Пятое Всероссийское совещание

МЕЛОВАЯ СИСТЕМА РОССИИ:
ПРОБЛЕМЫ СТРАТИГРАФИИ И ПАЛЕОГЕОГРАФИИ

МЕЛОВАЯ СИСТЕМА РОССИИ:
ПРОБЛЕМЫ СТРАТИГРАФИИ И ПАЛЕОГЕОГРАФИИ

Пятое Всероссийское совещание
23-28 августа 2010 г.



Ульяновск
2010

Государственное образовательное учреждение
высшего профессионального образования
УЛЬЯНОВСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ УНИВЕРСИТЕТ
МЕЛОВАЯ КОМИССИЯ МСК РОССИИ
РОССИЙСКИЙ ФОНД ФУНДАМЕНТАЛЬНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ

МЕЛОВАЯ СИСТЕМА РОССИИ И БЛИЖНЕГО ЗАРУБЕЖЬЯ:

ПРОБЛЕМЫ СТРАТИГРАФИИ И ПАЛЕОГЕОГРАФИИ

Материалы
Пятого Всероссийского совещания

23-28 августа 2010 г., г. Ульяновск

Под редакцией
Е.Ю. Барабошкина, И.В. Благовещенского

Ульяновск
2010

УДК 551.763(082) + 551.8(082)
ББК 26.323.263я431
М 47

Редакционная коллегия:

Е.Ю. Барабошкин (гл. редактор),
И.В. Благовещенский (зам. гл. редактора)

М 47 **Меловая система России и ближнего зарубежья: проблемы стратиграфии и палеогеографии** : Материалы Пятого Всероссийского совещания (23-28 августа 2010 г., г. Ульяновск) / под ред. Е.Ю. Барабошкина, И.В. Благовещенского. – Ульяновск : УлГУ, 2010. – 379 с. : ил.

ISBN 978-5-88866-385-1

Сборник содержит материалы и тезисы докладов, представленных на Пятом Всероссийском юбилейном совещании «Меловая система России и ближнего зарубежья: проблемы стратиграфии и палеогеографии», посвященном памяти выдающегося исследователя меловой системы, профессора МГУ Д.П. Найдина. Рассмотрены теоретические, практические и методические вопросы стратиграфии, палеогеографии, тектоники и палеонтологии меловых отложений различных регионов России и ближнего зарубежья.

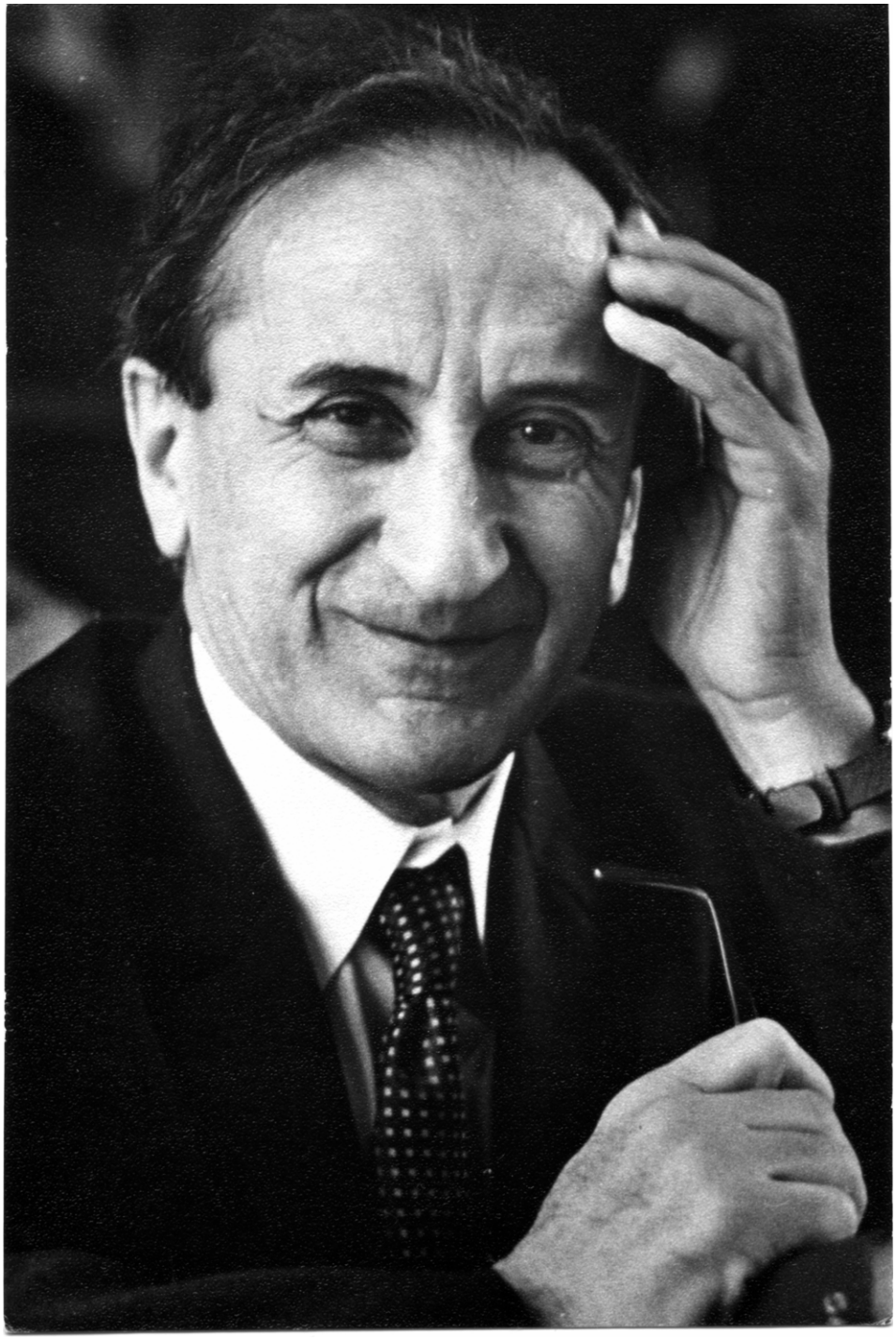
Сборник предназначен для геологов широкого профиля, занимающихся геологической историей мезозоя, палеонтологов и стратиграфов, студентов геологического и биологического факультетов.

УДК 551.763(082) + 551.8(082)
ББК 26.323.263я431

Организация и проведение совещания поддержаны Российским фондом фундаментальных исследований, грант 10-05-06049-г, а также другими грантами и программами РФФИ, Президиума РАН, ДВО РАН, ОНЗ РАН, грантами Президента.

© Ульяновский государственный университет, 2010
© Коллектив авторов, 2010

Совещание посвящено памяти замечательного человека
и выдающегося исследователя меловой системы,
профессора Московского университета
Дмитрия Павловича Найдина



Дмитрий Павлович Найдин (1919–2009)

ОТ ОРГАНИЗАТОРОВ

Настоящий сборник выпущен к проведению Пятого Всероссийского совещания «Меловая система России и ближнего зарубежья: проблемы стратиграфии и палеогеографии». С момента Первого совещания, проводившегося в Москве, прошло уже восемь лет! За это время название «Меловая система России» закономерно трансформировалось в «Меловая система России и ближнего зарубежья», поскольку к нам присоединились коллеги из стран СНГ, с которыми нас связывает не только современная, но и меловая история. Мы этому очень рады и надеемся, что наше сотрудничество будет более тесным и плодотворным.

За прошедшее десятилетие число активных участников возрасло с 60 до 80. Несмотря на сложившийся «коллектив», каждый раз появляются новые лица и, что особенно приятно, из числа молодых исследователей. Несколько изменилось содержание докладов: их спектр охватывает не только традиционные стратиграфические и палеонтологические тематики, но и другие направления, включающие седиментологию, тектонику, бассейновые исследования. Многие сообщения носят комплексный характер, отвечающий современному развитию геологических наук. Однозначно повысилось качество самих сообщений (кто участвовал в Первом совещании – сравните!). Без преувеличения можно сказать, что уровень приближается к мировому.

К сожалению, за прошедшее время наша меловая наука понесла большие потери. Ушли из жизни наши учителя и коллеги Владимир Левонович Егоян, Владимир Анатольевич Прозоровский, Дмитрий Павлович Найдин. Мы помним их и тот вклад, который они внесли в изучение мелой системы.

Настоящее совещание посвящено памяти выдающегося исследователя меловой системы, профессора Московского университета Дмитрия Павловича Найдина.

ПРОФЕССОР ДМИТРИЙ ПАВЛОВИЧ НАЙДИН (1919–2009) И ЕГО РОЛЬ В ИЗУЧЕНИИ СТРАТИГРАФИИ И ПАЛЕОНТОЛОГИИ ВЕРХНЕГО МЕЛА РОССИИ

А.С. Алексеев[1], Л.Ф. Копаевич[1], В.Н. Беньямовский[2], Е.Ю.Барабошкин[1]
[1]*Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, aaleks@geol.msu.ru*
[2]*Геологический институт РАН, Москва, vnben@mail.ru*

PROFESSOR DMITRIY PAVLOVICH NAIDIN (1919–2009) AND HIS ROLE IN UPPER CRETACEOUS STRATIGRAPHY AND PALEONTOLOGY STUDIES IN RUSSIA

A.S. Alekseev[1], L.F. Kopaevich[1], V.N. Beniamovsky[2], E.Ju. Baraboshkin[1]
[1]*Moscow State University, Moscow, aaleks@geol.msu.ru*
[2]*Geological Insititute of RAS, Moscow, vnben@mail.ru*

Среди ученых, работающих в том или ином научном направлении, всегда есть несколько таких, которым принадлежит особенно глубокий вклад, чьи исследования были настолько глубоки и широки, а знания энциклопедичны, что выделяет их в научном сообществе благодаря авторитету и неформальному влиянию. К таким выдающимся личностям из числа отечественных специалистов по стратиграфии и палеонтологии верхнего мела, безусловно, принадлежит профессор Дмитрий Павлович Найдин, яркий представитель московской геологической школы А.П. Павлова.

Дмитрий Павлович родился 29 января 1919 г. на Украине в г. Кременчуге в семье ученых-сельскохозяйственников. Его отец, Павел Георгиевич Найдин, доктор сельскохозяйственных наук, агроном-опытник, с 1931 г. работал во Всесоюзном научно-исследовательском институте удобрений и агропочвоведения, где создал и возглавлял до своей кончины в 1969 г. отдел Географической сети опытов с удобрениями. Всю жизнь он занимался повышением плодородия почв и ростом урожайности сельскохозяйственных культур на основе рационального использования удобрений в соответствии с условиями той или иной природной среды. Написанные им руководства по агрохимии до сих пор пользуются большим спросом в книжных Интернет-магазинах. Мать Дмитрия Павловича, Анна Леонтьевна Маслова, кандидат сельскохозяйственных наук, заведовала лабораторией в том же институте.

Осенью 1941 г. Дмитрий Павлович окончил Московский геологоразведочный институт им. С. Орджоникидзе и был распределен в геологическую партию, работавшую в Таджикистане. Оттуда в 1942 г. он был призван в армию, но сначала обучался в училище связи, где получил специальность связиста. В должности командира взвода связи артиллерийских войск он прослужил всю войну на различных фронтах, причем закончил воевать только августе 1945 г. на территории Кореи.

После демобилизации в феврале 1946 г. он вернулся во МГРИ, где стал аспирантом Н.С. Шатского и работал в возглавлявшейся А.А. Богдановым Карпат-

ской экспедиции. Во время полевых работ в Западной Украине, только что освобожденной от фашистских войск и частично контролировавшейся бендеровцами, он собрал богатый материал по стратиграфии и белемнитам верхнего мела Предкарпатья, послуживший основой для кандидатской диссертации, опубликованной в 1952 г. Обстановку, в которой работала Карпатская экспедиция, он красочно описал в своих воспоминаниях (2007).

После перехода вместе с А.А. Богдановым большой группы сотрудников МГРИ в Московский университет Дмитрий Павлович занял должность ассистента, затем доцента и профессора кафедры исторической геологии геологического факультета МГУ имени М.В. Ломоносова. Почти 60 лет он проработал в Московском университете. Здесь по настоящему раскрылся его талант палеонтолога и стратиграфа.

За короткое время он изучил основные разрезы верхнемеловых отложений в Поволжье, на юге Русской платформы, в Крыму, на Северном Кавказе, в Прикаспии и Закаспии. Особый интерес, не ослабевавший до последних лет жизни, он проявлял к исследованию верхнего мела Крыма, где в течение многих лет вел геологическую практику для студентов МГРИ, а затем МГУ. Вместе с Б.Т. Яниным Дмитрий Павлович изучал строение Мангушской котловины и стратиграфию выполняющих ее альбских отложений. Аммониты верхнего альба были описаны им вместе с Р. Марциновским (1976), а богатая коллекция сеноманских аммонитов Крыма была передана для изучения этому польскому палеонтологу. Среди крымских достижений Дмитрия Павловича следует отметить, прежде всего, детальное лито- и биостратиграфическое расчленение сеномана, турона и коньяка, используемое до сих пор многими поколениями педагогов и студентов, а также кампана и маастрихта по белемнитам и аммонитам. Не менее важные публикации посвящены характеристике палеоценовых (датских и монских) отложений. Нужно подчеркнуть, что Дмитрий Павлович до последних дней считал необходимым сохранить монский ярус в качестве самостоятельного подразделения палеоцена, хотя сами бельгийские стратиграфы, прежде всего А. Донт, это категорически отрицали.

Важнейшее значение имела публикация в 1974 г. «Атласа верхнемеловой фауны Донбасса», в котором Дмитрию Павловичу принадлежат разделы с описанием аммонитов и белемнитов. До сих пор этот труд является единственным у нас такого рода справочником.

Несмотря на то, что Дмитрий Павлович был специалистом по «макрофауне», уже в 1970-е годы он понял, что без детальных микропалеонтологических исследований ни одной проблемы стратиграфии верхнего мела не решить. Он выступил с инициативой комплексного изучения проблемы границы сантонского и кампанского ярусов на Русской платформе (возраст так называемых «птериевых слоев», которые он считал нижнекампанскими). С этой целью была организована целая серия полевых совещаний и коллоквиумов с экскурсиями на опорные разрезы этого интервала. Специалисты по фораминиферам отбирали пробы для исследования из «одного куска», чтобы избежать всяких разнотолкований. Такие полевые совещания прошли в Западном Примугоджарье, Донбассе, Поволжье и на Мангышлаке, а их материалы были опубликованы. Кроме фора-

минифер, Дмитрий Павлович подчеркивал важное значение известкового наннопланктона, привлекая к его изучению ряд отечественных специалистов.

В конце 1970-х и в 1980-е годы Дмитрий Павлович обратил внимание на Мангышлак, где благодаря идеальной обнаженности можно прослеживать верхнемеловую преимущественно карбонатную толщу, местами переполненную окаменелостями, на сотни километров. Вместе с Л.Ф. Копаевич и В.Н. Беньямовским им были комплексно исследованы основные опорные разрезы верхнего мела в различных районах Мангышлака. Собранные ими материалы послужили основой для целого ряда монографий, освещающих новые для отечественных геологов вопросы выявления трансгрессий и регрессий, распознавания и ранжирования перерывов в карбонатных эпиконтинентальных разрезах (1988, 1994, 2002).

Получила широкий резонанс организованная им международная экскурсия на уникальные по полноте и степени обнаженности разрезы верхнего мела и палеогена Мангышлака (1994). Западные специалисты опубликовали несколько интересных статей по материалам, собранным во время этой экскурсии.

В 1968 г. Дмитрий Павлович при содействии М.А. Пергамента совершил ознакомительную поездку на Западную Камчатку (район Пенжинской губы), что дало ему возможность ознакомиться с мощными терригенными разрезами верхнего мела Тихоокеанской провинции, совершенно иными фаунистически. Тогда же он осмотрел классические разрезы верхов верхнего мела на Южном Сахалине (реки Найба и Красноярка). Но наибольший научный результат дала поездка 1974 г. в Пясинскую впадину на Таймыре (р. Агапа), где в сеноманских и туронских отложениях им была собрана коллекция белемнитов, сохранивших арагонитовую переднюю часть ростра, а также двустворчатых моллюсков и гастропод.

Уже 1980-е годы Дмитрий Павлович вместе со своими коллегами и А.П. Левиной неоднократно выезжал на разрезы верхнего мела северной части Тургайской впадины, вскрытые в громадных карьерах в окрестностях города Кустанай и до него остававшиеся весьма слабо изученными. Эти работы дали ему богатый материал для понимания важнейшей роли палеопроливов как путей миграции морской биоты.

Докторскую диссертацию «Верхнемеловые белемниты (семейство Belemnitellidae Pavlow) Русской платформы и сопредельных областей» Дмитрий Павлович защитил в 1965 г. Она насчитывала боле 1100 страниц машинописного текста, 181 рисунок и 121 цифровую таблицу, а отдельное приложение из 28 фототаблиц иллюстрировало описанные в диссертации виды верхнемеловых белемнитов. По существу этот гигантский труд представлял собой три докторских диссертации. В первой части было дано подробное описание всех таксонов верхнемеловых белемнитов, выделены три новых подрода, которые ныне считаются самостоятельными родами, но опубликован полностью только раздел, посвященный актинокамаксам и родственным им формам (1964). Вторая часть касалась биостратиграфического значения белемнитов для расчленения верхнего мела Русской платформы. Она содержит описание большого числа разрезов, обоснование зональной схемы расчленения по макрофоссилиям, в значительной мере базировавшейся на белемнитах, анализ основных ярусных границ. Уни-

кальным для отечественной палеонтологии стало выполненное Дмитрием Павловичем глубочайшее исследование морфологии ростров белемнитов (структура, рост, уродства и повреждения), реконструкция общего облика животных и условий их обитания. К счастью, этот раздел диссертации был опубликован в виде монографии «Морфология и палеобиология верхнемеловых белемнитов» (1969). Завершалась диссертация сравнительно небольшим разделом, посвященным изучению изотопного состава кислорода известковых скелетов верхнемеловых беспозвоночных, главным образом, белемнитов.

Большой интерес представляют пионерские исследования изотопного состава кислорода биогенных карбонатов, прежде всего кальцита ростров верхнемеловых белемнитов, проводившиеся Дмитрием Павловичем на протяжении многих лет совместно с Р.В. Тейс. На основе материалов исследования Русской платформы и Крыма было выявлено максимальное потепление морских вод в сеномане и туроне и относительное похолодание в раннем маастрихте, что в целом соответствует современным представлениям. Поняв, что отношения изотопов кислорода в раковинах современных моллюсков демонстрируют большие вариации, зависящие от биологических и других причин, Дмитрий Павлович стал весьма скептически относится к методу прямой изотопной палеотермометрии (Тейс, Найдин, 1973). Сейчас этот метод получил широкое распространение, но с учетом всех сложностей, связанных с водным фоном морей прошлого, витального эффекта и диагенетических изменений. Поэтому в последнее время Д.П. Найдин высказывал определенные сожаления, что не осознал роли изотопов углерода для геологических реконструкций.

Дмитрий Павлович был первым в СССР, кто обратил внимание на меловые океанические бескислородные события, в частности, на среднемеловое событие, приуроченное к рубежу сеномана и турона. Его признаки он нашел в Юго-Западном Крыму еще в 1950-е годы, где открыл битуминозный горизонт в разрезе Аксудере. Позднее он много раз возвращался к комплексному литологическому, геохимическому, изотопному и палеонтологическому изучению пограничных отложений сеномана и турона Крыма, пытаясь найти объяснение природы этого глобального явления и его проявления в Крыму.

Выдающийся вклад Дмитрия Павловича в понимание процессов, происходивших в живой и неживой природе на рубеже мезозоя и кайнозоя, хорошо известен. С самого начала он принимал активное участие в формулировании задач и методов большой коллективной работы по изучению этого рубежа, возглавлявшейся В.В. Меннером. Вместе с В.П. Похиалайненом, Ю.И. Кацем и В.А. Красиловым им написана завершающая монография по этому проекту (1986). Им детально разобраны вопросы смены организмов в этот переломный момент, тонкие проблемы конкретного положения границы маастрихтского и датского ярусов, освещены перерывы. Особенно информационно насыщенным был обзор, опубликованный в сборнике, посвященном 70-летию В.В. Меннера (1976). На Мангышлаке им впервые в СССР были обнаружены разрезы, где между маастрихтом и данием отсутствовали признаки физического перерыва, но развит маломощный горизонт «пограничной глины», в котором была установлена иридиевая аномалия (Назаров и др., 1983). В последние годы Д.П. Найдин развивал оригинальную гипотезу, объясняющую массовое вымирание организ-

мов на этом рубеже влиянием глобального события, сходного с современным Эль-Ниньо. Он справедливо указывает на большую геологическую роль таких событий, которые должны были происходить и в прошлом, хотя они еще очень плохо поняты.

Особое внимание Дмитрий Павлович всю свою творческую жизнь уделял проблеме границы кампанского и маастрихтского ярусов. Еще в 1950-е и 1960-е годы он был против включения в маастрихт так называемой «зоны Belemnitella langei», и его борьба увенчалась успехом. Он начинал маастрихт с «примитивных белемнелл», которые появляются несколько ниже типичных *Belemnella lanceolata* (Schlotheim). Исследования последних лет показали, что этот уровень все-таки еще относится к терминальной части кампана (Олферьев и др., 2008). Ситуация усложнилась в результате фиксации границы кампана и маастрихта (Odin, Lamaurelle, 2001) в международном масштабе на значительно более высоком уровне, по сравнению с традиционно принятым в пределах Европейской палеобиогеографической провинции. В серии статей Дмитрий Павлович подверг объективной критике использование аммонита *Pachydiscus neubergicus* Hauer в качестве маркера нижней границы маастрихтского яруса (2002) и рассмотрел распространение белемнитов на этом рубеже в разрезах Днепровско-Донецкой впадины и Поволжья (2006), оставаясь в целом на своей неизменной позиции. К сожалению, имеющиеся данные по корреляции стратотипа нижней границы маастрихта в Терсис (Франция) с разрезами Европы и Русской платформы, по-видимому, свидетельствуют в пользу того, что международная граница у нас должна располагаться где-то в верхней части зоны Belemnella lanceolata, вблизи подошвы зоны Belemnella sumensis. Принятие этого уровня полностью разрушает стратиграфическую схему, существовавшую около 100 лет со времен А.Д. Архангельского.

Новым направлением исследований последних лет его жизни стал анализ возможных связей в позднемеловую эпоху морей Северной Америки и Азии через Арктику, которые можно проследить благодаря присутствию и тут и там аммонитов рода *Borissiakoceras* и идентичных видов бакулитов. Не ограничиваясь анализом фактуры, он, совместно с Ю.В. Волковым (1994, 1998), предпринял попытку моделирования различных сценариев перемещения водных масс в этой сложной системе морских бассейнов. Дмитрий Павлович активно участвовал в подготовке коллективной монографии «Проливы Северного полушария в мелу и палеогене» (2007). Его также занимал вопрос о возможном опреснении ряда участков позднемелового морского бассейна, занимавшего южную часть Русской плиты, в результате влияния шедших с севера арктических вод пониженной солености.

Научные исследования Дмитрия Павловича отличались необычайной широтой. Особенно много он сделал для изучения стратиграфии и головоногих моллюсков (аммонитов и особенно белемнитов) верхнемеловых отложений юга Восточно-Европейской платформы, Крыма и Мангышлака. Первым в СССР он начал применять изучение изотопного состава кислорода органогенных карбонатов для палеоклиматических и палеогеографических реконструкций, занимался вопросами актуогеологических и актуопалеонтологических исследований, много внимания уделял общим проблемам практической и теоретической стратиграфии, истории геологической науки.

Важное значение для отечественных стратиграфов, занимавшихся верхним мелом, имели статьи Дмитрия Павловича, в которых он знакомил нас со стратотипами верхнемеловых ярусов, текущими проблемами определения и фиксации их границ. В частности, он оперативно изложил для отечественных исследователей критически осмысленные решения Брюссельского симпозиума по границам меловой системы (1995), в котором ему довелось участвовать.

Дмитрий Павлович был фанатически предан науке, отдавая все время любимому делу, продолжал работать почти до самой кончины, которая последовала 25 февраля 2009 г. Его научные достижения были отмечены присвоением звания «Заслуженный деятель науки и техники». К 80-летию Дмитрия Павловича коллеги и ученики подготовили и опубликовали под редакцией А. Донт и А.С. Алексеева на английском языке специальный том «Бюллетеня Королевского музея естественной истории Бельгии. Науки о Земле» (1999). В нем прекрасную статью о Дмитрии Павловиче и его работах в области верхнего мела написал английский профессор, ныне покойный Дж. Хэнкок. Не остался незамеченным и 90-летний юбилей Дмитрия Павловича, чему был посвящен специальный номер «Бюллетеня Московского общества испытателей природы. Отдел геологический» (выпуск 2 за 2009 г.), главным редактором которого он был более 25 лет.

Дмитрий Павлович оказал глубокое влияние на многих отечественных специалистов, занимавшихся и занимающихся стратиграфией и палеонтологией верхнего мела. Мы горды тем, что можем называть себя «учениками профессора Найдина».

ТРУДЫ Д.П. НАЙДИНА

Монографии

Найдин Д.П. Верхнемеловые белемниты Западной Украины // Материалы по биостратиграфии западных областей Украины. Тр. Моск. геолого-разведочного ин-та им. С. Орджоникидзе. Т. 27. М.: Госгеолиздат, 1952. С. 4–169.

Герасимов П.А., Мигачева Е.Е., Найдин Д.П., Стерлин Б.П. Юрские и меловые отложения Русской платформы. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1962. 195 с.

Найдин Д.П. Верхнемеловые белемниты Русской платформы и сопредельных областей. Актинокамаксы, гониотейтисы и белемнеллокамаксы. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1964. 190 с.

Найдин Д.П. Морфология и палеобиология верхнемеловых белемнитов. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1969.

Тейс Р.В., Найдин Д.П. Палеотермометрия и изотопный состав кислорода органогенных карбонатов. М.: Наука, 1973. 233 с.

Найдин Д.П., Иванников А.В., Бланк М.Я., Акимец В.С., Амон Э.О., Беньямовский В.Н., Долина Ж.И., Копаевич Л.Ф., Маслакова Н.И., Папулов Г.Н. Пограничные отложения сантона и кампана на северном обрамлении Донбасса. Киев: Наукова думка, 1980. 108 с.

Найдин Д.П., Беньямовский В.Н., Копаевич Л.Ф. Методы изучения трансгрессий и регрессий. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1984. 163 с.

Найдин Д.П., Копаевич Л.Ф. Внутриформационные перерывы верхнего мела Мангышлака. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1988. 140 с.

Найдин Д.П., Похиалайнен В.П., Кац Ю.И., Красилов В.А. Меловой период. Палеогеография и палеоокеанология. М.: Наука, 1986. 262 с.

