of West Pacific (on sites 578, 580, 581 DSDP data).....	102
N.G. Muzylöv, V.N. Benjamovsky, Yu.O. Gavrilov, E.A. Shcherbinina, S.I. Stupin Paleontological and Geochemical Features of the Central Caucasian Upper Paleocene Sapropel.....	117
N.G.Muzylöv Early Paleogene Epizodes of Eruptive Activity in the East Peritethys and their possible influence on the Marine Microbiota.....	128
T.V. Oreshkina Oligocene of the Far East Sector of the Pacific Ocean: Diatom Assemblages from Pilenga and Bora Formations of Sakhalin Island.....	133
List of Dagmara M. Rauzer-Chernousova's scientific publications.....	149
Obituary.....	154

Научное издание

**ИСКОПАЕМЫЕ
МИКРООРГАНИЗМЫ
КАК ОСНОВА СТРАТИГРАФИИ,
КОРРЕЛЯЦИИ И
ПАЛЕОБИОГЕОГРАФИИ
ФАНЕРОЗОЯ**

Утверждено к печати
Редколлекцией Геологического института РАН

Ответственные редакторы:
К.И.Кузнецова, Н.Г.Музылев

Редактор И.М. Ерофеева
Художник О.В. Кураленко

Подписано к печати 15.12.96
Формат 60х90 1/8. Бумага гознак 90 г/м
Гарнитура Таймс. Печать офсетная. Уч.-изд. л. 22,0
Тираж 300 экз.
Тип. зак. № 747 с, Москва

Издательство ГЕОС
Изд. лицензия Л.Р. № 050112 от 09.03.95
125315, 1-й Амбулаторный пр., 7/3-114.
Тел.: (095) 230-80-92
Факс: (095) 231-04-43