Найдин Д.П., Беньямовский В.Н., Копаевич Л.Ф. Палеогеографическое обоснование стратиграфических построений. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1994. 135 с.

Веймарн А.Б., Найдин Д.П., Копаевич Л.Ф., Алексеев А.С., Назаров М.А. Методы анализа глобальных катастрофических событий при детальных стратиграфических исследованиях. Методические рекомендации. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1998. 190 с.

Барабошкин Е.Ю., Веймарн А.Б., Копаевич Л.Ф., Найдин Д.П. Изучение стратиграфических перерывов при производстве геологической съемки. Методические рекомендации. М.: Изд-во Моск. ун-та, 2002. 163 с.

Барабошкин Е.Ю., Найдин Д.П., Беньямовский В.Н., Герман А.Б., Ахметьев М.А. Проливы Северного полушария в мелу и палеогене. М.: Изд-во Моск. ун-та, 2007. 182 с.

Учебные пособия

Казакова В.П., Найдин Д.П. Историческая геология. Методические указания для студентов-заочников II курса географических факультетов гос. ун-тов. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1967. 50 с.

Казакова В.П., Найдин Д.П. Историческая геология. Методические указания для студентов заочных и вечерних отделений географических факультетов государственных университетов. 2-е изд. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1970. 78 с.

Казакова В.П., Найдин Д.П. Историческая геология. Методические указания для студентов заочных и вечерних отделений географических факультетов государственных университетов. 3-е изд. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1977. 117 с.

Казакова В.П., Найдин Д.П. Историческая геология. Методические указания и задания к практическим занятиям. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1983. 135 с.

Статьи

1950

Найдин Д.П. Стратиграфическое расчленение верхнемеловых отложений юго-западной окраины Русской платформы // Тр. Моск. геолого-разведочного ин-та им. С. Орджоникидзе. 1950. Т. 25. С. 202–216.

Казакова В.П., Найдин Д.П. Стратиграфическое положение миоценовых угленосных слоев Золочевского, Подкаменского и Новопочаевского районов // Тр. Моск. геолого-разведочного ин-та им. С. Орджоникидзе. 1950. Т. 25. С. 181–184.

Казакова В.П., Найдин Д.П. Основные черты стратиграфии миоценовых отложений юго-западной окраины Русской платформы // Тр. Моск. геолого-разведочного ин-та им. С. Орджоникидзе. 1950. Т. 25. С. 185–196.

Михайлов А.Е., Найдин Д.П. Флексуры юго-западной окраины Русской платформы // Тр. Моск. геолого-разведочного ин-та им. С. Орджоникидзе. 1950. Т. 25. С. 217–229.

1951

Найдин Д.П. К вопросу об условиях образования и стратиграфическом положении гипсов Приднестровья // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1951. Т. 26, вып. 3. С. 79–81.

1953

Найдин Д.П. Новый белемнит из верхнемеловых отложений Крыма // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1953. Т. 28, вып. 2. С. 64–65.

Найдин Д.П. Основные черты тектоники Львовско-Люблинской мульды // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1953. Т. 28, вып. 3. С. 28–41.

1954

Найдин Д.П. Некоторые особенности распространения в пределах Европы верхнемеловых белемнитов // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1954. Т. 29, вып. 3. С. 19–28.

Михайлов А.Е., Найдин Д.П. О тектонических нарушениях юго-западной окраины Русской платформы // Тр. Моск. геолого-разведочного ин-та им. С. Орджоникидзе. 1954. Т. 26. С. 138–147.

1955

Найдин Д.П. О закавказских представителях *Belemnitella mucronata* (Schloth.) // Докл. АН Азерб. ССР. 1955. Т. 11, №. 2. С. 111–112.

1956

Найдин Д.П. Некоторые вопросы зональной стратиграфии верхнемеловых отложений Русской платформы // Уч. зап. Моск. ун-та. 1956. Вып. 176. Геол. С. 17–24.

Найдин Д.П. Некоторые вопросы стратиграфии верхнемеловых отложений Русской платформы // Тр. Всесоюзного совещания по разработке унифицированной схемы стратиграфии мезозойских отложений Русской платформы. Л.: Гостоптехиздат, 1956. С. 234–238.

Найдин Д.П., Тейс Р.В., Чупахин М.С. Определение климатических условий некоторых районов СССР в верхнемеловой период методом изотопной палеотермометрии // Геохимия. 1956. № 8. С. 23–34.

1957

Найдин Д.П. О границах вида на ископаемом материале // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1957. Т. 32, вып. 3. С. 55–63.

Тейс Р.В., Чупахин М.С., Найдин Д.П. Определение палеотемператур по изотопному составу кислорода в кальците раковин некоторых меловых ископаемых Крыма // Геохимия. 1957. № 4. С. 271–277.

Найдин Д.П., Нероденко В.М. Маастрихтские белемниты Украинской впадины // Докл. АН СССР. 1957. Т. 112, № 1. С. 115–117.

1958

Найдин Д.П. Об объеме маастрихтского яруса // Науч. докл. высшей школы. Геол.-географ. науки. 1958. № 1. С. 176–180.

Найдин Д.П. Вопросы определения климатических условий прошлых геологических периодов методом изотопной палеотермометрии // Сов. геол. 1958. № 7. С. 15–34.

Маслакова Н.И., Найдин Д.П. О сантонских отложениях в Юго-Западном Крыму // Изв. АН СССР. 1958. № 1. С. 75–77.

Маслакова Н.И., Найдин Д.П. О сеноманских отложениях Горного Крыма // Изв. АН СССР. 1958. № 3. С. 108–110.

Славин В.И., Найдин Д.П. Меловые отложения Подолии и Волыни // Геология СССР. Т. 5. Украинская ССР, Молдавская ССР. Часть 1. Геологическое описание платформенной части. М.: Госгеолтехиздат, 1958. С. 626–637.

1959

Найдин Д.П., Шиманский В.Н. Cephalopoda. Головоногие моллюски // Москвин М.М. (ред.). Атлас верхнемеловой фауны Северного Кавказа и Крыма. М.: Гостоптехиздат, 1959. С. 166–220.

Найдин Д.П. О стратиграфической синонимике // Изв. вузов. Геол. и разведка. 1959. № 8. С. 143–144.

Найдин Д.П. О границах стратиграфических подразделений // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1959. Т. 34, вып. 3. С. 39–43.

Найдин Д.П. Стратиграфия верхнемеловых отложений Русской платформы и некоторые вопросы сопоставления разрезов платформенного верхнего мела Европы и Северной Америки // El Sistema Cretacico. Un Symposium sobre el Cretacico en el hemisferio occidental y su correlacion mundial. Congreso Geologico Internacional. XXa Sesión – Ciudad de Mexico, 1956. Mexico: Sociedad Impresora Comercial, 1959. T. 2. P. 299–327.

Максимова Н.С., Найдин Д.П. О международном стратиграфическом словаре // Сов. геол. 1959. № 12. С. 130–132.

Naidin D.P. On the paleogeography of the Russian Platform during the Upper Cretaceous epoch // Acta Universitatis Stockholmiensis. Stockholm Contributions in Geology. 1959. Vol. 3, № 6. P. 127–138.

1960

Тейс Р.В., Чупахин М.С., Найдин Д.П. Определение палеотемператур по изотопному составу кислорода органогенного кальцита // Международный геологический конгресс. XXI сессия. Докл. советских геологов. Проблема 1. Геохимические циклы. М.: Изд-во АН СССР, 1960. С. 146–156.

Найдин Д.П. К вопросу о границе между маастрихтским и датским ярусами // Международный геологический конгресс. XXI сессия. Докл. советских геологов. Проблема 5. Граница меловых и третичных отложений. М.: Изд-во АН СССР, 1960. С. 41–46.

Найдин Д.П. Сергей Алексеевич Добров // Палеонтол. журн. 1960. № 2. С. 166–167.

Найдин Д.П. О стратотипах датского и монского ярусов // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1960. Т. 35, вып. 5. С. 97–108.

Москвин М.М., Найдин Д.П. Датские и пограничные с ними отложения Крыма, Кавказа, Закаспийской области и юго-восточной части Русской платформы // Международный геологический конгресс. XXI сессия. Докл. советских геологов. Проблема 5. Граница меловых и третичных отложений. М.: Изд-во АН СССР, 1960. С. 15–40.

Naidin D.P. The stratigraphy of the Upper Cretaceous of the Russian Platform // Acta Universitatis Stockholmiensis. Stockholm Contributions in Geology. 1960. Vol. 6, № 4. P. 39–61.

1961

Найдин Д.П. Верхнемеловые отложения Русской платформы // Тр. Всесоюзного совещания по уточнению унифицированной схемы стратиграфии мезозойских отложений Русской платформы. Т. 3. Меловая система и материалы коллоквиума по микрофауне юрских и меловых отложений. Л.: Гостоптехиздат, 1961. С. 75–80.

Найдин Д.П., Петренко В.С. Структурное положение верхнемеловых впадин южной части Восточно-Европейской платформы и ее палеозойского обрамления // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1961. Т. 36, вып. 4. С. 56–75.

1962

Reyment R.A., Naidin D.P. Biometric study of *Actinocamax verus* s.l. from the Upper Cretaceous of the Russian Platform // Acta Universitatis Stockholmiensis. Stockholm Contributions in Geology. 1962. Vol. 9, № 4. P. 147–206.

1964

Найдин Д.П. Верхнемеловые белемнителлы и белемнеллы Русской платформы и сопредельных областей // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1964. Т. 39, вып. 4. С. 85–97.

Найдин Д.П. Датские и монские отложения Крыма // Сб. в честь акад. Й.С. Йовчева. София, 1964. С. 167–184.

Найдин Д.П. Новые находки нижнеюрских белемнитов в таврической серии Крыма // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геол. 1964. № 6. С. 67–69.

Найдин Д.П., Тейс Р.В., Задорожный И.К. Некоторые новые данные о температурах маастрихтских бассейнов Русской платформы и сопредельных областей по изотопному составу кислорода в рострах белемнитов // Геохимия. 1964. № 10. С. 971–979.

Тейс Р.В., Найдин Д.П., Задорожный И.К., Столярова С.С. О стандарте для определения палеотемператур по изотопному составу кислорода органогенного кальцита // Геохимия. 1964. № 2. С. 102–109.

1965

Найдин Д.П. Эмшер. Emscherien // Постановления Межведомственного стратиграфического комитета и решения его постоянных стратиграфических комиссий по нижнему докембрию, верхнему докембрию, ордовику и силуру, девону, триасу, юре и мелу СССР. М.: ОНТИ-ВИЭМС, 1965. С. 129–131.

Найдин Д.П. Кампанский ярус, кампан. Campanien // Постановления Межведомственного стратиграфического комитета и решения его постоянных стратиграфических комиссий по нижнему докембрию, верхнему докембрию, ордовику и силуру, девону, триасу, юре и мелу СССР. М.: ОНТИ-ВИЭМС, 1965. С. 135–137.

Найдин Д.П. Маастрихтский ярус, маастрихт. Maestrichtien // Постановления Межведомственного стратиграфического комитета и решения его постоянных стратиграфических комиссий по нижнему докембрию, верхнему докембрию, ордовику и силуру, девону, триасу, юре и мелу СССР. М.: ОНТИ-ВИЭМС, 1965. С. 138–140.

Найдин Д.П., Янин Б.Т. Некоторые особенности геологического строения окрестностей с. Прохладного (Крым, Бахчисарайский район) // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1965. Т. 40, вып. 3. С. 75–81.

Леонов Г.П., Алимарина В.П., Найдин Д.П. О принципе и методах выделения ярусных подразделений эталонной шкалы // Вестн. Моск. ун-та. Сер. Геол. 1965. № 4. С. 15–28.

Тейс Р.В., Найдин Д.П., Задорожный И.К. Определение верхнемеловых температур Русской платформы и некоторых других областей СССР по изотопному составу кислорода органогенного кальцита // Проблемы геохимии. М.: Наука, 1965. С. 648–660.

1966

Берлин Т.С., Найдин Д.П., Сакс В.Н., Тейс Р.В., Хабаков А.В. Климаты в юрском и меловом периодах на Севере СССР по палеотемпературным определениям // Геология и геофизика. 1966. № 10. С. 17–31.

Найдин Д.П., Тейс Р.В., Задорожный И.К. Изотопные палеотемпературы верхнего мела Русской платформы и других районов СССР // Геохимия. 1966. № 11. С. 1286–1298.

1967

Жирмунский А.В., Задорожный И.К., Найдин Д.П., Сакс В.Н., Тейс Р.В. Определение температур роста некоторых современных и ископаемых моллюсков по отношению O18/O16 в их скелетных образованиях // Геохимия. 1967. № 5. С. 543–552.

1968

Найдин Д.П., Лузгин Б.К. Древний кольцевой риф в Крыму // Природа. 1968. № 12. С. 64–65.

Тейс Р.В., Найдин Д.П., Сакс В.Н. Определение позднеюрских и раннемеловых палеотемператур по изотопному составу кислорода в рострах белемнитов // Тр. Ин-та геол. и геохимии СО АН СССР. 1968. Вып. 48. С. 51–71.

1969

Астафьева-Урбайтис К.А., Найдин Д.П. Монографический отдел – новый отдел Музея землеведения // Жизнь Земли. Сб. Музея землеведения МГУ. 1969. № 5. С. 266.

Тейс Р.В., Найдин Д.П., Задорожный И.К. Изотопный состав кислорода $CaCO_3$ ростров верхнемеловых белемнитов и вмещающих пород // Геохимия. 1969. № 1. С. 33–39.

Найдин Д.П., Лузгин Б.К. Некоторые особенности берегов полуострова Казантип // Геология побережья и дна Черного и Азовского морей в пределах УССР. Вып. 3. Киев: Изд-во Киевского ун-та, 1969. С. 167–176.

Najdin D.P. Biostratigraphie und Paläogeographie der Oberen Kreide der Russischen Tafel // Geol. Jb. 1969. Bd. 87. S. 157–186.

Tejs R.W., Najdin D.P. Bestimmung der Jahremitteltemperaturen und der jahreszeitlichen Temperaturen an Hand der Sauerstoffisotopenverteilung im Kalzit von marinen Fossilien der Russischen Tafel // Geologie. 1969. Bd 18, H. 9. S. 1062–1071.

1970

Берлин Т.С., Киприкова Е.Л., Найдин Д.П., Полякова И.Д., Сакс В.Н., Тейс Р.В., Хабаков А.В. Некоторые проблемы палеотемпературного анализа (по рострам белемнитов) // Геология и геофизика. 1970. № 4. С. 36–43.

Алексеев А.С., Найдин Д.П. Упорядоченное залегание ростров белемнитов в сеноманских отложениях юго-западной части Горного Крыма // Изв. вузов. Геол. и разведка. 1970. № 9. С. 47–51.

Лузгин Б.К., Найдин Д.П. Геологические наблюдения на литорали приливного моря // Вестн. Моск. ун-та. Сер. Геол. 1970. № 1. С. 72–81.

1971

Найдин Д.П. Об изменениях уровня Мирового океана в мезозое и кайнозое // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1971. Т. 46, вып. 3. С. 10–18.

Naidin D.P. Some notes on the proposed neotype for *Belemnites mucronatus* Link, 1807 Z.N. (S.) 1160 // Bull. Zool. Nomencl. 1971. Vol. 28, № 5/6. P. 131–138.

1972

Найдин Д.П. К вопросу о стратиграфии мезозойских и кайнозойских отложений океанов // Изв. АН ССР. Сер. геол. 1972. № 9. С. 111–115.

Найдин Д.П. Изотопные палеотемпературы и некоторые проблемы геологии // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1972. Т. 47, вып. 5. С. 112–124.

Найдин Д.П. Методические вопросы уточнения границы мезозоя-кайнозоя и изучения существовавших на этом этапе групп животного мира (на примере аммонитов) // Совещание по теме «Развитие и смена органического мира на рубеже мезозоя и кайнозоя» (апрель 1972 г.): Тез. докл. и методические материалы. М., 1972. С. 15–20.

Найдин Д.П. Развитие и вымирание аммоноидей и белемноидей на рубеже мела и палеогена // Совещание по теме «Развитие и смена органического мира на рубеже мезозоя и кайнозоя» (апрель 1972 г.): Тез. докл. и методические материалы. М., 1972. С. 40–44.

Найдин Д.П. Проблема границы мела и палеогена в современной литературе // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1972. Т. 47, вып. 3. С. 53–67.

Найдин Д.П. О колебаниях уровня Мирового океана в мезозое и кайнозое // Комплексные исследования природы океана. Вып. 3. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1972. С. 85–103.

1973

Найдин Д.П. О соотношении биостратиграфических и палеобиогеографических подразделений низшего ранга // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1973. Т. 48, вып. 6. С. 50–63.

Найдин Д.П. О необходимости изучения стратотипов ярусов верхнего отдела меловой системы // Изв. АН СССР. Сер. Геол. 1973. № 8. С. 113–118.

Найдин Д.П. Предисловие // Методы палеонтологических исследований. М.: Мир, 1973. С. 5–10.

Найдин Д.П., Садыхова И.А., Тейс Р.В. Зависимость изотопного состава кислорода кальцита раковин мидии Грайана (залив Петра Великого, Японское море) от температуры среды обитания // Океанология. 1973. № 4. С. 605–610.

Найдин Д.П., Тейс Р.В. Роль полиморфных разностей органогенных карбонатов при определении температур и палеотемператур // Комплексные исследования природы океана. Вып. 4. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1973. С. 146–154.

Алексеев А.С., Найдин Д.П. Наблюдения за условиями переноса и захоронения раковин некоторых двустворчатых моллюсков на литорали приливного моря // Комплексные исследования природы океана. Вып. 4. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1973. С. 155–164.

Алексеев А.С., Найдин Д.П. Нарушения слоистости осадков литоральными беспозвоночными // Литол. и полезн. ископ. 1973. № 4. С. 44–55.

Козлова Л.Е., Киприкова Е.Л., Найдин Д.П., Сакс В.Н. О природе концентрической слоистости в рострах белемнитов // Геология и геофизика. 1973. № 9. С. 38–49.

1974

Найдин Д.П. Предисловие к русскому изданию // Рауп Д., Стэнли С. Основы палеонтологии. М.: Мир, 1974. С. 5–9.

Бланк М.Я., Найдин Д.П. Стратиграфическая часть. Общие замечания // Крымгольц Г.Я. (ред.). Атлас верхнемеловой фауны Донбасса. М.: Недра, 1974. С. 5–9.

Найдин Д.П. Надотряд Ammonoidea – аммоноидеи // Крымгольц Г.Я. (ред.). Атлас верхнемеловой фауны Донбасса. М.: Недра, 1974. С. 158–195.

Найдин Д.П. Подкласс Endocochlia – внутрираковинные // Крымгольц Г.Я. (ред.). Атлас верхнемеловой фауны Донбасса. М.: Недра, 1974. С. 197–240.

Дроздова Т.В., Найдин Д.П., Стешенко Л.Е., Тейс Р.В. Сохранность органического вещества в рострах белемнитов // Геохимия. 1974. № 6. С. 917–924.

1975

Найдин Д.П. Позднемаастрихтские белемнителлиды Евразии // Развитие и смена органического мира на рубеже мезозоя и кайнозоя. Новые данные о развитии фауны. М.: Наука, 1975. С. 91–108.

Найдин Д.П., Алексеев А.С. Новые неогиболиты из сеномана Крыма // Палеонтол. журн. 1975. № 3. С. 42–45.

Найдин Д.П., Ванчуров И.А., Алексеев А.С. Применение методов математической статистики при изучении ростров сеноманских белемнитов // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1975. Т. 50, вып. 4. С. 81–94.

Захаров Ю.Д., Найдин Д.П., Тейс Р.В. Изотопный состав кислорода раковин раннетриасовых головоногих Арктической Сибири и соленость бореальных бассейнов в начале мезозоя // Изв. АН СССР. Сер. Геол. 1975. № 4. С. 101–113.

Найдин Д.П., Тейс Р.В. Изотопный состав кислорода органогенных карбонатов и некоторые проблемы биологии морских беспозвоночных // Краснов Е.В. (ред.). Палеобиология донных беспозвоночных прибрежных зон моря. Сб. 4. Владивосток: Ин-т биол. моря АН СССР, 1975. С. 141–158.

Тейс Р.В., Найдин Д.П. Изотопный состав кислорода полиморфных разностей органогенных карбонатов // Геохимия. 1975. № 2. С. 217–233.

Teis R.V., Naidin D.P., Stoyanova-Vergilova M. Paleotemperatures of the Jurassic and Early Cretaceous of Bulgaria according to the isotopic oxygen composition of belemnites guards // Geol. Balcanica. 1975. Vol. 5, № 3. P. 65–80.

1976

Найдин Д.П. Граница мела и палеогена // Келлер Б.М. (ред.). Границы геологических систем. К 70-летию академика Владимира Васильевича Меннера. М.: Наука, 1976. С. 225–257.

Найдин Д.П. К вопросу об изучении и описании опорных разрезов верхнемеловых отложений платформенной части Украины // Тектоника и стратиграфия. 1976. Вып. 11. С. 99.

Найдин Д.П. Эпейрогенез и эвстазия // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геол. 1976. № 2. С. 3–16.

Найдин Д.П., Тейс Р.В. К вопросу об изотопном составе кислорода юрских (тоар–аален) морей Евразии // Геохимия. 1976. № 12. С. 1857–1868.

Найдин Д.П., Петренко В.С., Рябухин А.Г. Ознакомительная производственная практика студентов Московского и Грейфсвальдского университетов // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геол. 1976. № 2. С. 113–115.

Николаев С.Д., Найдин Д.П. Некоторые данные о колебаниях изотопного состава кислорода воды Азовского моря // Океанология. 1976. Т. 16, № 1. С. 67–72.

Marcinowski R., Naidin D.P. An Upper Albian ammonite fauna from Crimea // Acta Geol. Polonica. 1976. Vol. 26, № 1. P. 83–119.

1977

Найдин Д.П., Копаевич Л.Ф. О зональном делении верхнего мела Европейской палеобиогеографической области // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1977. Т. 52, вып. 5. С. 92–112.

Найдин Д.П., Тейс Р.В. Изотопный состав кислорода воды мезозойских морей Евразии // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1977. Т. 52, вып. 3. С. 5–11.

1978

Найдин Д.П. О стратотипах ярусов верхнего мела (на примере маастрихтского яруса) // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1978. Т. 53, вып. 3. С. 56–77.

Найдин Д.П. Заседание рабочей группы проекта «Среднемеловые события» Международной программы геологической корреляции в г. Лоренсе (США) 10–12 августа 1977 г. // Изв. АН СССР. Сер. Геол. 1978. № 10. С. 154–156.

Найдин Д.П. Стратиграфическое и географическое распространение позднемеловых белемнитов // Проблемы стратиграфии и исторической геологии М.: Изд-во Моск. ун-та, 1978. С. 56–70.

Найдин Д.П., Тейс Р.В., Киселевский М.А. Изотопы кислорода конкреций и заключенных в них органогенных карбонатов (верхний мел бассейна Пясины, Западный Таймыр) // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геол. 1978. № 1. С. 22–33.

Акимец В.С., Барышникова В.И., Беньямовский В.Н., Бланк М.Я., Гладкова В.И., Копаевич Л.Ф., Липник Е.С., Найдин Д.П. Комплексы фораминифер пограничных отложений сантона – кампана (верхний мел) в разрезах Северского Донца и Дона // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1978. Т. 53, вып. 4. С. 42–53.

Тейс Р.В., Кислевский М.А., Найдин Д.П. Изотопный состав кислорода и углерода органогенных карбонатов и конкреций позднего мела Северо-Западной Сибири // Геохимия. 1978. № 1. С. 111–118.

1979

Найдин Д.П. Актуализм. Актуогеология. Актуопалеонтология // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1979. Т. 54, вып. 2. С. 49–63.

Найдин Д.П. Геологические науки в Московском университете // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1979. Т. 54, вып. 6. С. 5–10.

Найдин Д.П. О границе между сантонским и кампанским ярусами на Восточно-Европейской платформе // Граница сантона и кампана на Восточно-Европейской платформе. По материалам полевого симпозиума, 1974 г. Тр. Ин-та геол. и геохимии УНЦ АН СССР. Вып. 148. Свердловск, УНЦ АН СССР, 1979. С. 7–23.

Найдин Д.П. Белемнителлиды // Граница сантона и кампана на Восточно-Европейской платформе. По материалам полевого симпозиума, 1974 г. Тр. Ин-та геол. и геохимии УНЦ АН СССР. Вып. 148. Свердловск, УНЦ АН СССР, 1979. С. 75–89.

Папулов Г.Н., Найдин Д.П. Результаты изучения пограничных слоев сантона и кампана // Граница сантона и кампана на Восточно-Европейской платформе. По материалам полевого симпозиума, 1974 г. Тр. Ин-та геол. и геохимии УНЦ АН СССР. Вып. 148. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1979. С. 106–109.

Киселевский М.А., Найдин Д.П., Тейс Р.В., Тужилкин В.С. Изотопный состав воды пригибралтарского района Атлантического океана // Вестн. Моск. ун-та. Сер. Геогр. 1979. № 4. С. 71–76.

Акимец В.С., Беньямовский В.Н., Гладкова В.И., Железко В.И., Копаевич Л.Ф., Найдин Д.П. Комплексы фораминифер пограничных отложений сантона и кампана (верхний мел) Мангышлака // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1979. Т. 54, вып. 6. С. 112–120.

Naidin D.P. The Cretaceous/Tertiary boundary in the USSR // Christensen W.K., Birkelund T. (eds.). Cretaceous-Tertiary boundary events. II. Proceedings. Copenhagen, 1979. P. 188–201.

Naidin D.P. Vergleichende Straigraphie der oberen Kreide der Russischen Tafel und West-Europas // Aspekte der Kreide Europas. IUGS Ser. A. 1979. Vol. 6. P. 497–510.

1980

Найдин Д.П., Алексеев А.С. Разрез отложений сеноманского яруса междуречья Качи и Бодрака (Крым) // Изв. вузов. Геол. и разведка. 1980. № 4. С. 11–25.

Найдин Д.П., Фролов В.Т., Игнатов Е.И. Особенности современного осадконакопления на подводных банках Канарского района Атлантического океана // Комплексные исследования природы океана. Вып. 7. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1980. С. 77–82.

Найдин Д.П., Сазонова И.Г., Пояркова З.Н., Джалилов М.Р., Папулов Г.Н., Беньямовский В.Н., Копаевич Л.Ф. Меловые трансгрессии и регрессии Восточно-Европейской платформы, Крыма и Средней Азии // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1980. Т. 55, вып. 5. С. 27–42.

Найдин Д.П., Козлова Л.Е., Беликова А.Д., Глебовская Е.А. О составе ростров белемнитов из юрских и меловых отложений севера СССР // Палеобиогеохимия морских беспозвоночных. Новосибирск: Наука, 1980. С. 38–45.

Naidin D.P., Sazonova I.G., Pojarkova Z.N., Dzhalilov M.R., Papulov G.N., Senkovskij Yu.N., Benjamovskij V.N., Kopaevich L.F. Cretaceous transgressions and regressions on the Russian Platform, in Crimea and Central Asia // Cretaceous Res. 1980. Vol. 1, № 4. P. 375–387.

1981

Найдин Д.П., Алексеев А.С. Значение данных океанического бурения для интерпретации обстановки накопления и условий обитания фауны сеномана Горного Крыма // Эволюция организмов и биостратиграфия середины мелового периода. Владивосток, 1981. С. 7–21.

Найдин Д.П., Алексеев А.С., Копаевич Л.Ф. Фауна туронских отложений междуречья Качи и Бодрака (Крым) и граница сеноман-турон // Эволюция организмов и биостратиграфия середины мелового периода. Владивосток, 1981. С. 22–40.

Найдин Д.П. Геохронология мезозоя // Итоги науки и техники. Сер. Стратиграфия. Палеонтология. Т. 11. Геохронологическая шкала и принципы ее построения. М.: ВИНИТИ, 1981. С. 34–73.

Naidin D.P. The Russian Platform and the Crimea // Aspects of Mid-Cretaceous regional geology. IGCP Project 58. London: Academic Press, 1981. P. 29–68.

1982

Найдин Д.П. Геохронология мелового периода // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1982. Т. 57, вып. 1. С. 51–72.

Найдин Д.П. Тематические сборники по палеонтологии и стратиграфии Дальнего Востока // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1982. Т. 57, вып. 6. С. 118–124.

Найдин Д.П. Палеонтологическое обоснование стратиграфии сантонских и кампанских отложений на северном обрамлении Донбасса // Новые данные по

стратиграфии и фауне фанерозоя Украины. Киев: Наукова думка, 1982. С. 121–125.

Найдин Д.П., Алексеев А.С., Беньямовский В.Н., Копаевич Л.Ф. Граница маастрихт–даний в разрезе Кызылсай (Мангышлак) и некоторые особенности этого рубежа // Докл АН СССР. 1982. Т. 267, № 1. С. 177–180.

Найдин Д.П., Беньямовский В.Н., Копаевич Л.Ф. Позднемеловые трансгрессии и регрессии Западного Казахстана // Изв. вузов. Геол. и разведка. 1982. № 10. С. 3–19.

Банников А.Ф., Федотов В.В., Найдин Д.П., Алексеев А.С. Teleostei верхнемеловых отложений Крыма // Докл. АН СССР. 1982. Т. 262, № 4. С. 971–973.

Беньямовский В.Н., Волчегурский Л.Ф., Копаевич Л.Ф., Найдин Д.П. К истории развития Восточного Прикаспия в позднемеловую эпоху // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геол. 1982. № 5. С. 48–57.

Вартанян Г.С., Маракушев А.А., Найдин Д.П., Тихомиров С.В., Шиманский В.Н., Штрейс Н.А. Геологические науки к 60-й годовщине образования СССР // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1982. Т. 57, вып. 6. С. 3–14.

1983

Найдин Д.П. Новая радиометрическая шкала фанерозоя // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геол. 1983. № 6. С. 12–17.

Найдин Д.П. Некоторые вопросы биостратиграфии мезозоя и кайнозоя континентов и океанов // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1983. Т. 58, вып. 6. С. 92–104.

Назаров М.А., Барсукова Л.Д., Колесов Г.М., Найдин Д.П., Алексеев А.С. Происхождение иридиевой аномалии на границе маастрихтского и датского ярусов // Геохимия. 1983. № 8. С. 1160–1178.

Акимец В.С., Беньямовский В.Н., Гладкова В.И., Копаевич Л.Ф., Найдин Д.П. Бентосные фораминиферы и белемниты кампана и маастрихта Восточного Прикаспия // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1983. Т. 58, вып. 1. С. 113–126.

Akimetz V.S., Benjamovsky V.N., Kopaevich L.F., Naidin D.P. The Campanian of the European palaeobiogeographical region // Zitteliana. 1983. Bd. 10. P. 387–392.

Naidin D.P. Late Cretaceous transgressions and regressions on the Russian Platform // Zitteliana. 1983. Bd. 10. P. 107–114.

Pechersky D.M., Naidin D.P., Molostovsky E.A. The Santonian–Campanian reversed polarity magnetozone and the Late Cretaceous magnetostratigraphical timescale // Cretaceous Res. 1983. Vol. 4. P. 251–257.

1984

Найдин Д.П. Позднемеловая эпоха в истории океанов и континентов. Статья I // Изв. вузов. Геол. и разведка. 1984. № 2. С. 13–21.

Найдин Д.П. Позднемеловая эпоха в истории океанов и континентов. Статья II // Изв. вузов. Геол. и разведка. 1984. № 3. С. 3–14.

Найдин Д.П. О положении стратиграфии и стратиграфических исследований в геологии // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1984. Т. 59, вып. 4. С. 88–95.

Найдин Д.П., Беньямовский В.Н., Копаевич Л.Ф. Схема биостратиграфического расчленения верхнего мела Европейской палеобиогеографической области // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геол. 1984. № 5. С. 3–15.

1985

Найдин Д.П. Уровень Мирового океана в конце мезозоя // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геол. 1985. № 3. С. 12–22.

Найдин Д.П. Граница мела и палеогена: стратиграфические аспекты // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1985. Т. 60, вып. 5. С. 71–85.

Заклинская Е.Д., Найдин Д.П. К палинологической характеристике верхнемаастрихтских отложений Крыма // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1985. Т. 60, вып. 1. С. 80–87.

1986

Найдин Д.П. Граница мела и палеогена на Мангышлаке и предполагаемые события на рубеже маастрихта и дания // Изв. вузов. Геол. и разведка. 1986. № 9. С. 3–13.

Найдин Д.П. Тетис: термин и понятие // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геол. 1986. № 6. С. 3–18.

Найдин Д.П. Восточно-Европейская платформа. Верхний отдел. Введение // Стратиграфия СССР. Меловая система. Полутом 1. М.: Недра, 1986. С. 83–84.

Найдин Д.П. Восточно-Европейская платформа. Верхний отдел. Польско-Литовская синеклиза и Белорусская антеклиза // Стратиграфия СССР. Меловая система. Полутом 1. М.: Недра, 1986. С. 84–88.

Найдин Д.П. Восточно-Европейская платформа. Верхний отдел. Причерноморская впадина // Стратиграфия СССР. Меловая система. Полутом 1. М.: Недра, 1986. С. 88–91.

Найдин Д.П. Восточно-Европейская платформа. Верхний отдел. Украинский щит // Стратиграфия СССР. Меловая система. Полутом 1. М.: Недра, 1986. С. 92.

Найдин Д.П. Восточно-Европейская платформа. Верхний отдел. Конкско-Ялынская впадина // Стратиграфия СССР. Меловая система. Полутом 1. М.: Недра, 1986. С. 92.

Найдин Д.П. Восточно-Европейская платформа. Верхний отдел. Днепровско-Донецкая впадина и Воронежская антеклиза // Стратиграфия СССР. Меловая система. Полутом 1. М.: Недра, 1986. С. 92–98.

Найдин Д.П. Восточно-Европейская платформа. Верхний отдел. Московская синеклиза // Стратиграфия СССР. Меловая система. Полутом 1. М.: Недра, 1986. С. 107–108.

Найдин Д.П. Восточно-Европейская платформа. Верхний отдел. Волго-Уральская антеклиза и Приуралье // Стратиграфия СССР. Меловая система. Полутом 1. М.: Недра, 1986. С. 108.

Найдин Д.П. Восточно-Европейская платформа. Верхний отдел. Печорская синеклиза // Стратиграфия СССР. Меловая система. Полутом 1. М.: Недра, 1986. С. 83 – 108.

Найдин Д.П., Морозов Н.С. Восточно-Европейская платформа. Верхний отдел. Рязано-Саратовский и Ульяновско-Саратовский прогибы // Стратиграфия СССР. Меловая система. Полутом 1. М.: Недра, 1986. С. 98–101.

Морозов Н.С., Найдин Д.П. Восточно-Европейская платформа. Верхний отдел. Прикаспийская синеклиза // Стратиграфия СССР. Меловая система. Полутом 1. М.: Недра, 1986. С. 101–107.

Атабекян А.А., Богданова Т.Н., Друщиц В.В., Москвин М.М., Найдин Д.П. История становления меловой системы и стратотипы ярусов // Стратиграфия СССР. Меловая система. Полутом 1. М.: Недра, 1986. С. 14–38.

Найдин Д.П. Эдуард Зюсс (к 100-летию выхода в свет первого тома «Лика Земли») // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1986. Т. 61, вып. 1. С. 96–108.

Найдин Д.П. Сергей Алексеевич Добров (1884–1959) // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1986. Т. 61, вып. 5. С. 121–123.

Найдин Д.П., Барсков И.С., Кияшко С.И. Об изотопном составе кислорода и углерода в кальците и арагоните верхнемеловых белемнитов Западного Таймыра // Вопросы палеобиогеохимии. Баку: Азерб. гос. ун-т, 1986. С. 57–65.

Naidin D.P. [Report (USSR)] // Events of the Mid-Cretaceous. Final report on results obtained by IGCP Project N 58, 1974–1985. Physics and Chemistry of the Earth. Vol. 16. Oxford: Pergamon Press, 1986. P. 70–75.

1987

Найдин Д.П. «Твердое дно» в эпиконтинентальных карбонатных разрезах верхнего мела // Милановский Е.Е., Добрускина И.А. (ред.). Историческая геология: итоги и перспективы. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1987. С. 242–262.

Найдин Д.П. О термине «сенон» // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1987. Т. 62, вып. 1. С. 59–62.

Найдин Д.П. Перерывы и стратиграфия // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1987. Т. 62, вып. 6. С. 69–74.

Найдин Д.П., Барсков И.С., Кияшко С.И. Природа арагонита и кальцита ростров верхнемеловых белемнитов Западного Таймыра: данные по составу стабильных изотопов кислорода и углерода // Палеонтол. журн. 1987. № 3. С. 3–8.

Naidin D.P. The Cretaceous/Tertiary boundary in Mangyshlak, USSR // Geol. Mag. 1987. Vol. 124, № 1. P. 13–19.

Ашуров А.А., Найдин Д.П., Немков Г.И. Нуммулиты и орбитоиды верхнего маастрихта Мангышлака // Докл. АН СССР. 1987. Т. 295, № 5. С. 1184–1187.

Копаевич Л.Ф., Беньямовский В.Н., Найдин Д.П. Граница нижнего и верхнего маастрихта в Европейской палеобиогеографической области // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1987. Т. 62, вып. 5. С. 43–57.

Алексеев А.С., Найдин Д.П., Розанов А.Ю. О работе стратиграфического семинара в 1984–1986 гг. // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1987. Т. 62, вып. 5. С. 112–117.

1988

Дмитренко О.Б., Копаевич Л.Ф., Найдин Д.П., Беньямовский В.Н. Расчленение верхнемеловых отложений Ульяновского Поволжья по известковому нанопланктону, фораминиферам и белемнитам // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1988. № 7. С. 37–45.

Найдин Д.П. Беньямовский В.Н. О верхнем ограничении датского яруса. Статья 1. Стратотипы ярусов палеоцена // Изв. вузов. Геол. и разведка. 1988. № 10. С. 3–15.

Мазарович О.А., Найдин Д.П., Цейслер В.М. Палеомагнитные и историко-геологические реконструкции: проблемы и нерешенные вопросы. Статья 1. Повод к обсуждению // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1988. Т. 63, вып. 6. С. 130–142.

Herman Y., Bhattacharaya S.K., Perch-Nielsen K., Kopaevitch L.F., Naidin D.P., Frolov V.T., Jeffers J.D., Sarkar A. Cretaceous-Tertiary boundary marine extinctions: The Russian Platform record // Revista Española de Paleontologia. Numero Extraordinario. Paleontology and evolution: Extinction events. 1988. P. 31–40.

1989

Найдин Д.П. Сейсмостратиграфия и siesmostratigraphy // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1989. Т. 64, вып. 1. С. 14–23.

Найдин Д.П. Астрономические вариации, флуктуации климата и ритмичность карбонатных толщ. Статья 1. Актуалистические предпосылки. Параметры земной орбиты и климат // Изв. вузов. Геол. и разведка. 1989. № 10. С. 35–47.

Найдин Д.П. Георгий Федорович Мирчинк (1889–1942) // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1989. Т. 64, вып. 6. С. 131–135.

Найдин Д.П., Беньямовский В.Н. О верхнем ограничении датского яруса. Статья 2. Даний, монс и зеландий за пределами стратотипических районов // Изв. вузов. Геол. и разведка. 1989. № 1. С. 21–38.

Найдин Д.П., Кияшко С.И. Изотопный состав кислорода и углерода карбонатных осадков пограничного интервала маастрихт/даний на Мангышлаке // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геол. 1989. № 6. С. 55–66.

Мазарович О.А., Найдин Д.П., Цейслер В.М. Палеомагнитные и историко-геологические реконструкции: проблемы и нерешенные вопросы. Статья 2. Обсуждение проблемы // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1989. Т. 64, вып. 2. С. 125–146.

1990

Найдин Д.П. Астрономические вариации, флуктуации климата и ритмичность карбонатных толщ. Статья 2. Климатические флуктуации и ритмичные карбонатные толщи мезозоя // Изв. вузов. Геол. и разведка. 1990. № 6. С. 29–43.

Найдин Д.П. О книге «Мел Западной Тетис». «Cretaceous of the Western Tethys/ Proceedings of the 3rd Cretaceous Symposium Tübingen 1987». Ed. J. Wiedmann. E. Schweizerbartsche Verlagbuchhandlung. Stuttgart, 1989 // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1990. Т. 65, вып. 5. С. 124–127.

Найдин Д.П. Белемнителлиды // Верхнемеловые отложения Южного Зауралья (район верхнего Притоболья). Свердловск: УрО РАН, 1990. С. 115–122.

Найдин Д.П., Копаевич Л.Ф., Москвин М.М., Шиманская Н.В., Калиниченко Г.П., Андреев Ю.Н. Макропалеонтологическая характеристика маастрихта и дания в непрерывных разрезах Мангышлака // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1990. № 11. С. 17–25.

Найдин Д.П., Копаевич Л.Ф., Москвин М.М., Шиманская Н.В., Калиниченко Г.П., Андреев Ю.Н. Микропалеонтологическая характеристика маастрихта и дания в непрерывных разрезах Мангышлака // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1990. № 12. С. 68–82.

Железко В.И., Левина А.П., Папулов Г.Н., Амон Э.О., Зотеева Е.А., Найдин Д.П., Паскарь З.С., Пономаренко З.К. Качарский железорудный карьер // Верхнемеловые отложения Южного Зауралья (район верхнего Притоболья). Свердловск: УрО РАН, 1990. С. 9–26.

Левина А.П., Найдин Д.П., Пономаренко З.К., Паскарь З.С. Обнажения реки Аят // Верхнемеловые отложения Южного Зауралья (район верхнего Притоболья). Свердловск: УрО РАН, 1990. С. 26–46.

Левина А.П., Лейпциг А.В., Найдин Д.П., Паскарь З.С., Пономаренко З.К. Бокситовые карьеры верховьев Тобола // Верхнемеловые отложения Южного Зауралья (район верхнего Притоболья). Свердловск: УрО РАН, 1990. С. 58–82.

1991

Мазарович О.А., Найдин Д.П., Цейслер В.М. Палеомагнитные и историко-геологические реконструкции: проблемы и нерешенные вопросы. Статья 3. Продолжение обсуждения // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1991. Т. 66, вып. 1. С. 103–110.

Мазарович О.А., Найдин Д.П., Цейслер В.М. Палеомагнитные и историко-геологические реконструкции: проблемы и нерешенные вопросы. Статья 4. Завершение обсуждения // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1991. Т. 66, вып. 6. С. 105–127.

Найдин Д.П., Беньямовский В.Н., Сегедин Р.А., Акопов Т.Р., Чен Лен Сон Б.И., Горовой И.Н. Верхнемеловые свиты Восточного Прикаспия и Примугоджарья // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1991. Т. 66, вып. 1. С. 46–60.

1992

Найдин Д.П. Позднемеловые события на востоке Европейской палеобиогеографической области. Статья 1. События мелового периода в океанах и морях // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1992. Т. 67, вып. 5. С. 14–30.

Найдин Д.П., Найдина О.Д. О так называемой великой акчагыльской трансгрессии // Изв. вузов. Геол. и разведка. 1992. № 6. С. 3–18.

Бланк М.Я., Найдин Д.П., Олферьев А.Г. Рельеф кровли сеномана Днепровско-Донецкой впадины, Воронежской антеклизы и прилежащих к ним структур Восточно-Европейской платформы // Бюл. МОИП. Отдел геол. 1992. Т. 67, вып. 6. С. 43–47.

Мазарович О.А., Найдин Д.П., Тихомиров В.Г., Эндельман Л.Г., Шиманская Н.В. Памяти Михаила Михайловича Москвина // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1992. Т. 67, вып. 4. С. 124–127.

Sarkar A., Bhattacharaya S.K., Shukla P.N., Bhandary N., Naidin D.P. High resolution profile of stable isotopes and iridium across a K/T boundary section from Koshak Hill, Mangyshlak, Kazakhstan // Terra Nova. 1992. Vol. 4, № 5. P. 585–590.

1993

Найдин Д.П. Позднемеловые события на востоке Европейской палеобиогеографической области. Статья 2. События рубежей сеноман/турон и маастрихт/даний // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1993. Т. 68, вып. 3. С. 33–53.

Найдин Д.П., Поляков А.С. Уплотнение осадков и мощность меловых отложений в Горном Крыму // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геол. 1993. № 1. С. 15–26.

Мазарович О.А., Найдин Д.П., Цейслер В.М. О статье Н.В. Короновского и В.Е. Хаина «Завершено ли обсуждение?» // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1993. Т. 68, вып. 6. С. 96–98.

1994

Найдин Д.П. Так что же такое стратиграфия? // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1994. Т. 2, № 2. С. 12–16.

Найдин Д.П., Барабошкин Е.Ю. Об использовании стратиграфических данных по Русской плите для реконструкции юрских и меловых эвстатических колебаний уровня моря // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1994. Т. 69, вып. 5. С. 118–127.

Найдин Д.П., Беньямовский В.Н. Разрез палеогена Сувлукая (Крым) // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1994. Т. 2, № 3. С. 75–86.

Найдин Д.П., Кияшко С.И. Геохимическая характеристика пограничных отложений сеноман/турон Горного Крыма. Статья 1. Литологический состав, содержание органического углерода и некоторых элементов // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1994. Т. 69, вып. 1. С. 28–42.

Найдин Д.П., Кияшко С.И. Геохимическая характеристика пограничных отложений сеноман/турон Горного Крыма. Статья 2. Изотопный состав углерода и кислорода; условия накопления органического углерода // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1994. Т. 69, вып. 2. С. 59–74.

Волков Ю.В., Найдин Д.П. Вариации климатических зон и поверхностные океанические течения в меловом периоде // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1994. Т. 69, вып. 6. С. 103–123.

1995

Найдин Д.П. Эвстазия и эпиконтинентальные моря Восточно-Европейской платформы. Статья 1. Океаносфера и моря платформы // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1995. Т. 70, вып. 2. С. 41–58.

Найдин Д.П. Эвстазия и эпиконтинентальные моря Восточно-Европейской платформы. Статья 2. Верхнемеловые секвенции платформы // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1995. Т. 70, вып. 5. С. 49–65.

Найдин Д.П. О шкале геологического времени // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геол. 1995. № 2. С. 90–93.

Найдин Д.П. Н.С. Шатский и стратиграфия верхнего мела // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1995. Т. 70, вып. 4. С. 73–82.

Найдин Д.П. О преподавательской деятельности Н.С. Шатского (по воспоминаниям студента и преподавателя) // Изв. вузов. Геол. и разведка. 1995. № 6. С. 107–110.

Ильин А.В., Найдин Д.П. Утяжеление изотопного состава углерода у границы сеномана и турона: первые данные по Восточно-Европейской платформе // Докл. АН. 1995. Т. 345, № 5. С. 653–656.

1996

Найдин Д.П., Беньямовский В.Н., Копаевич Л.Ф. Опорные разрезы палеоцена Мангышлака // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1996. Т. 4, № 3. С. 46–61.

Найдин Д.П. Границы ярусов меловой системы: Международный симпозиум (Брюссель, 1995) // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1996. Т. 71, вып. 4. С. 41–56.

Найдин Д.П. О книге «Стратиграфия». «Stratigraphy». Pierre Cotillon. Springer-Verlag. Berlin; Heidelberg. 1993. I-X+187 p. // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1996. Т. 71, вып. 1. С. 92–99.

Naidin D.P. Cenomanian/Turonian and Maastrichtian/Danian events in the eastern European paleobiogeographical region // Mitt. Geol.-Paläontol. Inst. Univ. Hamburg. 1996. Heft 77. P. 369–378.

Dhondt A.V., Naidin D.P., Levina A.P., Simon E. Maastrichtian faunas from the Turgay Strait (northern Kazakhstan) // Mitt. Geol.-Paläontol. Inst. Univ. Hamburg. 1996. Bd. 77. S. 49–65.

1997

Найдин Д.П. В память о том, кто сделал так много хорошего // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1997. Т. 72, вып. 4. С. 9–12.

Найдин Д.П. О двух типах границы мел/палеоген // Докл. АН. 1997. Т. 352, № 3. С. 369–373.

1998

Найдин Д.П. О точности в стратиграфии // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1998. Т. 73, вып. 3. С. 34–43.

Найдин Д.П. Глобальные и региональные стандарты в стратиграфии (к 60-летию термина стратотип) // Геология и геофизика. 1998. Т. 39, № 8. С. 1021–1031.

Найдин Д.П. Воспоминания о Михаиле Владимировиче Муратове // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1998. Т.73, вып. 5. С. 6–9.

Найдин Д.П., Котельников Д.Д. Палеогеографические условия осадконакопления и глинистые минералы в нижнем кампане Актюбинского Примугоджарья // Изв. вузов. Геол. и разведка. 1998. № 4. С. 23–34.

Волков Ю.В., Найдин Д.П. Пассатные течения и меридиональное расселение некоторых морских организмов позднего мела // Докл. АН. 1998. Т. 358, № 3. С. 367–370.

Йолкичев Н.А., Найдин Д.П. Верхний мел Северной Болгарии, Крыма и Мангышлака. Статья 1. Стратиграфия верхнего мела Северной Болгарии // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1998. Т. 73, вып. 1. С. 17–28.

Naidin D.P., Koštak M. The manner of preservation of the Lower Campanian baculites from locality Temir river (North-West Kazakhstan) // Věstnik Českého geologického ústavu. 1998. Vol. 73, № 3. P. 193–200.

Naidin D.P., Volkov Yu.V. Eustasy and Late Cretaceous seas of the East-European Platform // Zbl. Geol. Paläontol. 1998. Hf. 11/12. P. 1225–1232.

1999

Йолкичев Н.А., Найдин Д.П. Верхний мел северной Болгарии, Крыма и Мангышлака. Статья 2. Стратиграфия верхнего мела юго-западной части Горного Крыма // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1999. Т. 74, вып. 5. С. 48–59.

Котельников Д.Д., Найдин Д.П. Глинистые минералы пограничных отложений сеноман/турон Крыма и маастрихт/даний Мангышлака // Литология и полезн. ископ. 1999. № 1. С. 38–45.

2000

Найдин Д.П. Воспоминания о Георгии Федоровиче Мирчинке // Бюл. МОИП. Отд. геол. 2000. Т. 75, вып. 3. С. 65.

Найдин Д.П., Беньямовский В.Н. О ярусном делении палеоцена // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2000. Т. 8, № 4. С. 65–83.

Горбачик Т.Н., Копаевич Л.Ф., Найдин Д.П. О границе альба и сеномана в Юго-Западном Крыму // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2000. Т. 8, № 5. С. 52–64.

Йолкичев Н.А., Найдин Д.П. Верхний мел северной Болгарии, Крыма и Мангышлака. Статья 3. Стратиграфия верхнего мела западной части Горного Мангышлака // Бюл. МОИП. Отд. геол. 2000. Т. 75, вып. 6. С. 62–75.

2001

Найдин Д.П. О постоянном музейном (фондовом) хранении объектов первичной геологической информации // Бюл. МОИП. Отд. геол. 2001. Т. 76, № 3. С. 81–82.

Найдин Д.П. Меридиональные связи позднемеловой морской биоты Северного полушария // Тихоокеан. геол. 2001. Т. 20, № 1. С. 8–14.

Найдин Д.П. Перерывы и гиатусы в стратиграфии // Изв. вузов. Геол. и разведка. 2001. № 5. С. 5–9.

Найдин Д.П. Факт в стратиграфии // Гладенков Ю.Б. (ред.). Пути детализации стратиграфических схем и палеогеографические реконструкции. М.: Геол. ин-т РАН, 2001. С. 21–27.

2002

Найдин Д.П. Еще раз о границе между кампанским и маастрихтским ярусами. Статья 1. Первое появление вида и биостратиграфические границы // Бюл. МОИП. Отд. геол. 2002. Т. 77, вып. 2. С. 43–50.

Найдин Д.П. Еще раз о границе между кампанским и маастрихтским ярусами. Статья 2. Стратиграфический потенциал *Pachydiscus neubergicus* (Hauer) // Бюл. МОИП. Отд. геол. 2002. Т. 77, вып. 4. С. 33–45.

Найдин Д.П. Вольский разрез верхнего мела (север Саратовской области) // Тр. НИИ геологии Саратовского гос. ун-та им. Н.Г. Чернышевского. Нов. сер. 2002. Т. 10. С. 5–11.

Найдин Д.П., Барабошкин Е.Ю., Волков Ю.В., Беньямовский В.Н., Брагина Л.Г. Мел-палеогеновые меридиональные проливы Северного полушария и трансарктические корреляции разрезов // Материалы Всероссийской научной конф. «Геология, геохимия и геофизика на рубеже XX и XXI веков». Т. 1. Тектоника, стратиграфия, литология. Москва, 8–10 октября 2002 г. М.: ООО «Связь-принт», 2002. С. 166–168.

Маринов В.А., Захаров В.А., Найдин Д.П., Язикова О.В. Стратиграфия верхнего мела бассейна р. Усы (Полярное Предуралье) // Бюл. МОИП. Отд. геол. 2002. Т. 77, вып. 3. С. 26–40.

Михайлова И.А., Найдин Д.П. Систематическое положение и распространение рода *Borissiakoceras* Arkhangelsky, 1916 (Ammonoidea) // Палеонтол. журн. 2002. № 6. С. 46–56.

2003

Найдин Д.П. Тургайский пролив в системе меридионального соединения позднемеловых морей Северного полушария // Бюл. МОИП. Отд. геол. 2003. Т. 78, вып. 4. С. 49–55.

2004

Найдин Д.П. Пара известняк-мергель ритмичной карбонатной толщи сеномана Крыма – показатель различных палеогеографических режимов полуциклов прецессии // Изв. вузов. Геол. и разведка. 2004. № 1. С. 12–17.

Найдин Д.П. Разрез туронских и коньякских отложений на р. Тузлов (Ростовская область) // Вопросы палеонтологии и стратиграфии верхнего палеозоя и мезозоя (памяти Галины Григорьевны Пославской). Сб. научн. статей. Тр. НИИ

геологии Саратовского гос. ун-та им. Н.Г. Чернышевского. Нов. сер. 2004. Т. 16. С. 172–178.

Найдин Д.П. Об «островной» стадии субконтинента Индостан // Океанизация Земли – альтернатива неомобилизма. Сб. научн. трудов. Калининград: Изд-во Калининградского ун-та, 2004. С. 206–218.

2005

Найдин Д.П. Пара известняк-мергель ритмичной карбонатной толщи в геологической летописи // Бюл. МОИП. Отд. геол. 2005. Т. 80, вып. 1. С. 75–84.

Найдин Д.П. Горизонты «твердого дна» (хардграунды) ритмичных карбонатных толщ как регистраторы циклов прецессии // Бюл. МОИП. Отд. геол. 2005. Т. 80, вып. 4. С. 36–39.

Найдин Д.П., Михайлова И.А., Цейслер В.М., Шлезингер А.Е. Виктор Александрович Густомесов (1926–2003) // Бюл. МОИП. Отд. геол. 2005. Т. 79, вып. 1. С. 85–86.

Головинова М.А., Найдин Д.П. Гастроподы пограничных слоев сеномана и турона Усть-Енисейской впадины (север Средней Сибири) // Палеонтология и детальная стратиграфия фанерозоя. К 100-летию со дня рождения академика В.В. Меннера. М.: РАЕН, 2005. С. 193–195.

2006

Найдин Д.П. Разрез верхнего мела Кушмурун, Тургайский пролив // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геол. 2006. № 4. С. 3–9.

Найдин Д.П. Белемниты на границе кампан-маастрихт в разрезах верхнего мела востока Днепровско-Донецкой впадины и Северного Донбасса // Бюл. МОИП. Отд. геол. 2006. Т. 81, вып. 4. С. 60–70.

Найдин Д.П. Белемниты на границе кампан-маастрихт в разрезах верхнего мела Поволжья // Бюл. МОИП. Отд. геол. 2006. Т. 81, вып. 6. С. 47–53.

Найдин Д.П., Барабошкин Е.Ю. Трансарктические связи позднемеловых бакулитов (Ammonoidea) Азии и Северной Америки // Бюл. МОИП. Отд. геол. 2006. Т. 81, вып. 5. С. 67–73.

Найдин Д.П., Беньямовский В.Н. Граница кампанского и маастрихтского ярусов в разрезе Актулагай (Прикаспий) // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2006. Т. 14, № 4. С. 97–107.

Головинова М.А., Найдин Д.П. Сеноман-туронские гастроподы из разреза реки Нижней Агапы (Усть-Енисейская впадина) // Меловая система России и ближнего зарубежья: проблемы стратиграфии и палеогеографии. Сб. материалов Третьего Всероссийского совещания. Саратов, 26–30 сентября 2006 г. Саратов: Изд-во СО ЕАГО, 2006. С. 48–50.

2007

Найдин Д.П. Карпатская геологическая экспедиция профессора А.А. Богданова, 1946–1949 гг. (негеологические воспоминания участника) // Бюл. МОИП. Отд. геол. 2007. Т. 82, вып. 1. С. 96–100.

Найдин Д.П. Карпатская геологическая экспедиция профессора А.А. Богданова, 1946–1949 гг. (негеологические воспоминания участника) // Геолог Украины. 2007. № 1. С. 92–96.

Найдин Д.П. Геолог Михаил Владимирович Муратов // М.В. Муратов – ученый и педагог. К 100-летию со дня рождения. М.: ГЕОС, 2007. С. 139–142.

Головинова М.А., Найдин Д.П. Сеноман-туронские гастроподы из разреза р. Нижняя Агапа (Усть-Енисейская впадина) // Меловая система России и ближнего зарубежья: проблемы стратиграфии и палеогеографии. Сб. науч. тр. Саратов: Изд-во Саратовск. ун-та, 2007. С. 62–68.

2008

Найдин Д.П. Астрономические факторы возникновения цикличности в геологии // Бюл. МОИП. Отд. геол. 2008. Т. 83, вып. 4. С. 38–42.

Найдин Д.П. Воспоминания о Георгии Павловиче Леонове // Бюл. МОИП. Отд. геол. 2008. Т. 83, вып. 5. С. 98.

Найдин Д.П., Беньямовский В.Н., Олферьев А.Г., Котельников Д.Д., Подгаецкий А.В., Вишневская В.С. Опреснение позднемелового эпиконтинентального моря Восточно-Европейской платформы. Статья 1. Позднекампанское опреснение Ульяновско-Саратовского участка моря // Бюл. МОИП. Отд. геол. 2008. Т. 83, вып. 1. С. 60–71.

ДИНОЦИСТЫ, НАННОПЛАНКТОН И МИОСПОРЫ АПТСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ РАЗРЕЗА АЙМАКИ, ЦЕНТРАЛЬНЫЙ ДАГЕСТАН

Г.Н. Александрова, О.П. Ярошенко, Е.А. Щербинина
Геологический институт РАН, Москва, dinoflag@mail.ru

DINOCYSTS, NANNOFOSSILS AND MIOSPORES OF THE APTIAN DEPOSITS OF AIMAKI SECTION, CENTRAL DAGESTAN

G.N. Aleksandrova, O.P. Yaroshenko, E.A. Shcherbinina
Geological Institution, RAS, Moscow, dinoflag@mail.ru

Комплексное изучение наннопланктона, диноцист и миоспор высших растений в разрезе Аймаки (Центральный Дагестан) проведено с целью датирования и расчленения на зональной основе бескарбонатных и слабокарбонатных отложений, относимых к гундаринской свите, а также для сопоставления зонального деления по различным группам биоты и выявления условий формирования терригенной толщи.

Диноцисты (D) и палиноморфы (SP) обнаружены по всему разрезу. Палеоэкологическая интерпретация комплексов диноцист принята по P. Skupien (2003). Палинофлора разнообразна и представлена спорами папоротников, мхов, зелеными водорослями, пыльцой голосеменных и покрытосеменных. Наннопланктон в изученной части разреза приурочен преимущественно к его верхней части.

В разрезе мощностью около 150 м (рис., табл.) выделяются четыре литологические пачки. Пачка I (~15 м) сложена серыми бескарбонатными алевролитами с прослоями желтовато-серых песчаников. В низах пачки I выделен **Комплекс 1D**, характеризующийся низким таксономическим разнообразием. Доминируют *Vesperopsis mayi, Circulodinium brevispinosum, Odontochitina operculata*, *Palaeoperidinium cretaceum*. Только в этом комплексе присутствуют *Heslertonia heslertonensis*, aff. *Impagidinium verrucosum*, *Batioladinium exiguum*. Учитывая, что FO *O. operculata* в Тетической области приходится на поздний баррем (Leereveld, 1995), а HCO *H. heslertonensis* установлено в подзоне NC6B (http://norges.uio.no/timescale/Early_Cretaceous.pdf), что близко FO *V. mayi* (Nøhr-Hansen, 1993), возраст комплекса ограничен второй половиной раннего апта. Соотношения экогрупп диноцист свидетельствуют о лагунных опресненных палеообстановках.

Пачка II (~23 м) представлена в нижней части незакономерным чередованием бескарбонатных плотных желтовато-серых песчаников, серых алевролитов и черных алевритистых аргиллитов. Верхняя часть толщи более монотонна, в ней преобладают плотные серые бескарбонатные алевролиты.

Пачка III (мощность ~80 м) сформирована темно-серыми алевролитами, в верхней части переходящими в плотные песчаники (~15 м). Присутствуют два горизонта крупных септариевых конкреций. В в отложениях пачки III появляется немногочисленный известковый наннопланктон, причем в средней ее части обнаружен *Eprolithus floralis*, чье присутствие позволяет установить зону **NC7** и

указывает на позднеаптский возраст отложений (по Тетической шкале). В песчаниках наннопланктон отсутствует. Верхняя часть пачки I и пачки II-III охарактеризованы **Комплексом 2D** по диноцистам, в котором увеличивается разнообразие диноцист. В нем установлено LCO *Circulodinium* cf. *attadalicum*, *Circulodinium distinctum, Prolixosphaeridium parvispinum, Kiokansium polypes, Protoellipsodinium spinocristatum*, *Occisucysta echinata, O. tentorium, Apteodinium maculatum, Trichodinium castanea, Florentinia mantellii, Coronifera oceanica, Tanyosphaeridium boletum*, *Gonyaulacysta cassidata*, *Dingodinium albertii*. В основании пачки III установлено FO *L. cancellatum*, что позволяет датировать ее средним аптом (Gargasian) (http://norges.uio.no/timescale/Early_Cretaceous.pdf). Верхи пачки I – основание III формировались в литоральных, солоноватоводных палеообстановках, сменяясь палеообстановками внешнего шельфа.

Пачки I-III и низы IV охарактеризованы **Комплексом 1SP**. Преобладают глейхениевые (до 60%): *Gleicheniidites senonicus, G. carinatus*, *Clavifera tuberosa, C. triplex, C. rudis*, количество *Ornamentifera* spp. увеличивается в верхах комплекса. Постоянны *Sestrosporites pseudoalveolatus*, *Cyathidites* spp., *Deltoidospora* spp., *Biretisporites potoniaei, Lycopodiumsporites* spp., реже *Stoverisporites lunaris, Coronatispora valdensis, Murospora florida*. Единичными экземплярами представлены схизейные (*Cicatricosisporites, Trilobosporites, Concavissimisporites, Klukisporites)*. Из мхов преобладают *Cingutriletes clavus*, которые по количеству уступают только глейхениевым, присутствуют *Stereisporites antiquasporites, Cingutriletes pocockii*, *Foraminisporis asymmetricus, F. dailyi, F. wonthaggiensis*, редкие *Aequatriradites* sp., *Coptospora* spp., *Cooksonites* sp., *Triporoletes reticulatus, T. simplex*. Из зеленых водорослей постоянно присутствуют: *Schizosporis* spp., *Laevigatosporites* и, возможно, некоторые *Inaperturpollenites*. Пыльца голосеменных составляет 50-70%: *Alisporites, Podocarpidites, Parvisaccites, Microcachrydites, Cedripites, Rugubivesiculites*, *Cerebropollenites mesozoicus, Taxodiaceaepollenites hiatus, Perinopollenites elatoides*. Единично отмечается пыльца покрытосеменных (*Clavatipollenites* spp., *Retitricolpites* sp., *Tricolpites* sp.).

Пачка IV (~ 22 м) представлена в нижней части темно-серыми карбонатными алевритистыми аргиллитами и относится, по-видимому, уже к основанию хаджалмахинской свиты. Вверх по разрезу постепенно увеличивается карбонатность, отложения приобретают ритмичный характер, образуя чередование мягких темно-серых мергелей и плотных светло-серых известняков. В нижней части пачки появляется уже довольно многочисленный наннопланктон, включая *Rhagodiscus achlyostaurion*, что отвечает подзоне **NC7C** верхнего апта (Bralower, 1987). В верхней половине пачки известковый наннопланктон становятся обильным и максимально разнообразным (около 30 видов). В самой верхней части пачки обнаружена *Predisosphaera columnata*, чье появление фиксирует границу апта и альба (подошва зоны **NC8**).

Комплекс 3D распространен в интервале от верхов NC7A-B до нижней половины NC8A. Он характеризуется появлением *Stephodinium spinulosum, Tehamadinium tenuiceras, T. coummium, Endoscrinium campanula, Achomosphaera ramulifera, Pterodinium cingulatum*; выше установлено LCO – *Codoniella psygma*; *Circulodinium compactum* и FO *Stephodinium coronatum*. Нижняя часть пачки IV

(низы подзоны NC7C) формировалась в палеообстановках внешнего шельфа, а средняя и верхняя части – океанического склона.

В **Комплексе 2SP**, обнаруженном в пачке IV, резко сокращается разнообразие *Gleicheniidites* spp., *Plicifera* и *Ornamentifera peregrina,* исчезает *Clavifera*. В верхней части пачки присутствуют *Cicatricosisporites venustus, C. hallei, Plicatella trichacantha*var. *dissecta*, *Costatoperforosporites foveolatus, Trilobosporites* sp. Увеличилось содержание *Cyathidites* spp., *Biretisporites potoniaei.* Отмечено появление *Ceratosporites distalgranulatus*, *Hoegisporis* sp., характерных для апт-альбских комплексов (Helby et al., 1978; Batten, 1979; Kotova, 1983), а также *Distaltriangulisporites* aff. *mutabilis*, *Interulobites sinuosus*. Исчезают *Cingutriletes clavus, Aequatriradites*, *Coptospora*, *Cooksonites*, *Triporoletes*. Возросло количество *Rugubivesiculites* spp. Пыльца покрытосеменных представлена бóльшим количеством и разнообразием.

Совместно с комплексом наннопланктона NC8A установлен **Комплекс 4D** и **Комплекс 3SP**. Среди диноцист обнаружено FO *Litosphaeridium* sp., *Cauca parva, Litosphaeridium arundum, L. conispinim*. Нижняя часть интервала формировалась в обстановках внутреннего шельфа, ввверх по разрезу сменившегося на внешний. В Комплексе **3SP** заметно сократилось количество *Gleicheniidites senonicus, G. rasilis, Plicifera delicata, Ornamentifera* spp. Отмечается повышенное содержание *Cyathidites australis, Deltoidospora* sp., появление *Polycingulatisporites reduncus.* Заметно увеличилось количество *Microcachrydites*, *C. mesozoicus* при единичных находках *Ephedripites*. Увеличилось количество и разнообразие angiospermae pollen – *Clavatipollenites rotundus, C. hughesii, Phimopollenites foveolatus, Retitricolpites* spp., *Tricolpites* sp., *T. confessus, Fraxinoipollenites* sp.

Таким образом, полученные данные свидетельствуют о том, что бассейн формировался в условиях направленного углубления, происходила смена палеообстановок от опресненных лагунных до нормально морских. Комплексы палиноморф свидетельствуют о теплом влажном климате этого времени, что соответствует мнению В.А. Вахрамеева (1988) об увлажнении климата с середины апта и в альбе Евро-Синийской флористической области. Подтверждается гипотеза появления, развития и распространения в течение апта, альба ранних покрытосеменных в прибрежных пространствах (Retallak, Dilcher, 1981).

Работа выполнена благодаря финансовой поддержке РФФИ (проект № 09-05-00872).

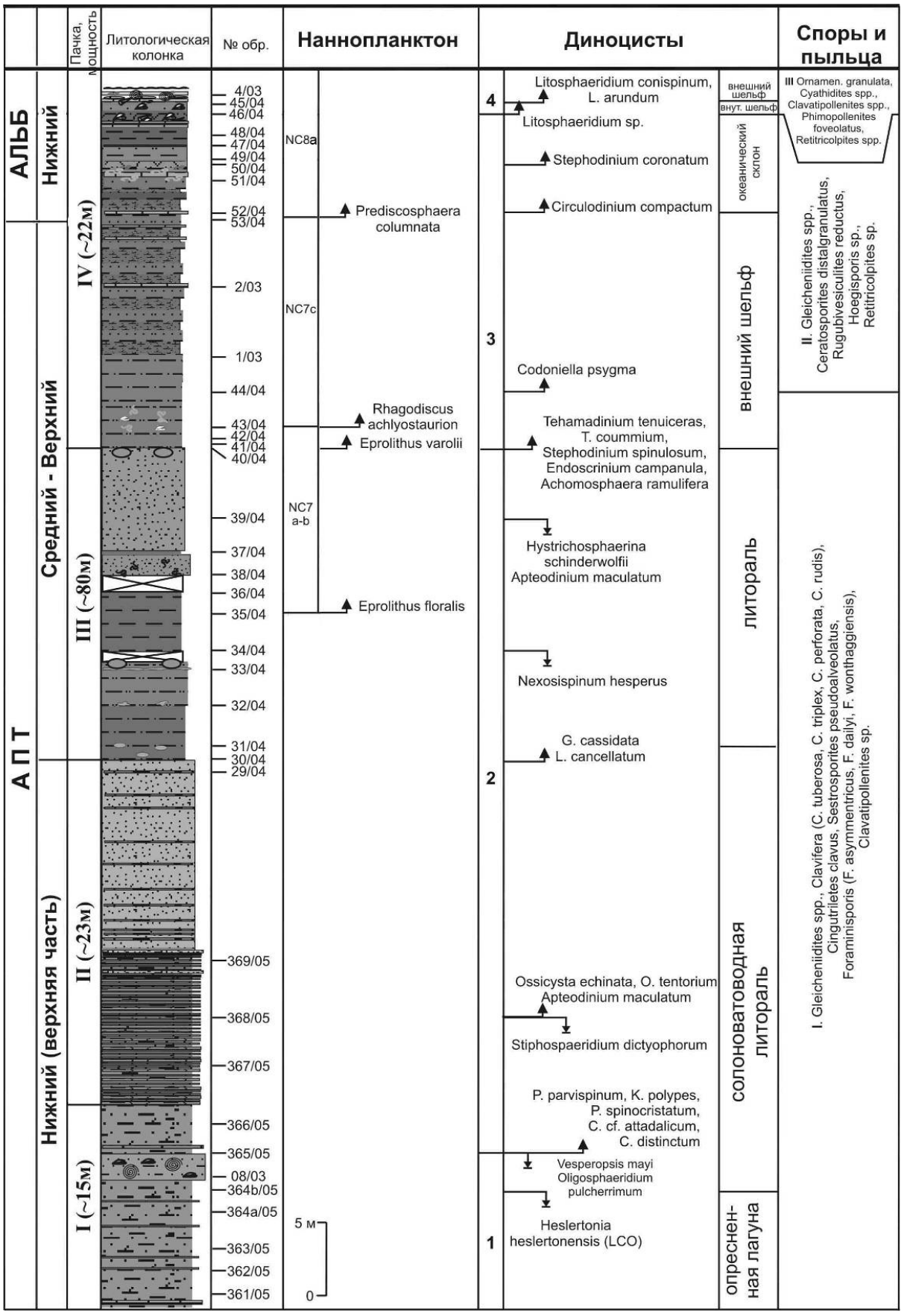


Рис. Литология, стратиграфия и палеообстановки аптских отложений разреза Аймаки

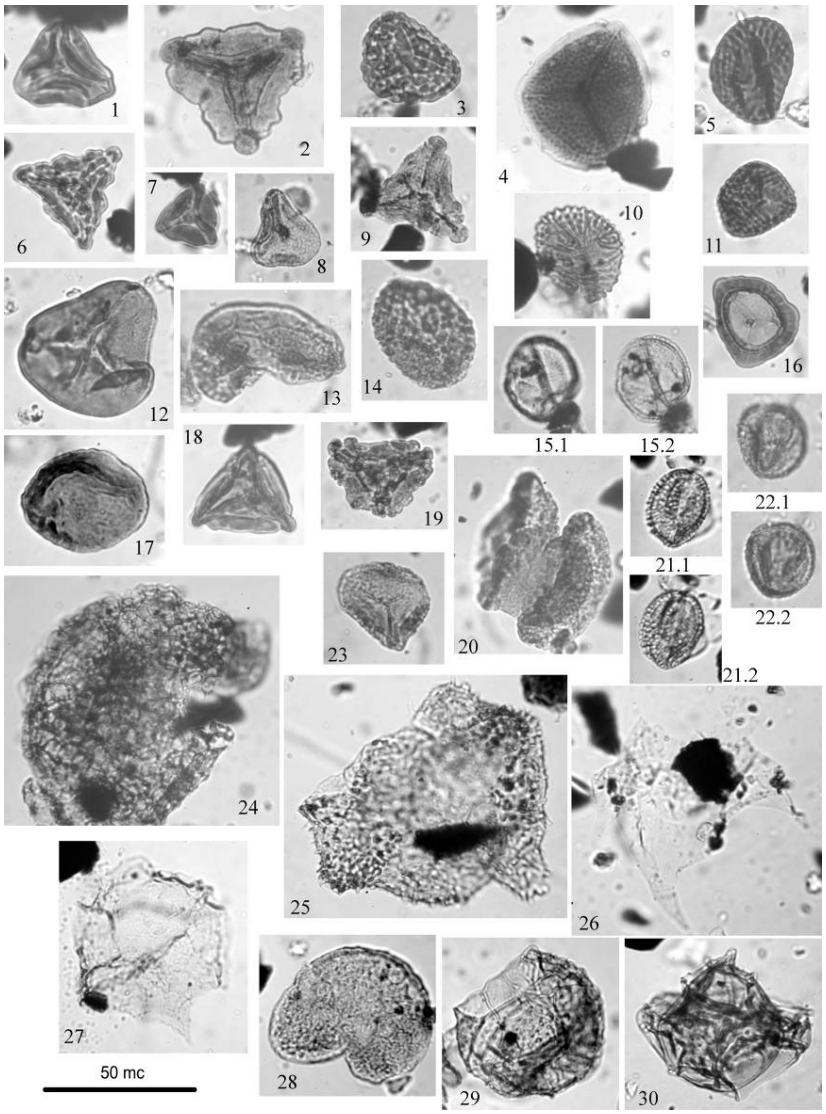


Таблица. **1.** *Gleicheniidites senonicus* Ross (29/04), **2**. *Clavifera triplex* Bolch. (361/05), **3**. *Distaltriangulisporites* aff. *mutabilis* Singh (51/04), *4*. *Sestrosporites pseudoalveolatus* (Coup.) Dett., **5**. *Cicatricosisporites* sp. (46/04), **6, 19**. *Clavifera* cf. *rudis* Bolch. (6 – 29/04; 19 – 363/05), **7**. *Gleicheniidites rasilis* Bolch. (46/04), **8**. *Ornamentifera granulata* (Grig.) Bolch. (46/04), **9**. *Clavifera perforata* Danilenko (361/05), **10**. *Cicatricosisporites venustus* Deak (51/04), **11**. *Cicatricosisporites hallei* Delcourt et Sprumont (49/04), **12**. *Cyathidites* sp. (46/04), **13, 20**. *Rugubivesiculits reductus* Pierce (49/04), **14**. *Cerebropollenites mesozoicus* (Coup.) Nils. (46/04), **15.1-15.2** *Clavatipollenites* sp. (51/04), **16**. *Cingutriletes clavus* (Balme) Dett. (29/04), **17**. *Hoegisporis* sp. (53/04), **18**. *Clavifera* cf. *tuberosa* Bolch. (29/04), **21.1-21.2**. *Retitricolpites* cf. *virgeus* (Groot, Penny and Groot) Brenner (51/04), **22.1-22.2**. *Phimopollenites foveolatus* Kotova (45/04), **23**. *Ceratosporites distalgranulatus* (Coup.) Kemp (49/04), **24**. *Schizosporis reticulatus* Cooks. et Dett. (365/05), **25**. *Circulodinium* cf. *attadalicum* (Cook. et Eis.) Helby (367/05), **26**. *Vesperopsis mayi* Bint (362/05), **27**. *Palaeoperidinium cretaceum* (Pocock ex Davey) Lentin et Williams (364[а]/05), **28**. *Cedripites canadensis* Pocock (46/04), **29**. *Leptodinium cancellatum* Brideaux et McIntyre (30/04), **30**. *Stephodinium coronatum* Deflandre (49/04)

О НИЖНЕМ ВОЗРАСТНОМ ПРЕДЕЛЕ ХОТЬКОВСКОГО ГОРИЗОНТА (ВЕРХНИЙ МЕЛ) ПОДМОСКОВЬЯ (ПО ДАННЫМ РАДИОЛЯРИЕВОГО АНАЛИЗА)

А.С. Алексеев[1], В.С. Вишневская[2], А.Г. Олферьев[3]
[1]*Московский государственный университет, Москва, aaleks@geol.msu.ru*
[2]*Геологический институт РАН, Москва, valentina@ilran.ru*
[3]*Палеонтологический институт имени А.А. Борисяка РАН*

ON THE LOWER LIMIT OF KHOTKOV HORIZON (UPPER CRETACEOUS) OF MOSCOW REGION (BASED ON RADIOLARIA)

A.S. Alekseev[1], V.S. Vishnevskaya[2], A.G. Olferiev[3]
[1]*Moscow State University, Moscow,* aaleks@geol.msu.ru
[2]*Geological Institute RAN, Moscow, valentina@ilran.ru*
[3]*Paleontological Institute RAN*

Хотьковский горизонт или хотьковская серия (Олферьев и др., 2000) получили название от пос. Хотьково Сергиев-Посадского района Московской области. Хотьковский горизонт объединяет комплекс кремнистых пород, так называемых «хотьковских опок», которые формируют замещающие друг друга по латерали загорскую свиту и рябцевскую толщу, вверх по разрезу сменяющиеся дмитровской и теньтиковской свитами или коррелятной им щектовской толщей, и завершается годуновской толщей. На западе Московской синеклизы хотьковскому горизонту принадлежит ужская толща.

По своему стратиграфическому диапазону согласно макрофауне данный стратон охватывает интервал от терминальной части нижнего коньяка до базальных слоев нижнего кампана включительно (Олферьев, Алексеев, 2005). Коньякский возраст нижней части горизонта обосновывается находками иноцерамид, характерных для нижнего – *Cremnoceramus crassus* (Petr.), среднего – *Inoceramus russiensis* Nik., *I. percostatus* Müll., *I. kleini* Müll., и верхнего коньяка – *Inoceramus cf. glatziae* Andert, *I. latisulcatus* Heinz и *Volviceramus involutus* (Sow.). Принадлежность средней части хотьковского горизонта к сантону подтверждается заключенными в ней иноцерамидами *Sphenoceramus cardissoides* (Goldf.) и *S. ex gr. lobatus* (Schlüt.), что подтверждается микрофауной, а именно комплексом фораминифер лоны Gavelinella stelligera. Заключенные в теньтиковской свите иноцерамы *Inoceramus auerbachi* Dobr. и *I. tentikovensis* Dobr. (Добров, 1948), как и другие двустворчатые моллюски, определенные З.А. Антощенко и П.А. Герасимовым, – *Oxytoma tenuicostata* (Roem.) и *Dianchora striata* (Goldf.), не дают точного указания на возраст верхней части хотьковского горизонта. Максимальная мощность стратона 53 м.

Таким образом, возраст хотьковского горизонта (хотьковской серии) до настоящего времени трактуется неоднозначно: согласно одним источникам – как турон-коньякский (Меловая…, 1986), другим – как сантонский (Олферьев и др., 2000) или коньяк-сантонский (Олферьев, Алексеев, 2005).

Стратон Д также заключает комплексы радиолярий. Предполагалось, что нижний – Orbiculiforma vacaensis–Archaeospongoprunum rumseyensis – приурочен к коньяк-нижнесантонскому интервалу, средний – Orbiculiforma quadrata–Rhopalastrum – к верхнесантонскому, а верхний – Crucella espartoensis–Archaeospongoprunum salumi представлен ассоциацией видов, известных преимущественно из кампанского яруса Калифорнии (Брагина, 1994). Кампанскому возрасту терминальных слоев хотьковского горизонта не противоречит находка известкового наннопланктона зоны CC17 из основания теньтиковской свиты (Овечкина и др., 2002). В то же время наличие кампанских отложений в районе г. Москвы до настоящего времени ставится под сомнение (Алексеев и др., 2005).

Исследование радиолярий из скважины 1, пробуренной в наиболее высокой точке Теплостанской возвышенности г. Москвы, позволило Л.Г. Брагиной (1994) предложить коньяк (?)-кампанский возраст для хотьковской серии. Ею выделены два комплекса радиолярий: коньяк (?)-кампанский и кампанский. Первый из них с Archaeospongoprunum bipartitum – Crucella irwini – Orbiculiforma quadrata установлен в песках и алевритовых глинах загорской и низов дмитровской свит (инт. 14–20 м). Кампанский комплекс с Archaeospongoprunum hueyi–A. salumi встречен в трепеловидных глинах дмитровской свиты (инт. 11–14 м).

Изучение одновозрастных отложений, развитых на севере Подмосковья в районе Загорской ГАЭС (Алексеев и др., 2004), показало, что в глинах загорской свиты (инт. 191–195 м, скв. 12030) присутствует предположительно среднеконьякско-сантонский радиоляриевый комплекс с Crucella irwini, а в загорской свите (инт. 187,5–191 м, скв. 12030) кампанского радиоляриевого комплекса, отнесенного к зоне Crucella espartoensis–Archaeospongoprunum salumi. Кампанский возраст последнего был определен Л.Г. Брагиной (Алексеев и др., 2004) по первому появлению *Archaeospongoprunum salumi* Pessagno и *Dictyomitra multicostata* Zittel. Таким образом, если ранее (Брагина, 1994) принималось, что Archaeospongoprunum salumi как индекс-вид слоев Archaeospongoprunum hueyi – A. salumi появляется в нижней части дмитровской свиты, то в разрезе района Загорской ГАЭС этот вид характеризует верхнюю часть загорской свиты. Это обстоятельство заставило авторов (Алексеев и др., 2004) высказать необходимость дальнейшего изучения радиоляриевых ассоциаций хотьковской серии с целью уточнения соотношения свит и зон.

Новые образцы на радиоляриевый анализ были отобраны на южной окраине Москвы в районе Теплого Стана и происходят из загорской свиты хотьковской серии, сложенной песками с тонкими прослоями глин. Опробование было выполнено А.С. Алексеевым и А.Г. Олферьевым у пересечения Калужского шоссе и МКАД (съезд у кольцевой дороги на Калужское шоссе) в 1997 г. В трепеловидных глинах определены радиолярии Archaeospongoprunum bipartitum Pessagno (t–st), *Orbiculiforma maxima* Pessagno (al–cn), *O. persenex* Pessagno (cn–st), *O. vacaensis* Pessagno (cn), *O. monticelloensis* Pessagno (K_2cn), *Spongopyle insolita* Kozlova (cm–cp), *S. goleata* Renz, *S. ecleptos* Renz, *Crucella* aff. *irwini* Pessagno (cm–cn), *Diacanthocapsa euganea* (Sq.) (cm–cn), *Alievium praegallowayi* Pessagno (cn–cp), *Praeconocaryomma californiensis* Pessagno, *Cavaspongia antelopensis* Pessagno (cm–cn), *D.* ex gr. *squama* O'Dogh. (t–cn), *Lithostrobus* sp., однозначно указывающие на коньякский возраст слоев.

Из керна испытательной скважины (глубина неизвестна), пробуренной на месте ныне существующего дома по адресу Профсоюзная улица, 146, из алевритистых, слюдистых, слегка опоковидных глин был отобран образец. В выделенной из него радиоляриевой ассоциации определены *Praeconocaryomma lipmanae* Pessagno (cn–cp), *Archaeospongoprunum bipartitum* Pessagno (t–st), *A. triplum* Pessagno (t–cn), *Euchitonia santonica* Lipman, *Orbiculiforma quadrata* Pessagno (K_2 cn–st), *Orbiculiforma vacaensis* Pessagno, *Spongopyle insolita* Kozlova (cm–cp), *S. ecleptos* Renz, *Dictyomitra* ex gr. *densicostata* Pessagno, *Rhopalosyringium* sp. Присутствие *A. triplum* Pessagno и *Orbiculiforma vacaensis* Pessagno (таблица), позволяет определить возраст этой радиоляриевой ассоциации как коньякский (часть видов приведена в таблице).

Ранее в низах хотьковской серии (предположительно в загорской свите) в светло-серых слабо карбонатных трепельных глинах (скв. 112, инт. 13–17,5 м), пробуренной южнее Хотьково и в пепельно-серых слабоизвестковистых глинах черневской свиты (скв. 102, инт. 37,3–47,0 м), пробуренной у урочища Чернево Ярославской обл. (Олферьев и др., 2000), установлен комплекс с Cavaspongia antelopensis–Spongotripus aculeatus (турон). Он также прослеживается в серых трепеловидных кремнеземистых глинах скв. 104 (инт. 9,0–14,5 м), пробуренной к северу от Хотьково (Vishnevskaya, De Wever, 1998; Вишневская, 2009). Кроме того, в кремнистых тонкозернистых песчаниках, переслаивающихся с трепельными алевритами, в слое 7 (дмитровская свита) обнажения у с. Андреевское Владимирской области (34 км северо-западнее г. Владимир и в 0,3 км западнее дороги Владимир – Юрьев-Польский) были собраны крупные (до 20–25 см в длину) нижне-среднеконьякские иноцерамы *Cremnoceramus crassus* (Petr.), подтверждающие коньякский возраст слоев с Archaeospongoprunum bipartitum – A. triplum (Олферьев и др., 2000; Олферьев, Алексеев, 2005).

Таким образом, по радиоляриям возраст низов хотьковского горизонта может быть уверенно определен как коньякский. Кроме того, радиоляриевый анализ свидетельствует о том, что представления Д.П. Найдина (Меловая …, 1986, с. 107) о туронском возрасте нижней части хотьковских опок, состоящих из переслаивания трепелов, глин, песков и опоковидных песчаников, хорошо согласуется с данными по радиоляриям и, возможно подтвердится. Нельзя исключить вероятность того, что возраст нижней части хотьковского горизонта по площади не остается постоянным, что требует дальнейших исследований.

Литература

Алексеев А.С., Брагина Л.Г, Кононова Л.И. и др. 2004. Верхний мел района Загорской ГАЭС (Северное Подмосковье) // Бюл. МОИП. Отд. геол. Т. 79, вып. 4. С. 30-36.

Брагина Л.Г. 1994. Радиолярии и стратиграфия верхнемеловых отложений Хотьковской серии Подмосковья // Бюл. МОИП. Отд. геол. Т. 69, вып. 2. С. 91–100.

Вишневская В.С. 2009. Комплексы и подразделения мела Русской плиты по радиоляриям // Бюл. РМСК по центру и югу Русской платформы. М.: РАЕН. Вып. 4. С. 67-84.

Стратиграфия СССР. Меловая система. 1986. М.: Недра. П/т. 1. С. 98-101.

Овечкина М.Н., Алексеев А.С., Олферьев А.Г. и др. 2002. Известковый наннопланктон в меловых отложениях Подмосковья // Бюл. МОИП. Отд. геол. Т. 77, вып. 4. С. 46-52.

Олферьев А.Г., Алексеев А.С. 2005. Стратиграфическая схема верхнемеловых отложений Восточно-Европейской платформы. СПб. 204 с.

Олферьев А.Г., Вишневская В.С., Казинцова Л.И. и др. 2000. Новые данные о верхнемеловых отложениях северного Подмосковья // Стратиграфия. Геол. корреляция. Т. 8, № 3. С. 64–82.

Vishnevskaya V.S., De Wever P. 1998. Upper Cretaceous Radiolaria from the Russian Platform (Moscow Basin) // Rev. Micropaleontol. Vol. 41, № 3. P. 235–265.

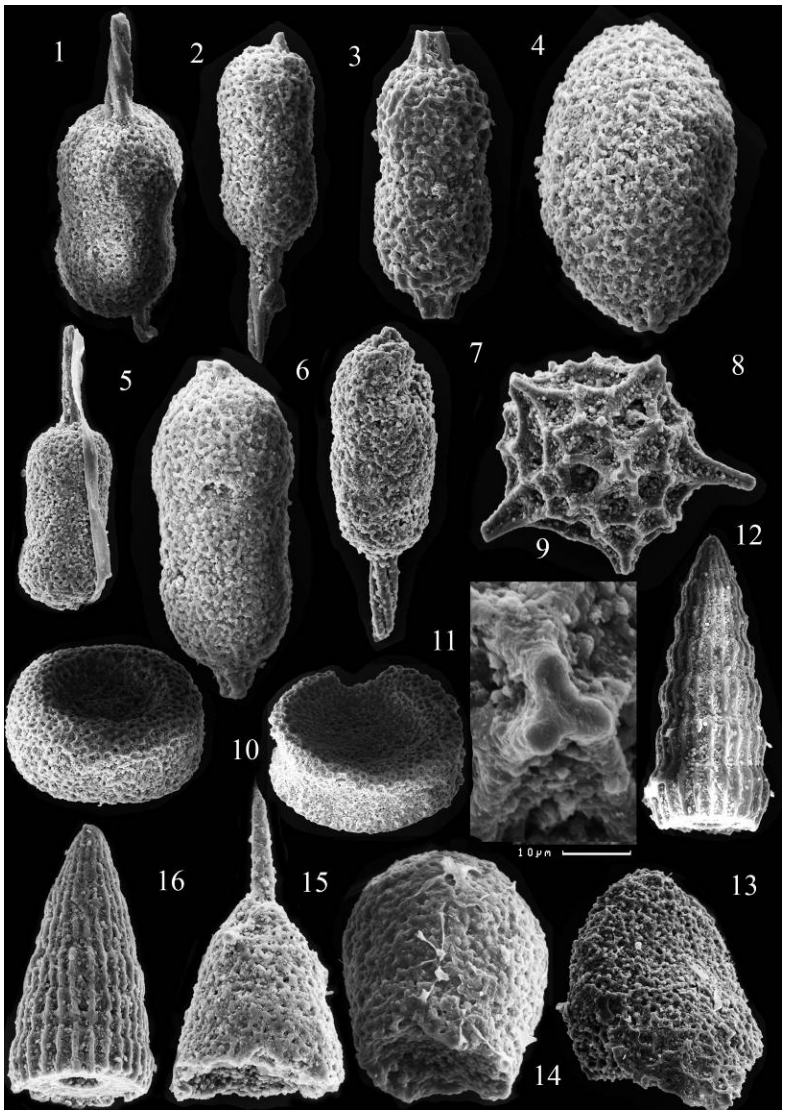


Таблица. Радиолярии из коньяка Московской синеклизы. Теплый стан. Разрез у пересечения Калужского шоссе и МКАД. Обр. 146. Фиг. 1-4 – *Archaeospongoprunum bipartitum* Pessagno, 5-7 – *Archaeospongoprunum triplum* Pessagno, 8-9 – *Actinomma* sp., 10-11 – *Orbiculiforma multa* (Kozlova), 12 – *Dictyomitra multicostata* Zittel, 13 – *Spongopyle insolita* Kozlova, 14 – *S. ecleptos* Renz, 15 – *Lithostrobus* sp., 16 – *Dictyomitra* ex gr. *densicostata* Pessagno (× 200).

ФАЦИИ И СЕДИМЕНТОЛОГИЯ РАННЕГО АПТА В РАЙОНЕ КЕЧИМОВСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (ШИРОТНОЕ ПРИОБЬЕ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ)

В.П. Алексеев[1], Ю.Н. Федоров[2], Э.О. Амон[3], А.И. Лебедев[2]
[1]*Уральский гос. горный университет, Екатеринбург, igg.lggi@ursmu.ru*
[2]*ООО «КогалымНИПИнефть», Тюмень, FedorovYN@tmn.lukoil.com*
[3]*Институт геологии и геохимии УрО РАН, Екатеринбург, amon@igg.uran.ru*

EARLY APTIAN FACIES AND SEDIMENTOLOGY AT THE AREA OF KECHIMOVSKY OILFIELD (LATITUDINAL OB' RIVER REGION IN WESTERN SIBERIA)

V.P. Alekseev[1], Y.N. Fedorov[2], E.O. Amon[3], A.I. Lebedev[2]
[1]*Urals State Mining University, Ekaterinburg, igg.lggi@ursmu.ru*
[2]*Ltd. «KogalymNIPIneft, Tyumen, FedorovYN@tmn.lukoil.com*
[3]*Institute of Geology and Geochemistry of UB RAS, Ekaterinburg, amon@igg.uran.ru*

Благодаря проведенной интерпретации сейсморазведочных данных по Кечимовскому лицензионному участку (л.у.) для горизонта $АВ_1^3$ + $АВ_2$ (далее $АВ_{1-2}$) получена характеристика физического поля, весьма похожая на прибереговую обстановку, охватывающую конусы выноса рек (подводную дельту), прибереговые валы (бары) и застойно-тиховодные участки прибрежья. В основе такой интерпретации лежат три основных признака, отмечаемые визуально: 1) наличие основных подводящих (русловых) каналов субширотного направления; 2) веерообразный или фэновый (англ. fan – конус, веер) характер берега в центральной части л.у.; 3) ровная, слегка извилистая (s-образная) линия восточной границы фэна и извилисто-пятнистое, фестончатое обрамление его западной окраины. Такая же картина намечается и в северной части л.у., но там основная часть фэна выходит за пределы рассматриваемой территории.

Одной из задач проведенного нами исследования было установление по имеющемуся керновому материалу достоверности и непротиворечивости такой характеристики, отвечающей существующим к настоящему времени модельным геологическим представлениям для дельтовых областей. Керновый материал, хотя и по единичным скважинам, позволил оценить состав и генезис отложений, что показано на рисунке 1 (для одной из пяти изученных скважин).

Как видно из этих данных, даже фрагменты керна (нижний интервал бурения) позволяют установить прибрежный генезис отложений в сочетании аккумулятивных форм сильно подвижного мелководья (фация БМБ: обр. 2) и конусов выноса подводной части (фация БДД: обр. 3 и 4 на рис. 1). Вверх по разрезу они переходят в типичные «рябчики» (обр. 1), накапливавшиеся в приливно-отливной зоне активных ваттов (фация БПВ). Попутно отметим, что интерпретация генезиса отложений без изучения керна (к примеру, только с использованием электрометрических моделей фаций – ЭМФ) была бы, как минимум, проблематичной.

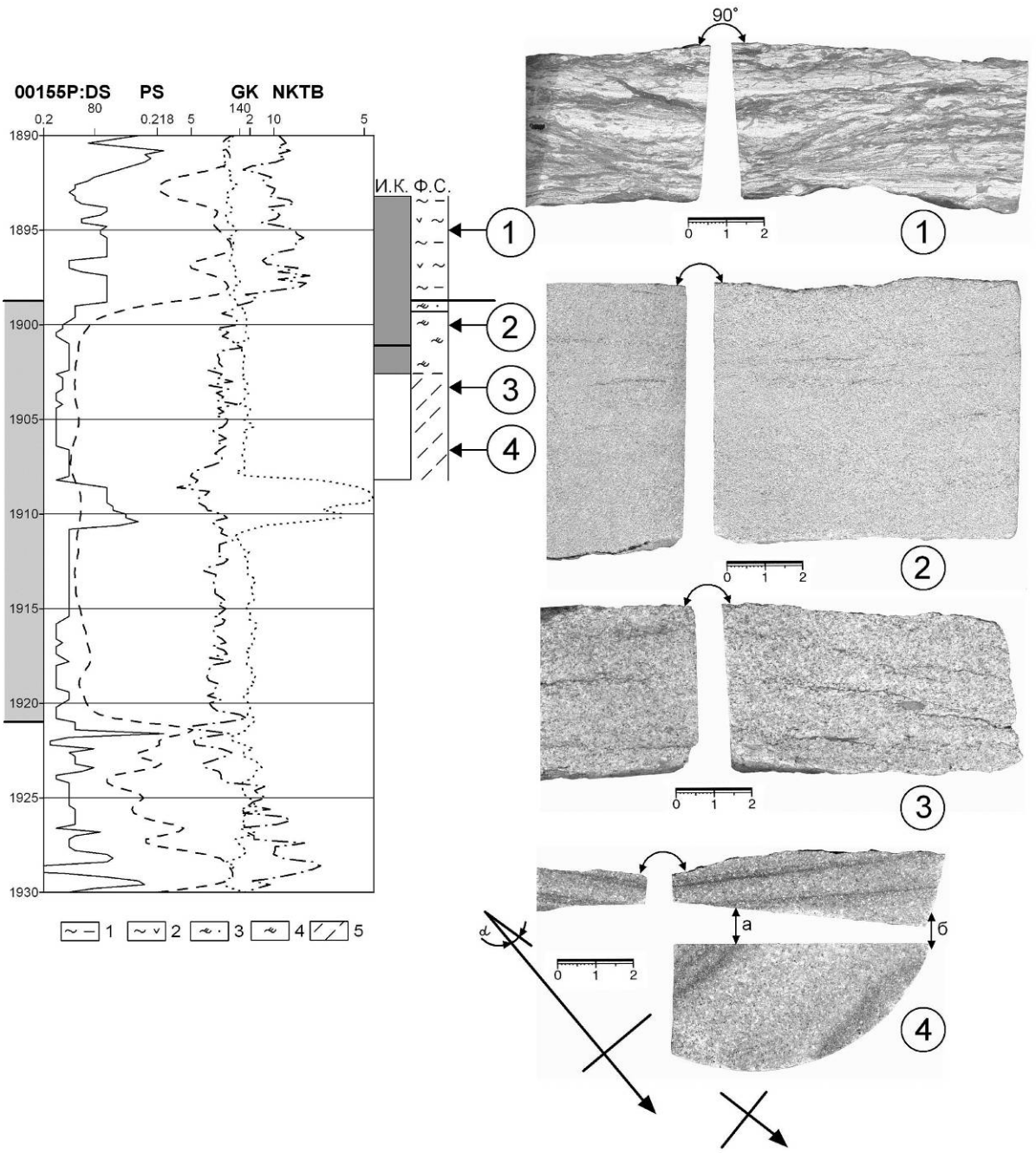


Рис. 1. Фрагмент колонки по скв. 155Р Кечимовского ЛУ:

Крапом на шкале глубин – пласты $АВ_{1-2}$; И.К. – интервалы с отбором керна; Ф.С. – фациальный состав (по: Алексеев, 2007).

1 – алеврито-глинистые осадки малоподвижного мелководья (БПП); 2 – глинисто-алевритовые осадки приливно-отливной зоны (БПВ); 3 – песчано-алевритовые осадки активного мелководья (БПА); 4 – песчаные осадки подвижного мелководья (БМБ); 5 – песчаные осадки подводной части дельты (БДД).

Стрелками для образца 4 показано веерное направление смещения векторов переноса материала с углом α для серий слойков а и б (вверху – разрез; слева – перпендикулярный разрез; внизу – плоскость)

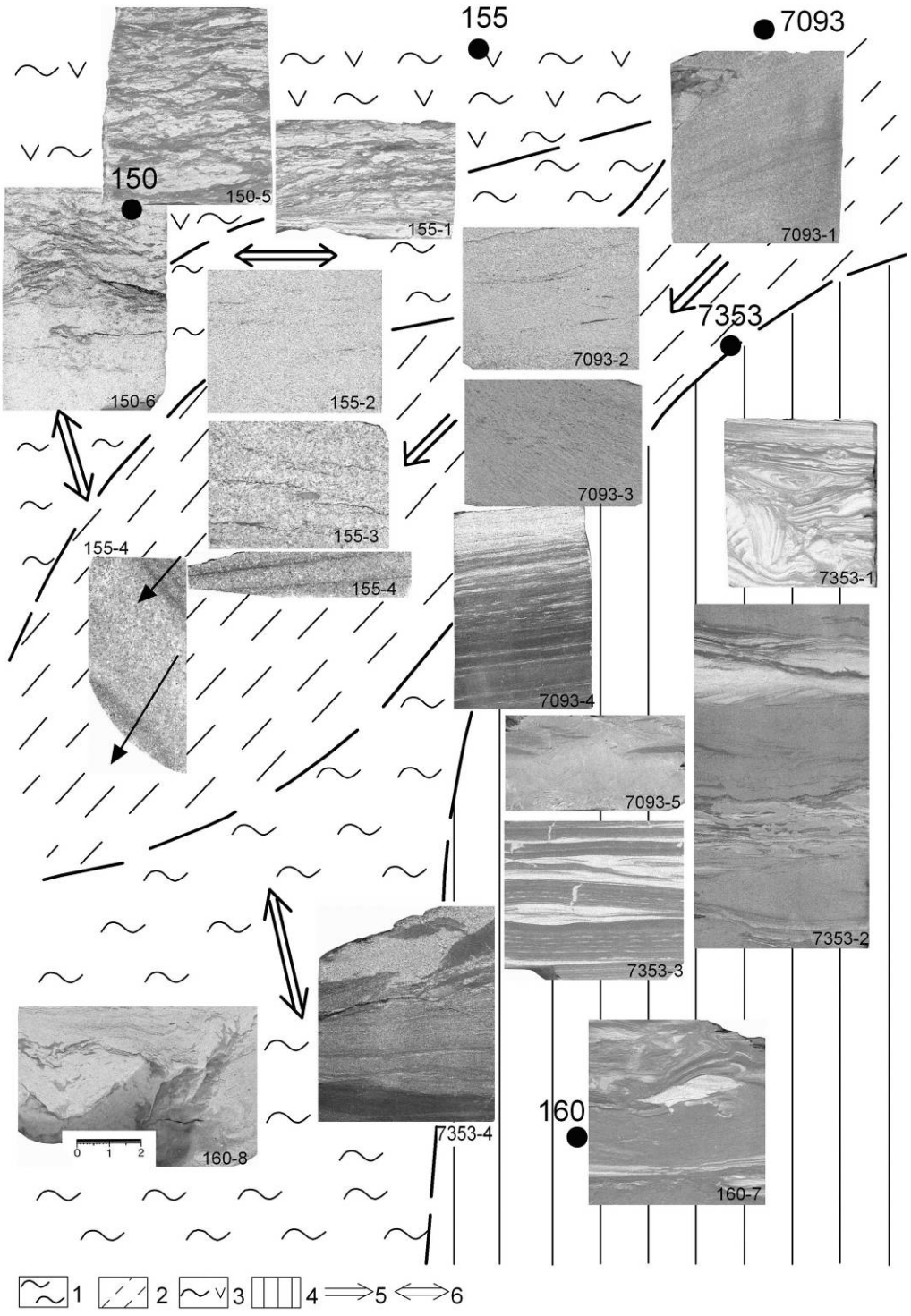


Рис. 2. Принципиальная модель осадконакопления «в образцах»:

Макрофации: 1 – открытого подвижного мелководья; 2 – подводной части дельты; 3 – малоподвижного полуизолированного мелководья; 4 – прибрежной заливово-озерной равнины; 5 – направления потоков конусов выноса; 6 – векторы волновой переработки материала

Корреляция коллекторов пакета $АВ_{1-2}$ с привлечением данных по ряду скважин, пробуренных без отбора керна, была осуществлена по стандартной процедуре по ГИС-параметрам. Оценка генезиса отложений выполнена по новой технологии при помощи составления нетрадиционной палеогеографической «схемы в образцах» (рис. 2). Для этого *ниже* точки положения скважины на плане помещены сканированные изображения образцов, характеризующих интересующий нас интервал. Принцип такой «выкладки» легко проследить для четырех образцов, взятых в скв. 155 и показанных на рисунке 1. Расположение образцов в строгом соответствии с их отбором сверху вниз соблюдено и для других скважин (исключение сделано только для обр. 160-8, в связи особым карбонатным составом пород). Таким подходом мы преследовали цель максимально полной *объективизации* выполняемых построений.

Полученная схема адекватно соответствует ассоциации фаций *дельтовой равнины* волновых дельт, включающей обстановки подводно-дельтовых конусов выноса, волновых побережий, внутридельтовых заливов и озер. Из моделей дельт, приведенных в известных работах (Дельты, 1979; Einsele, 2000 и мн. др.), исследуемая обстановка занимает промежуточное место между флювиальным и волновым типами, более приближаясь к последнему. Из современных аналогов она близка к голоценовой дельте р. Коппер залива Аляски (Reimnitz, 1966: из Дельты, 1979).

Нетрудно заметить, что схема, изображенная на рисунке 2, полностью отвечает признакам, перечисленным выше в начале заметки и следующим из интерпретации сейсморазведочных параметров. Дополнительным подтверждением (положительной верификацией) могут служить представления об «отступающей дельте» для отложений пласта $АВ_1^3$ северной части Самотлорского месторождения (Денисов и др., 2005). В то же время, в статье Е.А. Щергиной (2009) на основании преимущественно «электрометрической» фациальной диагностики пластов $АВ_1^3$ – $АВ_2$ именно Кечимовского месторождения сделано заключение о преимущественно флювиальной обстановке их формирования. Подобная трактовка генезиса отложений, основанная на ставшей «классической» методологии В.С. Муромцева, вызывает закономерные сомнения.

Литература

Алексеев В.П. 2007. Атлас фаций юрских терригенных отложений (угленосные толщи Северной Евразии). Екатеринбург: Изд-во УГГУ. 209 с.

Дельты – модели для изучения: пер. с англ. 1979. М.: Недра. 232 с.

Денисов С.Б., Бирун Е.М., Рудая В.С., Ставинский П.В. 2005. Повышение разрешающей способности и достоверности геологических моделей при комплексировании данных сейсморазведки и ГИС // Геофизика. № 3. С. 13-18.

Щергина Е.А. 2009. Создание литолого-фациальных моделей сложнопостроенных залежей нефти // Геология, геофизика и разработка нефтяных и газовых месторождений. № 3. С. 24-29.

Einsele G. 2000. Sedimentary basins: Evolution, facies and sediment budget // Springer. 792 p.

ЛИТОЛОГИЯ И ФАЦИИ ПОЗДНЕГО АПТА КРАСНОЛЕНИНСКОГО НГР (ЗАПАДНАЯ СИБИРЬ)

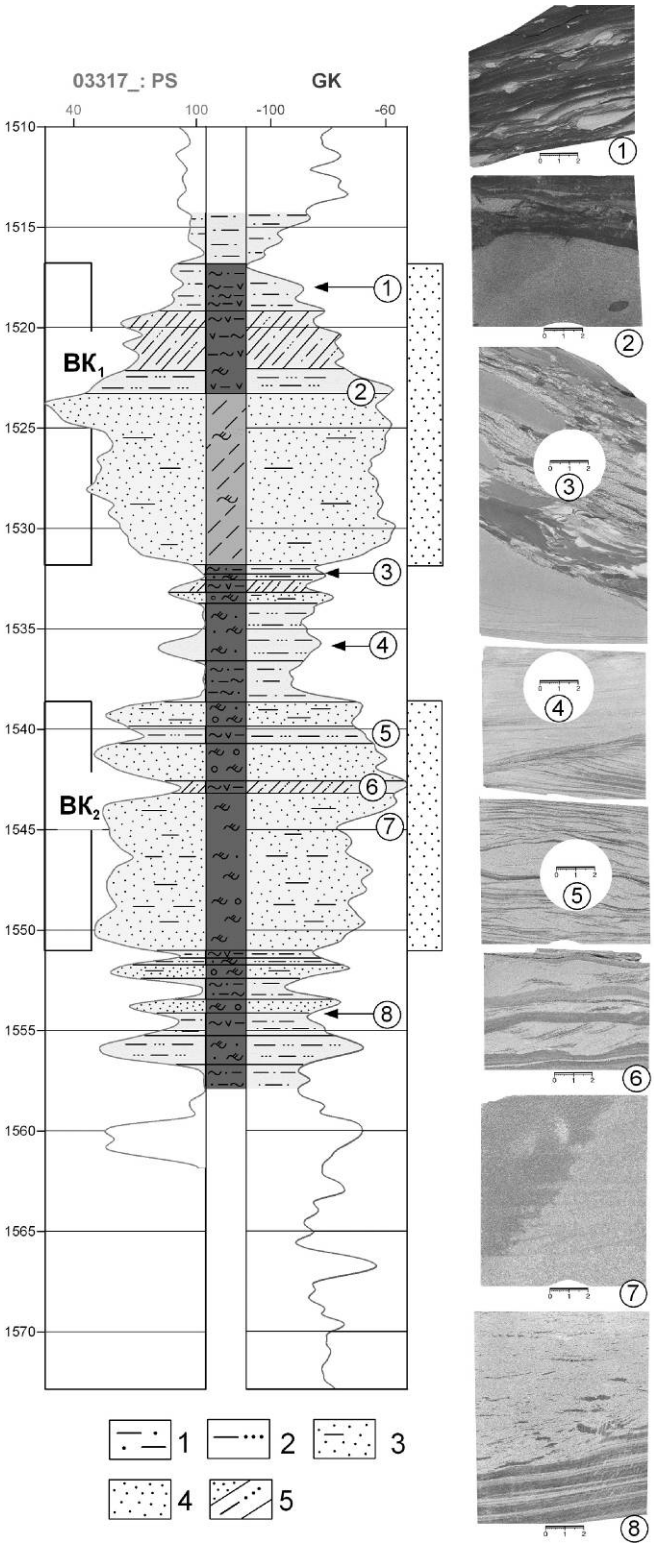
Э.О. Амон[1], В.П. Алексеев[2], Ю.Н. Федоров[3], А.И. Лебедев[3], Г.Р. Хуснуллина[3]
[1]*Институт геологии и геохимии УрО РАН, Екатеринбург, amon@igg.uran.ru*
[2]*Уральский гос. горный университет, Екатеринбург, igg.lggi@ursmu.ru*
[3]*ООО «КогалымНИПИнефть», Тюмень, FedorovYN@tmn.lukoil.com*

LATE APTIAN LITHOLOGY AND FACIES IN KRASNOLELINSKY OIL REGION (WESTERN SIBERIA)

E.O. Amon[1], V.P. Alekseev[2], Y.N. Fedorov[3], A.I. Lebedev[3], G.R. Husnullina[3]
[1]*Institute of Geology and Geochemistry of UB RAS, Ekaterinburg, amon@igg.uran.ru*
[2]*Urals State Mining University, Ekaterinburg, igg.lggi@ursmu.ru*
[3]*Ltd. «KogalymNIPIneft, Tyumen, FedorovYN@tmn.lukoil.com*

Констатируя несомненный и разноплановый интерес к промышленно нефтеносным отложениям верхней части аптского яруса (верхи викуловской свиты) на западе ХМАО, ранее мы осветили самые общие аспекты седиментогенеза для этого интервала мелового разреза (Амон и др., 2009). В частности, было показано, что внутреннее эпиконтинентальное Западно-Сибирское море в викуловское время в сравнении с неокомом заметно сократилось в размерах. Накопление морских песчаных и алеврито-глинистых осадков происходило только в центральных и северных частях региона Западной Сибири. Огромные пространства между всхолмленной и низкогористой сушей и морем были заняты низкой, местами полузатопленной, равниной, где шло формирование мощных толщ континентальных терригенных слабо угленосных и местами бокситоносных отложений (последние отлагались по южной периферии Западно-Сибирского осадочного бассейна). Накопление осадков происходило в общих условиях субтропического гумидного климата с отчетливо выраженным чередованием сезонов разной увлажненности и разным количеством выпадавших осадков, с усилением ветровой активности на стыке сезонов (Амон и др., 2009).

Аптский интервал песчаников, алевролитов и глин в меловом разрезе рассматриваемой территории подчеркивается двумя линейно протяженными региональными опорными сейсмогоризонтами – **М** в подошве алымской и кошайской свит и $\mathbf{M_1}$ в подошве ханты-мансийской свиты, т. е. залегает преимущественно плоско-параллельно. Морфология и размещение перспективных пластов-коллекторов внутри песчано-алевролито-глинистой толщи апта не подчиняются жестким структурным закономерностям, зависят от локальных палеогеографических и палеогеоморфологических условий и для разных нефтегазоносных областей выглядят по-разному. Отсюда с неизбежностью следует, что для каждой из областей предпочтительнее создавать свои особые, индивидуальные, модельные образы-отражения, не претендующие на всеобщность, но одновременно подлежащие постоянному и непрерывному сравнению и взаимоконтролю.



Этим принципам в наилучшей степени соответствует фациально-циклический анализ, более известный под названием литолого-фациального, методика которого детально разработана в 50-х годах прошлого века Ю.А. Жемчужниковым, Л.Н. Ботвинкиной и др. Не останавливаясь на изложении его методологии, приведем одну из колонок задокументированных нами скважин по Восточно-Каменному месторождению Красноленинского НГР (см. рис. и табл.).

На колонке рисунка видно, что наблюдается смена активного барового мелководья, присущего пласту $ВК_2$, на подводно-дельтовый генезис песчаников пласта $ВК_1$, подчеркивающийся восходящим увеличением размерности частиц. Последнее, в частности, отчетливо фиксируется на диаграмме PS. Попутно заметим, что вопросам фациальной диагностики именно подводно-дельтовых песчаников, весьма широко распространенных в мезозойских терригенных толщах Северной Евразии, посвящена специальная статья (Алексеев, 2009). Существуют диагностические признаки, позволяющие достаточно легко определять данные отложения, прежде всего по специфической косой *однонаправленной*, часто очень слабо срезанной слоистости.

Рис. Фрагмент колонки по скв. 03317 Восточно-Каменной площади Красноленинского НГР.

Гранулометрические типы (в «поле» кривых ГИС): 1 – мелко- и 2 – крупнозернистые алевролиты; 3 – тонко- и 4 – мелкозернистые песчаники (шкала φ); 5 – переслаивание разных типов.

Фациальные обозначения см. в таблице.

Таблица

Фациальное расчленение отложений

Группа	Под-группа	Макрофация		
		Название	Индекс	
Переходная		Отложений заливно-лагунного побережья	БЗ	
		Отложений подводной части дельты	БД	
Бассейновая	Мелководно-бассейновая	Отложений полуизолированного малоподвижного бассейнового мелководья	БП	
		Отложений открытого подвижного бассейнового мелководья	БМ	
		Отложений наиболее удаленной от побережья части бассейна	БУ	

Сказанное позволяет предложить в качестве адекватной репрезентативной модели для исследуемого горизонта третичную дельтовую систему Холли-Спрингс на побережье Мексиканского залива в США. Она рассмотрена У. Галловеем (Galloway W.E.) и приведена в широко известной монографии (Обстановки, 1990, с. 179). Формируясь в виде типичной «птичьей лапки», на разрезах дельтовые конусы выноса дают конфигурации корытообразных врезов, четко фиксируемых, в частности, кривыми электрокаротажа. Распознавание таких врезов на сейсмических профилях побудило ряд исследователей к разработке эстуариевой концепции их формирования (Медведев и др., 2009). На наш взгляд, в эстуариевой модели искусственно переусложнен механизм осадконакопления (вначале формирование «глубокого корыта», затем его заполнение, причем ступенчато, в несколько приемов), в чем нет необходимости хотя бы по той причине, что здесь нарушается общеметодологический принцип «бритвы Оккама» (Амон, 2007). Ведущий российский литолог В.Т. Фролов четко сформулировал необходимость руководствоваться «...общим правилом естествознания – сначала объясни легче проверяемыми и естественными причинами (чаще – экзогенными), лежащими «на поверхности», а потом, в случае полного или частичного неуспеха, привлекай отдаленные и экзотичные, в том числе и глубинные причины» (Фролов, 2004, с. 103).

По нашему мнению, и, опираясь на общую палеогеографическую ситуацию, вполне достаточно общепринятых представлений о формировании отложений верхней части викуловской свиты в условиях выровненного рельефа, с отсутствием каких-либо глубоких (более 10-15 м) врезов. Наличие же субвертикальных контактов внутри слоев или между ними является весьма обычным явлением для фациальных замещений, в том числе и с формированием сравнительно неглубоких врезов (каналов, водотоков) при латеральном смещении подводно-дельтовых потоков. Их высота может быть достаточно существенной – вплоть до 2-5 м, а «отклик» на сейсмограммах способны дать и контакты существенно меньшей высоты. Помимо изложенного добавим, что именно к зонам первичной неоднородности обычно приурочиваются как сингенетические подвижки и смятия, так и постседиментационная нарушенность. Последняя может быть, в свою очередь, «спровоцирована» различным уплотнением, контрастным по составу пород, и их различной реакцией на тектоническую нагрузку.

Литература

Алексеев В.П. 2009. Подводно-дельтовые песчаники юрских отложений Северной Евразии (распространение, значимость и критерии установления) // Пути реализации нефтегазового и рудного потенциала ХМАО-Югры (Двенадцатая научно-практ. конф.). Ханты-Мансийск. Т. 1. С. 144-156.

Амон Э.О. 2007. Дихотомия понятий в логике Уильяма Оккама // Биниология, симметрология и синергетика в естественных науках. Материалы V-ой международной конф. Тюмень: ТюмГНГУ. С. 41-45.

Амон Э.О., Алексеев В.П., Федоров Ю.Н. и др. 2009. Основные черты палеогеографии аптского морского бассейна запада Западной Сибири // Геология морей и океанов: Материалы XVIII Междунар. науч. конф. (Школы) по морской геологии. Т. 1. М. С. 115-119.

Медведев А.Л., Хэнфорд Р., Лопатин А.Ю. и др. 2009. Новый нефтеперспективный объект – комплекс заполнения врезанных долин в продуктивных пластах викуловской свиты Каменного месторождения // Геология, геофизика и разработка нефтяных и газовых месторождений. № 1. С. 4-20.

Обстановки осадконакопления и фации: пер. с англ. 1990 / Под ред. Х.Г. Рединга. М.: Мир. Т. 1. 352 с.

Фролов В.Т. 2004. Наука геология: философский анализ. М.: Изд-во МГУ, 128 с.

НОВЫЕ ДАННЫЕ ПО БИО- И МАГНИТОСТРАТИГРАФИИ ТИТОНА – БЕРРИАСА ФЕОДОСИЙСКОГО РАЙОНА ГОРНОГО КРЫМА

В.В. Аркадьев[1], М.И. Багаева[2], А.Ю. Гужиков[2], А.Г. Маникин[2], В.А. Перминов[3], О.Б. Ямпольская[2]

[1]*Санкт-Петербургский государственный университет, arkad@GG2686.spb.edu*
[2]*Саратовский государственный университет, aguzhikov@yandex.ru*
[3]*Центр эколого-натуралистического творчества учащейся молодежи «Интеллект», Украина, АР Крым, г. Феодосия, formula162@mail.ru*

NEW DATA ON TITHONIAN – BERRIASIAN BIO- AND MAGNETOSTRATIGRAPHY OF FEODOSIA REGION (MOUNTAIN CRIMEA)

V.V. Arkadiev[1], M.I. Bagaeva[2], A.Yu. Guzhikov[2], A.G. Manikin[2], V.A. Perminov[3], O.B. Yampolskaya[2]

[1]*Saint-Petersburg State University, arkad@GG2686.spb.edu*
[2]*Saratov State University, aguzhikov@yandex.ru*
[3]*Centre of ecology-natural creative work of pupils, Ukraine, AR Crimea, Feodosiya, formula162@mail.ru*

В разрезах пограничных отложений юры и мела Феодосийского района установлены (хотя и не в непрерывной последовательности) зоны Microcanthum (верхний титон) и jacobi (нижняя зона берриаса) (Аркадьев, Рогов, 2006; Аркадьев и др., 2006), что позволяет обоснованно надеяться на определение местоположения границы юры и мела в Восточном Крыму. Однако, учитывая относительную редкость находок аммонитов, для решения этой задачи, а также для проведения зональных и инфразональных корреляций титона и берриаса Горного Крыма с западнотетическими аналогами необходимо привлечение независимого палеомагнитного метода.

До последнего времени магнитостратиграфические данные по титону и берриасу Крыма практически отсутствовали. Ситуация изменилась с появлением таких материалов по ряду разрезов берриаса (Ямпольская и др., 2006, 2009; Аркадьев и др., 2010).

В 2009 г. нами проведено палеомагнитное и дополнительное биостратиграфическое изучение значительной части сводного разреза титона – берриаса Феодосийского района. В настоящей работе представлены новые результаты исследований в Двуякорной бухте (нижний(?) – верхний титон), имеющие первостепенное значение для обоснования местоположения границы юры-мела в Восточном Крыму.

Изученный разрез в Двуякорной бухте начинается с палеонтологически «немых» пачек (мощностью ~ 70 м). Вышележащая часть разреза (~ 130 м) относится к верхнетитонскому подъярусу, что также доказано присутствием аммонитов (Аркадьев, 2004; Аркадьев и др., 2008). В 2009 г. в этом разрезе выше уровня с Oloriziceras в одном слое найдены многочисленные экземпляры *Paraulacosphinctes* cf. *senoides* Tavera, *P.* cf. *transitorius* (Oppel). Первый вид из-

вестен из подзоны transitorius зоны Microcanthum – зоны Durangites Испании, второй – из подзоны transitorius (Tavera, 1985). В.В. Аркадьевым выделены следующие биостратиграфические подразделения (снизу вверх): слои с Oloriziceras cf. schneidi и слои с Paraulacosphinctes cf. transitorius. Первые логично сопоставить с подзоной simplisphinctes, а вторые – с подзоной transitorius зоны microcanthum верхнего титона западноевропейской шкалы (Geyssant, 1997; Zeiss, 2003). Разрез имеет флишоидный характер, сложен глинами (преимущественно) и известняками. Ориентированные образцы, взятые с 95 стратиграфических уровней, были подвергнуты магнитным чисткам переменным полем. По результатам компонентного анализа построены рекогносцировочные палеомагнитные колонки разрезов (см. рис.), корреляция которых с общей магнитохронологической шкалой (Ogg, Ogg, 2008) и опорными магнитостратиграфическими разрезами одновозрастных отложений в западнотетическом регионе (рис.), с учетом биостратиграфических данных, позволяет сделать следующие предварительные выводы.

1) Нижняя часть разреза в Двуякорной бухте («немые» пачки) характеризуется в основном прямой полярностью и, судя по сопоставлению с магнитохронологической шкалой и магнитостратиграфическому разрезу Пуэрто-Эскано (Puerto Escano), Испания (Pruner et al., 2010) (рис.), является временным аналогом верхнетитонской зоны Microcanthum, поскольку верхам нижнего титона свойственна уже преимущественно обратная полярность (хрон M20r).

2) Магнитостратиграфические данные, полученные для уровня слоев с P. transitorius, представляют исключительный интерес, поскольку напрямую не согласуются с выводами по аммонитам (Аркадьев, в печати), согласно которым слои с P. cf. transitorius должны соответствовать верхам зоны Microcanthum (подзоне transitorius). Однако в разрезе Двуякорной бухты слои с P. cf. transitorius охвачены магнитозоной преимущественно обратной полярности, которая может быть только аналогом хрона M19r. Другие крупные магнитозоны в верхней части титона неизвестны, поэтому слои могут сопоставляться только с зоной Durangites в испанском разрезе. Верхи зоны Durangites, которым в магнитохронологической шкале соответствует прямая полярность (низы хрона M19n), в Двуякорной бухте пока, практически, не изучены.

Кажущееся несоответствие палеонтологическим данным снимается после анализа материалов о стратиграфическом распространении *P. transitorius*, которые достаточно противоречивы. В основном вид характеризует одноименную подзону зоны Microcanthum, однако имеются указания на находки *Paraulacosphinctes* cf. *transitorius* в зоне Durangites Испании (Enay, Geyssat, 1975). Кроме того, в Крыму в одном слое с *P.* cf. *transitorius* найдены *P.* cf. *senoides*, распространенные в испанских разрезах от подзоны transitorius до зоны Durangites. Подобные примеры различного стратиграфического распространения одних и тех же видов в разных регионах известны (Гужиков, Барабошкин, 2006).

В Крыму пока не установлена полная последовательность аммонитов верхнего титона, в силу чего нельзя достоверно судить об их истинных интервалах распространения. С другой стороны, в разрезе Двуякорная бухта наметился изохронный по своей природе уровень геомагнитной инверсии, соответствующий

границе хронов M20n и M19r, использование которого в корреляционных целях позволяет предположить на данном этапе исследований соответствие слоев с P. cf. transitorius в Крыму зоне Durangites.

Первоочередной задачей дальнейших исследований представляется поиск и комплексное изучение интервала отложений между разрезами Двуякорной бухты (предположительно зона Durangites) и мыса Св. Ильи (зона jacobi). Полученные нами результаты позволяют надеяться на возможность обоснования границы юры и мела по палеомагнитным признакам с приемлемой точностью, даже при отсутствии находок аммонитов в этом интервале разреза. В опорном разрезе Пуэрто-Эскано, где палеомагнитная зональность надежно увязана с аммонитовыми зонами, граница зон Durangites и jacobi, соответствующая границе юры и мела в современном понимании, приурочена к низам магнитного хрона M19n (Pruner et al., 2010). Таким образом, при условии выделения и обоснования в непрерывном разрезе между Двуякорной бухтой и мысом Св. Ильи аналогов хрона M19n (рис.) местоположение границы юры и мела в Крыму может быть определено в нижней части хрона M19n.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (проект 08-05-00385).

Литература

Аркадьев В.В. 2004. Первая находка позднетитонского аммонита в Феодосийском разрезе Восточного Крыма // Палеонтол. журн. № 3. С. 39-45.

Аркадьев В.В. Новые данные об аммонитах рода Paraulacosphinctes из верхнего титона Горного Крыма // Стратиграфия. Геол. корреляция (в печати).

Аркадьев В.В., Рогов М.А. 2006. Новые данные по биостратиграфии и аммонитам верхнего кимериджа и титона Восточного Крыма // Стратиграфия. Геол. корреляция. Т. 14. № 2. С. 90-104.

Аркадьев В.В., Федорова А.А., Савельева Ю.Н., Тесакова Е.М. 2006. Биостратиграфия пограничных отложений юры и мела Восточного Крыма // Стратиграфия. Геол. корреляция. Т. 14. № 3. С. 84-112.

Аркадьев В.В., Богданова Т.Н., Лобачева С.В., Калачева Е.Д., Сей И.И. 2008. Берриас Горного Крыма: зональное расчленение и корреляция // Стратиграфия. Геол. корреляция. Т. 16. № 4. С. 57-80.

Аркадьев В.В., Багаева М.И., Гужиков А.Ю., Маникин А.Г., Перминов В.А., Ямпольская О.Б. 2010. Био- и магнитостратиграфическая характеристика разреза верхнего берриаса «Заводская балка» (Восточный Крым, Феодосия) // Вестн. СПбГУ. Геология. География. Сер. 7. Вып. 2. С. 32-48.

Гужиков А.Ю., Барабошкин Е.Ю. 2006. Оценка диахронности биостратиграфических границ путем магнитохронологической калибровки зональных шкал нижнего мела тетического и бореального поясов // Докл. РАН. Т. 409. № 3. С. 1-4.

Ямпольская О.Б., Барабошкин Е.Ю., Гужиков А.Ю., Пименов М.В., Никульшин А.С. 2006. Палеомагнитный разрез нижнего мела Юго-Западного Крыма // Вестн. Моск. ун-та. Сер. Геология. № 1. С. 3-15.

Ямпольская О.Б., Гужиков А.Ю., Барабошкин Е.Ю., Багаева М.И. 2009. Магнитостратиграфическая характеристика пограничных отложений юры – мела Восточного Крыма // Юрская система России: проблемы стратиграфии и палео-

географии: Третье Всероссийское совещание: научные материалы / В.А. Захаров (отв. ред.). – Саратов: Издательский центр «Наука». С. 265-267.

Enay R., Geyssant J.R. 1975. Faunes tithoniques des chaînes bétiques (Espagne méridionale) / Colloque sur la limite Jurassique-Crétacé (Lyon, Neuchâtel, September 1973) // Mém. Bur. Rech. géol et miniéres. V. 86. P. 39-55.

Galbrun B. 1985. Magnetostratigraphy of the Berriasian stratotype section (Berrias, France) // Earth Planet. Sci. Lett. V.74. P. 130-136.

Geyssant J. 1997. Tithonien // Biostratigraphie du Jurassique Ouest-European et Mediterraneen // Bull. Centre Rech. Elf Explor. Prod. Mém. 17. P. 97-102.

Ogg J., Ogg G. Late Jurassic (139 - 169 Ma time-slice). 2008 // URL: http://www.nhm.uio.no/norges/timescale/5_JurCret_Sept08.pdf

Pruner P., Housa V., Oloriz F., Kostak M., Krs M., Man O., Schnabl P., Venhodova D., Tavera J.M., Mazuch M. 2010. High-resolution magnetostratigraphy and biostratigraphic zonation of the Jurassic/Cretaceous boundary strata in the Puerto Escano section (southern Spain) // Cretaceous Res. V. 31. P. 192–206.

Tavera J.M. 1985. Los ammonites del tithonico superior – berriasense de la zona Subbetica (Cordilleras Beticas). Granada. 381 p.

Zeiss A. 2003. The Upper Jurassic of Europe: its subdivision and correlation // Bull. Geol. Sur. Denmark and Greenland. № 1. P. 75-114.

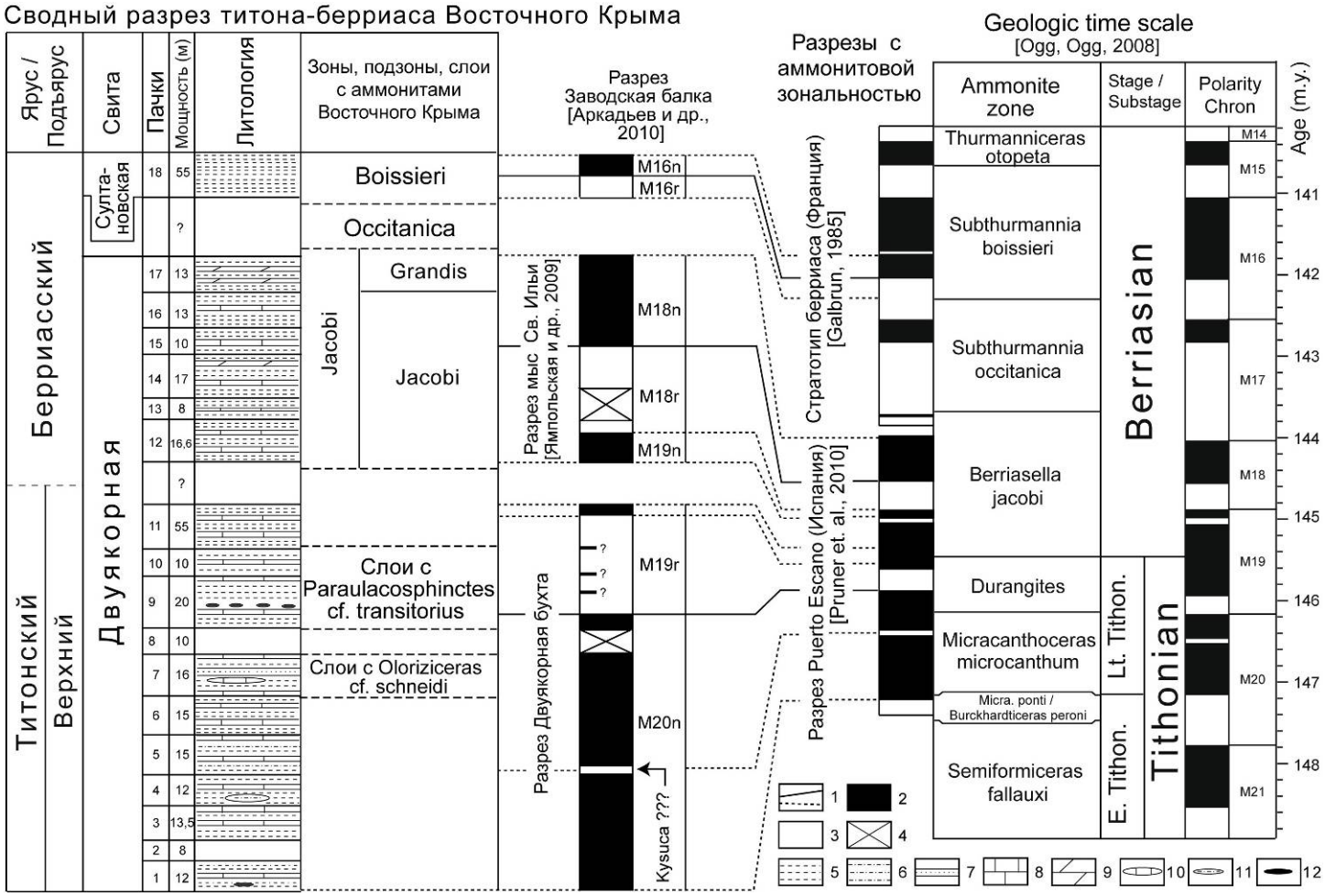


Рис. Био- и магнитостратиграфическая корреляция верхнего титона – берриаса Восточного Крыма и Северного Средиземноморья. 1 – линии палеомагнитных корреляций (пунктиром показаны предполагаемые); 2-4 – полярность геомагнитного поля: прямая (2), обратная (3), отсутствие данных о полярности (4); 5-12 – литология: глины (5), алевролиты (6), песчаники (7), известняки (8), мергели (9), линзы: известняков (10), алевролитов (11), сидериты (12)

РЕВИЗИЯ АММОНИТОВ ПОЗДНЕГО МЕЛА РОССИИ И БЛИЖНЕГО ЗАРУБЕЖЬЯ. СТАТЬЯ 1. «*NEANCYLOCERAS*» AFF. *PSEUDOARMATUM* SCHLÜTER

А.А. Атабекян

Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П. Карпинского (ФГУП «ВСЕГЕИ»), Санкт-Петербург, Angob56@mail.ru

REVISION OF LATE CRETACEOUS AMMONITES OF RUSSIA AND CIS. ARTICLE 1. «*NEANCYLOCERAS*» AFF. *PSEUDOARMATUM* SCHLÜTER

A.A. Atabekian

Federal State Unitary Enterprise A.P. Karpinsky Russian Geological Research Institute, St. Petersburg, Angob56@mail.ru

Вид *Ancyloceros*? *pseudoarmatum* Schlüter, 1872 является типом подрода *Neocrioceras* (*Schlueterella*) Wiedmann 1962. В существующей литературе о систематическом положении и ранге этого таксона нет единого мнения. Он фигурирует как подрод: то рода *Neocrioceras* (Klinger, 1976; Wright, 1979; Jagt et al., 2004, Kaplan et al., 2005), то рода *Pseudoxybeloceras* (Wright, 1996), то в качестве самостоятельного рода (Атабекян, 1996 (рукопись)); Matsumoto, 1985, 1986; Cooper, 1994; Klinger et al., 2007). Исключение составляют только работы по Дальнему Востоку России, в которых типовой вид рода *Schlueterella* фигурирует в составе рода *Neancyloceras* и чаще всего в стратиграфических работах. Так, он приводится в списке видов из Средней части Красноярковской свиты Сахалина (Пергамент, 1974, с. 58, 59; Верещагин, 1977, с. 66, 69, 90, 166, 173; Пояркова, 1987, с. 43). Однако изображен этот вид только в двух работах как *Neancyloceras* aff. *pseudoarmatum* Schlüter. Первый – из «сенона» Северо-Западной части Камчатки (Пенжинский район) по сборам М.А. Пергамента 1953 года (Верещагин и др., 1965, с. 55, табл. 65, фиг. 1а, 1б). Этот экземпляр хранится в ЦНИГР музее, № 40/11799. Автором данной заметки он допрепарирован и переопределен как *Didymoceras hornbyense* (Whiteaves). Второй экземпляр – из «маастрихта» Центральной части Корякского Нагорья (Дундо, 1971, табл. IV, фиг. 1) без описания. Этот экземпляр утерян (устное сообщение О.П. Дундо), а по изображению нельзя судить об истинной его таксономии. Это касается и тех экземпляров из Сахалина, которые фигурировали только в стратиграфических работах, и неизвестно, хранятся ли они где-либо или нет. Следовательно, присутствие вида *S. pseudoarmatum* (Schlüter) на Дальнем Востоке России остается не доказанным. К тому же этот вид имеет весьма ограниченное географическое распространение. Это его топотипический район на Северо-Западе Германии, в Южной Польше и на Северном Кавказе (Атабекян, 1996 (рукопись)), если не считать те районы, откуда этот вид описывали со знаком «aff.».

Ниже приводятся сведения о характерных признаках типового вида *Schlueterella*, описание Северо-Кавказского экземпляра данного вида, а затем описание Камчатского экземпляра *Didymoceras hornbyense* (Whiteaves).

Подробное переописание голотипа, синтипов, описание других топотипических экземпляров типового вида *Schlueterella* и его полная синонимика имеются в вышедшей недавно работе (Kaplan et al., 2005), а описание близких к нему экземпляров, из Вестфальского бассейна, в другой работе (Kennedy, Kaplan, 1997). Поэтому здесь приводятся только его диагностические признаки. Итак, у *Schlueterella pseudoarmatum* (Schlüter, 1872) начальная стадия роста раковины еще не известна. Во взрослой стадии роста раковина имеет вид широкой дуги, плавно и еле заметно изогнутой в одном плане. Причем у взрослого конца раковины изгиб усиливается (Kaplan et al., 2005, taf. 48, fig.1). По характеру скульптуры этот вид гомеоморфен с *Anisoceras armatum* (Sow.) и близкими к нему видами. Типично наличие 4-х рядов бугорков, расположенных на боковых сторонах и по краям внешней стороны. С внутренней стороны ствола к каждому бугорку боковой стороны подходят по два рёбра, которые последовательно, булавовидно соединяются с бугорками соседнего ряда. Между этими парными рёбрами с бугорками имеется от 1 до 3-х простых рёбер. Все рёбра несколько ослабевают только на внутренней стороне.

Северокавказский экземпляр (ЦНИГР музей, № 77/12946) заметно деформирован, а правая боковая сторона несколько стерта. Он представлен небольшим сегментом ствола длиной 135 мм, высотой 65 мм и толщиной 36 мм. Все признаки вида (см.выше), наблюдаются и у этого экземпляра (фиг. 1-3). Количество простых рёбер между парными ребрами, соединяющимися с бугорками булавовидно, не больше двух. Все рёбра имеют одинаковую толщину.



Фиг. 1-3. *Schlueterella pseudoarmatum* (Schlueter): 1, 2 – виды с боковых сторон, 3 – вид с внешней стороны

Этот вид в Вестфальском бассейне характерен для низов верхнего кампана. Из низов верхнего кампана Южной Польши описаны только два фрагментарных экземпляра (Jagt et al., 2004, pl. 1, fig. 5, 10). Описанный выше единственный экземпляр из Северного Кавказа был передан автору этой заметки А.С. Широкорядовой с этикеткой: «Р. Баксан, н. кампан, 1961». Надо полагать, что и здесь он был собран из низов верхнего Кампана.

Семейство Nostoceratidae Hyatt, 1894

Род *Didymoceras* Hyatt, 1894

Типовой вид: *Ancyloceras*? *nebrascense* Meek et Hayden, 1856

Замечания: Самая начальная стадия роста раковины у типового вида и у немногих других видов рода стала известна только недавно (Kennedy et al., 2000), хотя и была реконструирована раньше (Gill, Cobban, 1973). Она представлена либо прямым лимбом гамитоидного типа, либо свободно свернутой спиралью. Далее следует перегородочная геликоидальная форма раковины со свободно свернутыми или слегка соприкасающимися оборотами, но без контактной борозды, затем жилая камера U-образной формы с устьем, направленным вверх. Скульптура представлена разветвляющимися и простыми ребрами, а также бугорками, составляющими два ряда на внешней стороне оборотов.

Распространение: Кампан и маастрихт Канады, США, Колумбии, ЮАР, Нигерии, Анголы, Мадагаскара, Испании, Франции, Польши, Таджикистана, Японии, Израиля.

Didymoceras hornbyense (Whiteaves, 1895)

фиг. 4, 5, 6

? 1958. *Didymoceras kernense* Anderson, p. 196, pl. 65, fig. 1, 1a, 2.

1965. *Neancyloceras* aff. *pseudoarmatum* Schlüter. Верещагин, Кинасов, Паракецов, Терехова, стр. 55, табл. 65, фиг. 1а, б.

1994. *Didymoceras hornbyense* (Whiteaves, 1895a). Cobban, Kennedy, p. B5, pl. 6, fig. 1-3 (с синонимикой).

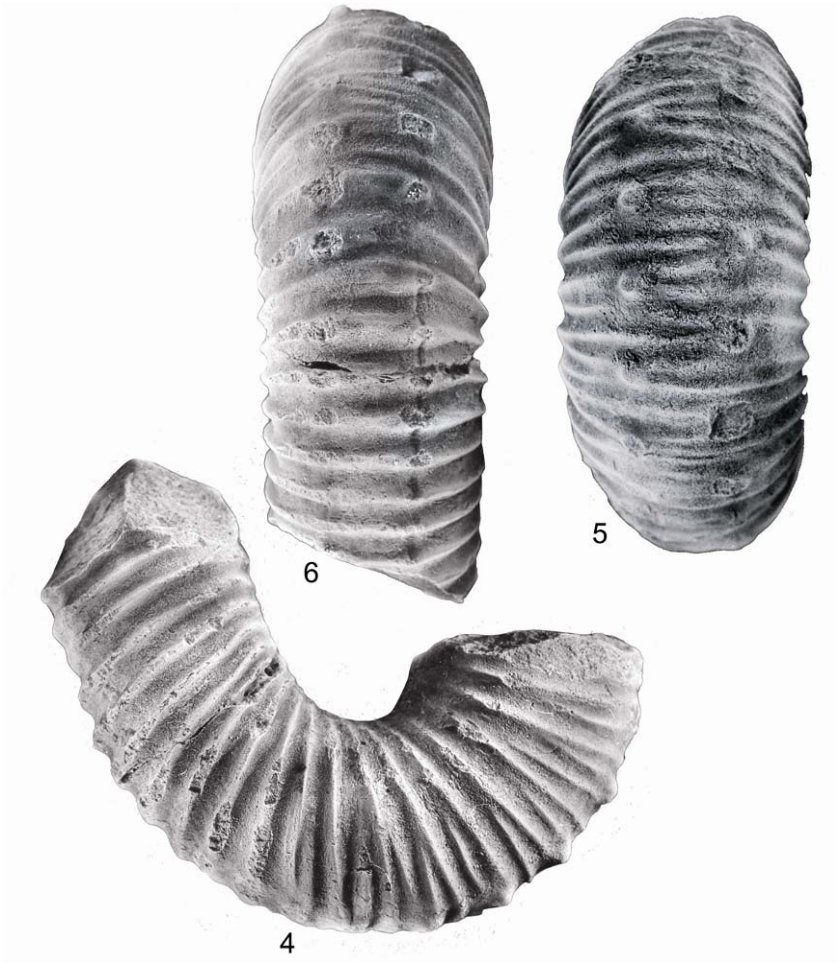
2009. *Nostoceras hornbyense* (Whiteaves, 1895). Haggart, Ward, Raub, Carter, Kirschvink, fig. 5c, 5d.

Диагноз. Начальные обороты раковины известны только по достижении её диаметра 13 мм. В этой стадии роста обороты слегка соприкасающиеся, без контактной борозды, далее они удаляясь друг от друга, приобретают форму неплотной спирали. Жилая камера с направленным вверх устьем, ребра разветвляющиеся, бугорки крупные.

Описание. У ревизуемого экземпляра (ЦНИГР музей, № 40/11799) сохранилась только часть U-образной жилой камеры длиною 119 мм. Сечение округлое. У взрослого конца крючка высота оборота 46 мм, толщина 43 мм, а у молодого конца высота 42 мм, толщина – 40 мм. На внутренней стороне насчитывается 21 слабое ребро, а на внешней стороне 40 заострённых и более рельефных рёбер. Они удваиваются на разных высотах боковых сторон. Имеется только 2 ряда бугорков на внешней стороне. Бугорки соединяются друг с другом разветвляющимися рёбрами зигзагообразно, отчетливее в приустьевой части внешней стороны. По этим признакам жилой камеры и определяется его видовая принадлежность.

Местонахождение. Северо-Западная Камчатка, Пенженский район, слои с неясной палеонтологической характеристикой (Пергамент, 1974, с. 18).

Возраст. Зона Didymoceras hornbyense Британской Колумбии (остров Ванкувер, топотипический район вида и Острова Королевы Шарлотты). Верхний кампан и низы маастрихта?, зона Pachydiscus kamishakensis южной Аляски, нижний маастрихт. Верхний кампан Атлантического побережья США, Анголы.



Фиг. 4-6. *Didymoceras hornbyense* (Whiteaves): 4 – вид сбоку, 5 – вид с внешней стороны приустевой части, 6 – вид с внешней стороны более ранней стадии

Литература

Атабекян А.А. 1996. Аммониты верхнего мела Центральной и Восточной части Северного Кавказа. 46 с. 30 табл. (рукопись).

Верещагин В.Н. 1977. Меловая система Дальнего Востока // Тр. ВСЕГЕИ Нов. сер. Т. 242, Л. «Недра». 208 с.

Верещагин В.Н., Кинасов В.П., Паракецов К.В., Терехова Г.П. 1965. Полевой атлас Меловой фауны // Северо-восточное геологическое управление Геол. Комитета РСФСР. Магадан. 216 с.

Дундо О.П. 1971. Анализ ископаемой фауны из маастрихтских отложений западной части Корякского нагорья // Василевская Н.Д. (ред.) Опорный разрез маастрихтских отложений центральной части Корякского нагорья. Л.: Научно-исследовательский ин-т геологии Арктики Министерства Геологии СССР. С. 84-52. Табл. I-VI.

Пергамент М.А. 1974. Биостратиграфия и иноцерамы сенона (сантон – маастрихт) тихоокеанских районов СССР // Тр. Геологического ин-та АН СССР. Вып. 260. 267 с.

Пояркова З.Н. (отв. ред.) 1987. Опорный разрез меловых отложений Сахалина (Найбинский разрез) // Тр. МСК СССР. Т. 16. 197 с.

Anderson F.M. 1958. Upper Cretaceous of the Pacific Coast. // Geological Societyof America Memoir 71, 378 p., 75 pl.

Cobban W.A., Kennedy W.J. 1994. Upper Cretaceous ammonites from the Coon Creek Tongue of the Pipley Formation at its type locality in Mc Nairy County, Tennessee // United States Geological Survey Bulletin 2073-B, B1-B12, Washington.

Cooper M.R. 1994. Towards a phylogenetic classification of the Cretaceous ammonites. IV. Phlycticrioceratacea. Neus Jahrbuch für Geologie und Palaeontologie, Abhandlungen, 194 (2/3), p. 361-378.

Gill J.R., Cobban W.A. 1973. Stratigraphy and Geologic Hystory of the Montana Group and Equivalent Rocks, Montana, Wyoming and North and South Dakota // United States Geol.Surv. prof. paper 776. p. III, 1-37.

Haggart J.W., Ward P.D., Raub T.D., Carter E.S., Kirschvink J.L. 2009. Molluscan biostratigraphy and paleomagnetism of Campanian strata, Queen Charlotta Islands, British Columbia: Implications for Pacific coast North America Biochronology // Cretaceous Research. Vol. 30, № 4. P. 939-951.

Jagt J.W., Walaszczyk I., Yazykova E.A., Zaton M. 2004. Linking Southern Poland and northern Germany: Campanian Cephalopods, Inoceramid bivalves and Echinoids // Acta Geol. Pol. Vol. 54, № 4. P. 573-586.

Kaplan U., Kennedy W.J., Hiss M. 2005. Stratigraphie und Ammonitenfaunen des Campan im nordwestlichen und Zentralen Münsterland // Geologie und Paläontologie in Westfalen 64, 1-171, pls. 1-65.

Kennedy W.J., Kaplan U. 1997. Ammoniten aus dem Campan des Stemweder Berges, Dammer Oberkreidemulde, NW-Deutschland // Geol. Paläont. Westf. 50. S. 31-245. 82 taf.

Kennedy W.J., Landman N.H., Cobban W.A., Scott G.R. 2000. Late Campanian (Cretaceous) heteromorph Ammonites from the western interior of the United States // Bulletin of the American Museum of Natural History. № 251. 88 p.

Klinger H.C. 1976. Cretaceous heteromorph ammonites from Zululand // Geological Survey of the Republic of South Africa, Memoir 69. 142 p. 43 pls.

Klinger H.C., Kennedy W.J., Grulke W.E. 2007. New and little-known Nostoceratidae and Diplomoceratidae (cephalopoda: Ammonoidea) from Madagascar // African Natural History. Vol. 3. P. 89-115.

Matsumoto T. 1985. Restudy of Crioceras spinigerum Jimbo, a Cretaceous Ammonite Species // Proc. Japan Acad., 61, Ser. B. p. 56-59.

Matsumoto T. 1986. Remarks on the genus Neocrioceras // Trans. Proc. Palaeont. Soc. Japan, NS. № 143. P. 469-472.

Wright C.W. 1979. The ammonites of the Englich Chalk Rock (Upper Turonian) // Bull. Br. Mus. Nat. Hist. (Geol.) 31 (4). 281-332, 7 pls. London.

Wright C.W. 1996. Treatise on Invertebrate Paleontology. Part L., Mollusca 4; Cretaceous Ammonoidea, XX+ 362 pp // Geol. Soc. Amer. And University of Kansas, Boulder, Colorado and Lawrence, Kansas.

ИСКОПАЕМЫЕ ДРЕВЕСИНЫ *XENOXYLON* ИЗ НИЖНЕМЕЛОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ДАЛЬНЕГО ВОСТОКА РОССИИ

М.А. Афонин
Биолого-почвенный институт ДВО РАН, Владивосток, afmaxim@inbox.ru

FOSSIL WOODS OF *XENOXYLON* FROM THE LOWER CRETACEOUS DEPOSITS OF RUSSIAN FAR EAST

M.A. Afonin
Institute of Biology and Soil Science FEB RAS, Vladivostok, afmaxim@inbox.ru

Впервые ископаемая древесина *Xenoxylon* Gothan была описана в 1868 г. C. Cramer из верхнеюрских отложений о-ва Западный Шпицберген (Норвегия) как *Pinites latiporosus*. При этом по наличию оконцевых пор на полях перекрёста Cramer ошибочно сближал описанную им древесину с древесиной современного рода *Pinus* L. (цит. по: Худайбердыев и др., 1971). Однако позже W. Gothan (1905), заново исследовав образцы этой ископаемой древесины, установил по ним род *Xenoxylon*.

Древесина *Xenoxylon* имеет весьма своеобразное анатомическое строение. На радиальных стенках трахеид располагаются преимущественно сомкнутые поры, а на полях перекрёста – крупные в основном одиночные оконцевые поры, при этом стенки лучевых клеток гладкие, а лучевые трахеиды и смоляные ходы отсутствуют. Такое сочетание анатомических признаков древесины не встречено ни у современных, ни у ископаемых родов хвойных.

К сожалению, систематическое положение *Xenoxylon* среди хвойных пока остается дискуссионным. Некоторые исследователи, в том числе А.В. Яромоленко (1933), В.Д. Нащокин (1968), Р. Худайбердыев (Худайбердыев и др., 1971), полагают, что древесные остатки *Xenoxylon* принадлежат каким-то древним хвойным, давшим начало семейству Sciadopityaceae Hayata и имеющим близкие родственные связи с единственным монотипным родом этого семейства – *Sciadopitys* Siebold et Zuccarini. В некоторой степени мы также придерживаемся точки зрения о их возможной генетической связи.

Формальный род *Xenoxylon* является одним из наиболее широко распространённых мезозойских родов хвойных растений, установленных по ископаемой древесине. К настоящему времени описано уже более 20 видов *Xenoxylon* из триасовых, юрских и меловых отложений Северного полушария.

На российском Дальнем Востоке (РДВ) до наших исследований были обнаружены древесные остатки только одного вида *Xenoxylon – X. watarianum* M. Nishida et H. Nishida, описанные японскими палеоботаниками из верхнемеловых отложений Южного Сахалина (Nishida, Nishida, 1986).

По анатомическим признакам ископаемой древесины нами были установлены такие представители *Xenoxylon*, как *X. hopeiense* Chang, *X. latiporosum* (Cramer) Gothan из нижнемеловых отложений Южного Приморья (Афонин, 2008) и *X. phyllocladoides* Gothan из нижнемеловых отложений Северо-Западной Камчатки.

Ископаемая древесина *X. hopeiense* была обнаружена на мысе Клыкова (п-ов Муравьёва-Амурского, Южное Приморье) в отложениях верхней части липовецкой свиты, датируемых поздним аптом (Региональная стратиграфическая..., 2001; Решения IV МРСС..., 1994). Многочисленные древесные остатки *X. latiporosum* были найдены на правом берегу р. Песчанка (п-ов Муравьёва-Амурского, Южное Приморье) и на западном побережье оз. Ханка в отложениях верхней части галёнковской свиты, датируемых средним альбом (Региональная стратиграфическая..., 2001; Решения IV МРСС..., 1994), а также на мысах Клыкова и Фирсова (п-ов Муравьёва-Амурского, Южное Приморье) в отложениях верхней части липовецкой свиты позднеаптского возраста. Ископаемая древесина *X. phyllocladoides* была обнаружена по р. Малый Уннаваям (бассейн р. Таловка, восточное побережье Пенжинской губы, Северо-Западная Камчатка) в морских терригенных отложениях кедровской свиты, датируемых альбом или поздним альбом (Авдейко, 1968; Паракецов и др., 1974).

Исследованные образцы ископаемой древесины очень плотные, минерализованные, тёмно-серого, почти чёрного цвета; на многих образцах хорошо видны невооружённым глазом годичные кольца. Древесные остатки представляют собой части стволов или крупных веток. Образцы *X. hopeiense* были взяты от крупного фрагмента ствола 2,4 м длиной и 60 см в диаметре.

У ископаемой древесины *X. hopeiense* наблюдается сочетание таких ксилотомических признаков, как тяжевая паренхима, двурядная супротивная поровость радиальных стенок трахеид и отчётливо выраженные крассулы. Наличие этих признаков позволяет считать *X. hopeiense* одним из эволюционно наиболее продвинутых среди представителей формального рода *Xenoxylon*. Находки ископаемой древесины *X. hopeiense* довольно редки. До наших исследований древесные остатки *X. hopeiense* были описаны только из нижнеюрских – нижнемеловых отложений Китая (Chang, 1929; Ding et al., 2000) и среднеюрских отложений Узбекистана (Худайбердыев и др., 1971; Шилкина, Худайбердыев, 1971); в России же ископаемая древесина *X. hopeiense* была найдена только в нижнемеловых отложениях Восточной Сибири (Шилкина, Худайбердыев, 1971).

Характерной особенностью ископаемой древесины *X. latiporosum* является наличие сильно сплюснутых окаймлённых пор на радиальных стенках трахеид, крупных, обычно одиночных, оконцевых пор на полях перекрёста и многочисленных тилл в трахеидах. Эти признаки довольно отчётливо отличают *X. latiporosum* от других представителей формального рода *Xenoxylon*. Древесные остатки *X. latiporosum* ранее были обнаружены в верхнетриасовых – верхнеюрских отложениях Великобритании, Франции и Германии, верхнетриасовых и верхнеюрских – Норвегии, среднеюрских – Польши, Украины, Абхазии и Ирана, юрских – Казахстана и Узбекистана, верхнетриасовых – нижнемеловых – Китая, Южной Кореи, Японии, Вьетнама и Камбоджи, а также в меловых отложениях США (Шилкина, Худайбердыев, 1971; Ding et al., 2000; Philippe, Thevenard, 1996 и др.). На территории России ископаемая древесина *X. latiporosum* была описана из верхнетриасовых и нижнемеловых отложений Арктики (Земля Франца-Иосифа) (Шилкина, 1967), нижнеюрских – нижнемеловых – Средней (Нащокин, 1968) и Восточной (Шилкина, Худайбердыев, 1971) Сибири, а также из предположительно верхнемеловых отложений Забайкалья (Дорофеюк, Филин, 1969).

Отличительной особенностью ископаемой древесины *X. phyllocladoides* является наличие, наряду с сомкнутыми и сближенными, иногда свободнорасположенных однорядных пор на радиальных стенках трахеид, а также двурядных пор в супротивном расположении. Кроме того, для древесины *X. phyllocladoides* характерно наличие косоэллиптических и овальных оконцевых пор на полях перекрёста. Ископаемая древесина *X. phyllocladoides* ранее была описана из нижне- и среднеюрских отложений Великобритании, среднеюрских – Польши, Германии и Китая, нижнеюрских - Франции, юрских и нижнемеловых – Норвегии, верхнетриасовых – Южной Кореи (Shimakura, 1936; Morgans, 1999; Kim et al., 2005; Jiang et al., 2008 и др.). На территории России ископаемая древесина *X. phyllocladoides* обнаружена впервые.

Исходя из полученных данных, можно предположить, что в раннем мелу на территории РДВ произрастали хвойные с древесиной типа *Xenoxylon* (*X. hopeiense*, *X. latiporosum* и *X. phyllocladoides*). При этом обилие обнаруженных остатков *X. latiporosum* в нижнемеловых отложениях Приморья позволяет высказать предположение, что в раннемеловое время хвойные с древесиной такого типа занимали одно из ведущих положений в составе древесной растительности Приморья, а, возможно, и в целом РДВ. В позднем мелу на территории РДВ, вероятно, ещё продолжали встречаться хвойные *Xenoxylon*, например, *X. watarianum*, которые, по-видимому, полностью вымерли к концу мелового периода.

Таким образом, проведённые исследования позволили расширить представление о географическом распространении таких представителей мезозойского рода *Xenoxylon*, как *X. hopeiense*, *X. latiporosum* и *X. phyllocladoides*, а также в целом представление о таксономическом разнообразии древесных растений, произраставших на Дальнем Востоке России в меловом периоде.

Работа поддержана грантами РФФИ (№ 08-04-00419), Президиума РАН и ДВО РАН (№ 09-1-П15-02).

Литература

Авдейко Г.П. 1968. Нижнемеловые отложения севера Тихоокеанского кольца. М.: Наука. 153 с.

Афонин М.А. 2008. Первые находки ископаемых древесин *Xenoxylon latiporosum* (Cramer) Cothan и *X. hopeiense* Chang на Дальнем Востоке России // Вестн. ДВО РАН. № 4. С. 126-132.

Дорофеюк Н.И., Филин В.Р. 1969. О *Xenoxylon latiporosum* (Cramer) Gothan из верхнемеловых отложений Забайкалья // Бюл. МОИП. Отд. биол. Т. 74. № 4. С. 72-87.

Нащокин В.Д. 1968. Ископаемые древесины из меловых, третичных и четвертичных отложений Средней Сибири. М.: Наука. 175 с.

Паракецов К.В., Похиалайнен В.П., Терехова Г.П. 1974. Биостратиграфическое расчленение меловых отложений Анадырско-Корякского региона // Основные проблемы биостратиграфии и палеогеографии Северо-Востока СССР. Ч. 2. Мезозой. Магадан: ОНТИ СВКНИИ ДВНЦ АН СССР. С. 196-227. (Тр. СВКНИИ ДВНЦ АН СССР. Вып. 63).

Региональная стратиграфическая схема меловых континентальных отложений Сихотэ-Алинской складчатой системы и Ханкайского массива / Дальневосточное межведомственное региональное стратиграфическое совещание. Чита, 2000 г.; Утверждена Межведомственным стратиграфическим комитетом. Чита, 2001. 15 с.

Решения IV Межведомственного регионального стратиграфического совещания по докембрию и фанерозою юга Дальнего Востока и Восточного Забайкалья. Хабаровск, 1990 г. Хабаровск: Хабаровское государственное геолого-геодезическое предприятие, 1994. 123 с.

Худайбердыев Р., Гомолицкий Н.П., Лобанова А.В. 1971. Материалы к юрской флоре Южной Ферганы // Палеоботаника Узбекистана. Т. 2. Ташкент: Фан. С. 3-57.

Шилкина И.А. 1967. Ископаемые древесины Земли Франца-Иосифа // Тр. БИН АН СССР. Сер. 8. Палеоботаника Л.: Наука. Вып. 6. С. 29-50.

Шилкина И.А., Худайбердыев Р. 1971. Новые находки и обзор родов *Protocedroxylon* и *Xenoxylon* // Палеоботаника Узбекистана. Т. 2. Ташкент: Фан. С. 117-134.

Ярмоленко А.В. 1933. Опыт применения анатомии вторичной древесины ствола к объяснению филогении хвойных // Советская ботаника. № 6. С. 46-63.

Chang C.Y. 1929. A new *Xenoxylon* from North China // Bull. Geol. Soc. China. Vol. 40. No. 3. P. 243-255.

Ding Q.H., Zheng S.L., Zhang W. 2000. Mesozoic fossil woods of genus *Xenoxylon* from Northeast China and its palaeoecology // Acta Palaeontol. Sinica. Vol. 39. No. 2. P. 237-249.

Gothan W. 1905. Zur anatomie lebender und fossiler Gymnospermen Hölzer // Abhandal. Preuss. Geol. Land. Bd. 44. S. 1-108.

Jiang H.E., Ferguson D.K., Li C.S., Cheng Y.M. 2008. Fossil coniferous wood from the Middle Jurassic of Liaoning Province, China // Rev. Palaeobot. Palynol. Vol. 150. P. 37-47.

Kim K., Jeong E.K., Kim J.H., Paek S.D., Suzuki M., Philippe M. 2005. Coniferous fossil woods from the Jogyeri Formation (Upper Triassic) of the Nampo Group, Korea // IAWA J. Vol. 26, № 2. P. 253-265.

Morgans H.S. 1999. Lower and Middle Jurassic woods of the Cleveland basin (North Yorkshire), England // Palaeontology. Vol. 42. P. 303-328.

Nishida M., Nishida H. 1986. Petrified plants from the Upper Cretaceous of Saghalien (1) // Bot. Mag. Tokyo. Vol. 99. P. 191-204.

Philippe M., Thevenard F. 1996. Distribution and palaeoecology of the Mesozoic wood genus *Xenoxylon*: palaeoclimatological implications for the Jurassic of Western Europe // Rev. Palaeobot. Palynol. Vol. 91. P. 353-370.

Shimakura M. 1936. Studies on fossil woods from Japan and adjacent lands (1) // Sci. Rep. Tohoku Imp. Univ. Sendai. Ser. 2 (Geology). Vol. 18. P. 267-298.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ АНИЗОТРОПИИ МАГНИТНОЙ ВОСПРИИМЧИВОСТИ ТИТОНА-БЕРРИАСА ГОРНОГО КРЫМА

М.И. Багаева, А.Ю. Гужиков, О.Б. Ямпольская
Саратовский государственный университет, Саратов, bagaevami@rambler.ru

RESULTS OF THE MAGNETIC SUSCEPTIBILITY ANISOTROPY RESEARCHES OF TITHON-BERRIAS OF MOUNTAIN CRIMEA

M.I. Bagaeva, A.Y. Guzhikov, O.B. Yampolskaya
Saratov State University Saratov, bagaevami@rambler.ru

Анизотропия магнитной восприимчивости (AMS) – зависимость магнитных свойств вещества от направления, характеризующая структурно-текстурные особенности ферромагнитной фракции. В последнее время изучение AMS привлекает внимание все большего числа седиментологов и литологов во всем мире, так как использование данных AMS позволяет реконструировать гидродинамические условия палеобассейна, направление и интенсивность тектонических напряжений, деформировавших пластичный или литифицированный осадок, и многие другие особенности формирования пород.

С 2009 по 2010 гг. сотрудниками лаборатории Петрофизики СГУ проведены массовые измерения AMS ~ 500 образцов из семи разрезов титона-берриаса Горного Крыма: п. Орджоникидзе (J_3km_2-t_1) – 54, Двуякорная бухта (J_3t_2) – 142, мыс Святого Ильи (K_1b_1) – 37, Заводская балка (K_1b_3) – 93 образца (Восточный Крым, район Феодосии), р. Тонас (K_1b_1) – 62, с. Балки (K_1b_3) – 51 образец (Центральный Крым) и р. Бельбек (K_1b_3) – 34 образца (Юго-Западный Крым). Все разрезы, за исключением Бельбека, который сложен в основном известняками и песчаниками, представлены преимущественно глинами.

На стереограммах AMS заметна тенденция к ориентировке длинных осей ферромагнитных зерен в определенных направлениях во всех разрезах, кроме Бельбека (рис. 1А). Эта же тенденция более отчетливо проявляется для всех, без исключения, разрезов на стереограммах AMS, построенных только для глинистых разностей (рис. 1Б), поэтому можно предположить, что она обусловлена пластическими деформациями, которым глины, по сравнению с другими породами, подвержены в наибольшей степени. Подобные магнитные структуры типичны для отложений, испытавших тектонические напряжения различной степени интенсивности (Chadima, 2008).

Пластичные деформации могли происходить вследствие тектонических сжатий (как на стадии полужидкого, нелитифицированного осадка, так и на неотектоническом этапе) или в результате оползневых процессов в четвертичном периоде. Последний вариант представляется маловероятным, потому что ориентировка (приблизительно В-З) длинных осей AMS не меняется в пределах Федосийского района, хотя общее направление движения оползней в Заводской балке заведомо другое, чем в районе остальных разрезов (Новик и др., 1985).

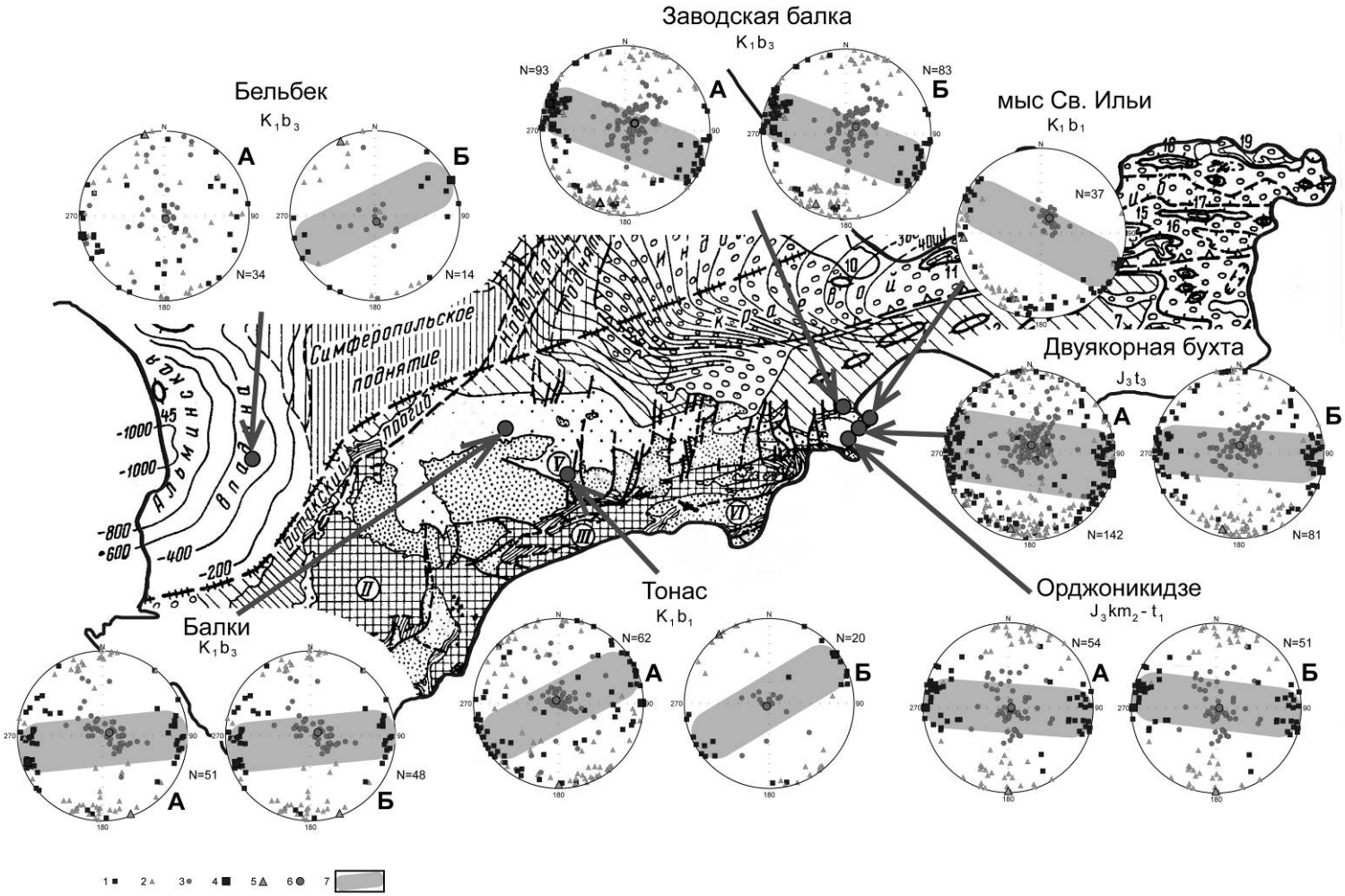


Рис. 1. Стереограммы анизотропии магнитной восприимчивости по разрезам титона-берриаса Горного Крыма (А – для всех типов пород, Б – для глин). Условные обозначения: 1, 2, 3 – длинные (k1), средние (k2) и короткие (k3) оси эллипсоидов анизотропии магнитной восприимчивости; 4, 5, 6 – средние значения k1, k2 и k3 соответственно; 7 – направление преимущественной ориентировки длинных осей эллипсоидов анизотропии магнитной восприимчивости

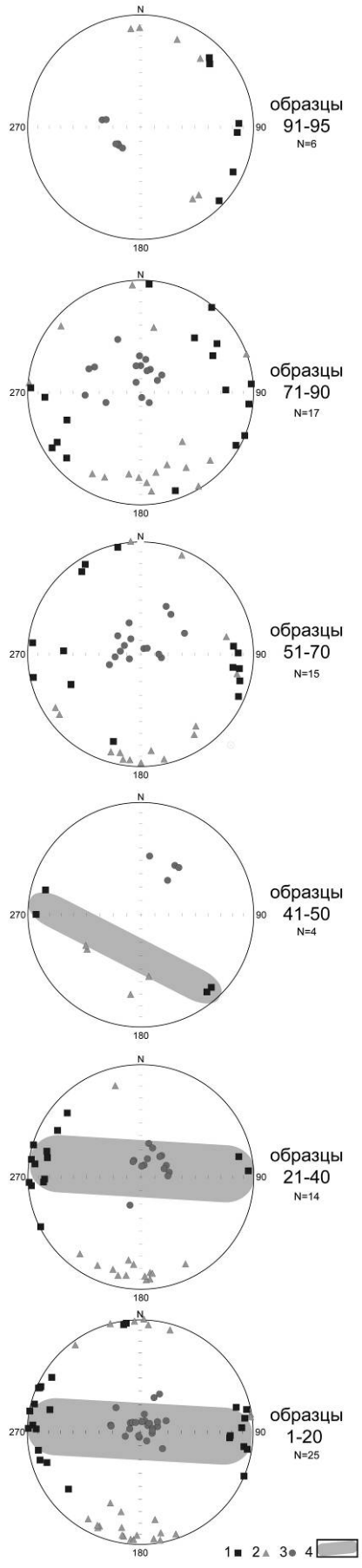


Рис. 2. Стереограммы анизотропии магнитной восприимчивости по различным интервалам разреза верхнего титона Двуякорная бухта (образцы отобраны снизу вверх по разрезу). Условные обозначения: 1, 2, 3 – длинные (k1), средние (k2) и короткие (k3) оси эллипсоидов анизотропии магнитной восприимчивости; 4 – направление преимущественной ориентировки длинных осей эллипсоидов анизотропии магнитной восприимчивости.

На стереограммах AMS, построенных по отдельным интервалам разреза Двуякорная бухта, наблюдаются закономерные изменения как в ориентировке длинных осей ферромагнитных зерен, так и в степени интенсивности тектонических напряжений (выражающейся в более или менее отчетливой упорядоченности осей) снизу-вверх по разрезу (рис. 2), что противоречит предположению о связи деформаций с неотектоническими движениями, которые должны были бы деформировать всю титонскую-берриасскую толщу одинаково.

Таким образом, наиболее предпочтительным представляется рассматривать данные AMS как отражения тектонических сжатий (направленных перпендикулярно к ориентировке длинных осей), существовавших во время формирования осадков. В этом случае различия направлений ориентировок длинных осей ферромагнитных частиц в берриасе Восточного, Центрального и Юго-Западного Крыма можно интерпретировать как различные векторы древних тектонических напряжений или/и как повороты различных блоков Горного Крыма относительно друг друга после берриаса (исходя из наличия одного преобладающего направления тектонического сжатия на всей территории Горного Крыма в берриасе). Следует отметить, что последний вариант не согласуется в должной мере с известными, к сожалению немногочисленными, палеомагнитными данными (Печерский, Сафонов, 1993).

Для более надежной интерпретации полученных материалов необходимо провести ряд дополнительных исследований, но, несмотря на это перспективность продолжения исследований AMS для реконструкций геодинамического режима и других условий формирования пород на территории Горного Крыма вполне очевидна.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (проекты 08-05-00385, 07-05-01026, 09-05-00456).

Литература

Новик Н.Н., Борисенко Л.С., Гук В.И., Люльев Ю.Б., Сидоренко Е.П. 1985. Оползни района г. Феодосия // Геол. журнал. Т. 45, № 4. С. 110-117.

Печерский Д.М., Сафонов В.А. 1993. Палинспастическая реконструкция положения Горного Крыма в средней юре – раннем мелу на основе палеомагнитных данных // Геотектоника. № 1. С. 96–105.

Chadima M. Magnetická anizotropie hornin (stručný přehled a využití v geologii). 2008 // URL: http://www.sci.muni.cz/~chadima/geomagnetismus/ anizotropie2.pdf

ПЕРВАЯ НАХОДКА ГЕТЕРОМОРФНОГО АММОНИТА В ВЕРХНЕМ ГОТЕРИВЕ ПОВОЛЖЬЯ

Е.Ю. Барабошкин[1], **В.В. Ефимов**[2], **И.А. Михайлова**[1]
[1]*Московский государственный университет, Москва, barabosh@geol.msu.ru*
[2]*Ундоровский палеонтологический музей, Ульяновская обл., с. Ундоры, vladislave@mail.ru*

FIRST FIND OF HETEROMORPH AMMONITE IN THE UPPER HAUTERIVIAN OF VOLGA REGION

E.J. Baraboshkin[1], **V.V. Efimov**[2], **I.A. Mikhailova**[1]
[1]*Moscow State University, Moscow, barabosh@geol.msu.ru*
[2]*Undory paleontological museum, Ulyanovsk district, Undory Vill., vladislave@mail.ru*

В 2000 г. в 10 км СВ Саранска в глинах дорожной выемки ромодановской дороги (рис. 1) участниками экспедиции Ундоровского палеонтологического музея была обнаружена септария с остатками крупного гетероморфного аммонита хорошей сохранности. Помимо больших размеров, данная форма характеризуется криоцератидным завиванием и весьма своеобразной ребристостью, отличающей ее от известных ранне- и среднеаптских гетероморфных аммонитов Поволжья (Глазунова, 1973; Барабошкин, Михайлова, 2002), хотя тип сохранности весьма к ним близок.

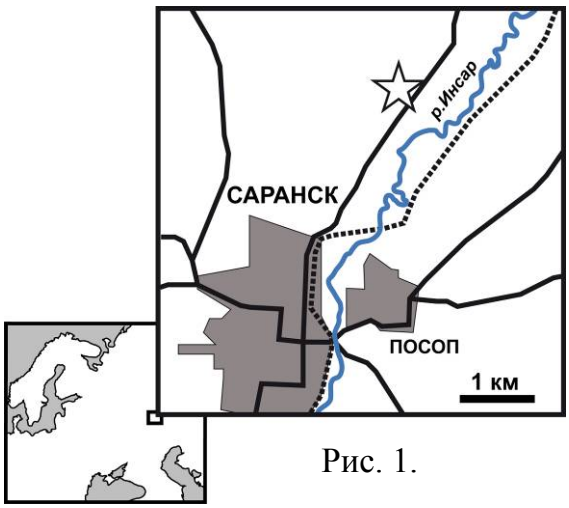


Рис. 1.

Возраст глин, из которых происходит находка, достоверно неизвестен. Согласно наблюдениям А.Д. Архангельского и др. (1913), в описываемом районе выше верхнеюрских отложений залегают загипсованные глины верхнего готерива (в современном понимании) с остатками *Speetoniceras*. По данным И.Г. Сазоновой (1958), аптские отложения выклиниваются к северу от Саранска, срезаясь основанием альба, а готерив-барремские распространены достаточно широко. И в той и другой работе в глинах апта отмечаются многочисленные *Deshayesites*, указывающие на присутствие только нижнего подъяруса апта. В то же время ни одного представителя *Deshayesites* совместно с найденным экземпляром встречено не было. Из всего сказанного мы можем сделать вывод о том, что найденный аммонит происходит, вероятнее всего, из отложений верхнего готерива. Этот вывод является весьма существенным при определении данного аммонита, поскольку исключает его принадлежность к апту.

Находка гетероморфного аммонита, определенного нами как *Emericiceras woeckeneri* (von Koenen, 1902), из верхнего готерива Поволжья является первой из изображенных, хотя ранее подобные аммониты, видимо, уже встречались. В

частности, Н.Т. Зонов упоминает о находке «…в бассейне Верхней Волги *Distoloceras* sp., родственных с *D.* ex gr. *hystrix* Phill. (Pavl.)…» (Зонов, 1939, с. 45), происходящей, по его мнению, из нижнего готерива. И.Г. Сазонова (1958) отрицала возможность присутствия подобных аммонитов, и ее точку зрения разделяли многие последующие исследователи, включая авторов.

Обнаружение *Emericiceras* в разрезах верхнего готерива Русской плиты заставляет пересмотреть наши представления о присутствии аналогичных аммонитов на Русской плите. В первую очередь, это относится к старинной находке гетероморфного аммонита, описанного А.П. Павловым (Pavlow, 1890) как «*Crioceras matheroni* d'Orb.» в комплексе с типично верхнеготеривскими *Craspedodiscus u Milanowskia*. Следует признать, что это фрагмент верхнеготеривского, а не аптского, гетероморфного аммонита, принадлежащего, вероятнее всего, также к виду *woeckeneri*.

Образец хранится в Ундоровском палеонтологическом музее под номером ЕП-2-135.

Подотряд Ancyloceratina Wiedmann, 1966
Надсемейство Ancyloceratoidea Gill, 1871
Семейство Crioceratitidae Gill, 1871
Род *Emericiceras* Sarkar, 1954
Emericiceras woeckeneri (von Koenen, 1902)

?*Ancyloceras Duvalii* (Léveillé) Astier: Pictet, Campiche, 1861, p. 37, pl. 47, fig. 1a-b, 3a-b.
Crioceras matheroni d'Orbigny: Pavlow, 1890, p. 176, pl. VI, fig. 2a-b; Павлов, 1965, с. 195, табл. I (VI), фиг. 2a-b.
Crioceras Woeckeneri: Von Koenen, 1902, p. 288, pl. XX, fig. 1, 2.
Crioceras cf. *Woeckeneri*: Von Koenen, 1902 p. 290, pl. XXII, fig. 3a-b, 4, pl. XXXII, fig. La-b.
Paracrioceras cf. *Woeckneri* (Koenen): Kemper, 1976, pl. 32, fig. 2.
Crioceratites (*Crioceratites*) *woeckeneri* Koenen: Immel, 1978, p. 59, text-fig. 10c.
Paracrioceras woeckeneri (von Koenen): Klein et al., 2007, p. 85.
Emericiceras woeckeneri (von Koenen): Kakabadze, Hoedemaeker, 2010, p. 8, pl. 4, fig. 2, 3; pl. 5.

Лектотип. Экз.457-64 из работы А. Фон Кенена (von Koenen, 1902, pl. 20, fig. 1, 2) в коллекции Geologisch-Paläontologisches Institut Göttingen, выбран Г. Иммелем (Immel, p. 59).

Материал. Один почти полный экземпляр (рис. 2).

Очень крупная раковина с ярко выраженным криоцератидным завиванием, расстояние между завитками почти равно высоте оборотов. Сечение восьмиугольное, сжатое с боков. Степень этой сжатости неясна, поскольку раковина подроблена и слабо деформирована.



Рис. 2.

На ранних оборотах скульптура представлена главными и второстепенными ребрами. Главные ребра несут три ряда бугорков, представляющих основания шипов. Бугорки расположены на умбиликальном перегибе, в верхней трети боковых сторон (наиболее крупные бугорки) и на вентральном перегибе. Между главными ребрами нерегулярно расположено 1-2 второстепенных ребра, не ветвящихся и не несущих бугорков. На внешних оборотах второстепенные ребра исчезают.

Диаметр раковины составляет 69 см, высота последнего оборота 15,6 мм, а его ширина 9,7 см.

Сравнение. *Emericiceras wermbteri* (von Koenen) отличается от данного вида большим количеством дополнительных ребер на средних оборотах и развитием только вентролатеральных бугорков на ранних стадиях. От *Emericiceras*

strombecki (von Koenen) рассматриваемый вид отличается вдвое меньшим количеством второстепенных ребер и существенно большим разворачиванием раковины.

Замечание. Вид *woeckeneri* относился разными авторами к разным родам, и, вероятно, этот вопрос требует дальнейшего изучения. На наш взгляд помещение его в род *Paracrioceras* (Kemper, 1976; Klein et al., 2007) сомнительно, поскольку большинство представителей *Paracrioceras* отличается почти сомкнутыми оборотами и распространено в барреме. Мы приняли точку зрения М. Какабадзе и Ф. Ходемакера (Kakabadze, Hoedemaeker, 2010), хотя не можем исключить принадлежность этого представителя к роду *Crioceratites*.

Распространение. Зона Milanowskia staffi верхнего готерива Германии (по Kakabadze, Hoedemaeker, 2010) или середина баррема (по Immel, 1978); верхний готерив Поволжья.

Авторы признательны М.В. Какабадзе за полезные замечания, касающиеся описанного образца.

Мы благодарим РФФИ (гранты 10-05-00276, 10-05-00308) за финансовую поддержку.

Литература

Архангельский А.Д., Ланге О.К., Мирчинк Г.Ф. и др. 1913. Отчет по исследованию залежей фосфоритов в Краснослободском, Инсарском, Саранском, Мокшанском и Городищенском уездах Пензенской губернии в 1911 году // Тр. комис. исслед. фосфоритов. Сер. 1. Т. 4. С. 533-609.

Барабошкин Е.Ю., Михайлова И.А. 2002. Новая стратиграфическая схема нижнего апта Среднего Поволжья // Стратигр. Геол. корр. Т. 10. № 6. С. 82-105.

Глазунова А.Е. 1973. Палеонтологическое обоснование стратиграфического расчленения меловых отложений Поволжья. Нижний мел. М.: Недра. 324 с.

Зонов Н.Т. 1939. Стратиграфия юрских и низов неокомских отложений центральных частей Восточно-Европейской платформы // Тр. НИУИФ. Вып. 142, М.-Л.: ОНТИ НКТП СССР. С. 42-46.

Сазонова И.Г. 1958. Нижнемеловые отложения центральных областей Русской платформы // Мезозойские и третичные отложения центральных областей Русской платформы. М.: Гостоптехиздат. С. 31-184.

Immel H. 1978. Die Crioceratiten (Ancyloceratina, Ammonoidea) des Mediterranen und Borealen Hauterive – Barreme (Unterkreide) // Palaeontogr., A, Bd.163, Lfg.1-3, Stuttgart, 85 S.

Kakabadze M.V., Hoedemaeker P.J. 2010. New data on Early Cretaceous (Hauterivian-Barremian) heteromorphic ammonites from northern Germany // Script. Geol. Vol. 140. 168 p.

Klein J., Busnardo R., Company M. et al. 2007. Fossilium Catalogus. I: Animalia. Lower Cretaceous Ammonites III. Bochianitoidea, Protancyloceratoidea, Ancyloceratoidea, Ptychoceratoidea // Leiden, Backhuys Publ. BV. 381 p.

Von Koenen A. 1902. Die Ammoniten des Norddeutschen Neocom (Valanginien, Hauterivien, Barremien und Aptien) // Abh. Koen. Preus. Geol. Land. Bergakad. N. F. Hf. 24. 451 S.

Pavlow A.P. 1890. Le neocomien des montagnes de Worobiowo // Bul. Soc. Imper. Natur. Moscou. N. Ser. T. VI. P. 173-186.

ПОГРАНИЧНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ БАРРЕМА И АПТА СЕВЕРНОГО КАВКАЗА И ИХ ЗНАЧЕНИЕ ДЛЯ ПРОВЕДЕНИЯ ГРАНИЦЫ МЕЖДУ НИМИ

Е.Ю. Барабошкин[1], И.А. Михайлова[1], Г.А. Ткачук[2]
[1]*Московский государственный университет, Москва, barabosh@geol.msu.ru*
[2]*Санкт-Петербург*

BARREMIAN / APTIAN BOUNDARY BEDS OF NORTH CAUCASUS AND THEIR IMPORTANCE FOR DETERMINATION OF THE BOUNDARY

E.J. Baraboshkin[1], I.A. Mikhailova[1], G.A. Tkachuk[2]
[1]*Moscow State University, Moscow, barabosh@geol.msu.ru*
[2]*Saint-Petersburg*

Несмотря на, казалось бы, хорошую изученность нижнемеловых отложений Северного Кавказа, многие из существующих данных требуют ревизии на современном уровне. Это касается в первую очередь конденсированных интервалов разреза, которые ранее воспринимались как горизонты с переотложенной фауной. К ним принадлежат пограничные отложения аптского и барремского ярусов центральной части Северного Кавказа, в частности разрезы рек Баксан, Белая Речка, Урух (Друщиц, Михайлова, 1966; Алиев и др., 1985).

Разрез Белая Речка, расположенный к югу от г. Нальчика, в 60-70-х гг. прошлого века был детально изучен Г.А. Ткачук, установившей присутствие в нем верхнего баррема и нижнего апта, однако эти данные опубликованы не были. В разрезе выше железистых песчаников нижнего баррема, напоминающих «Красные камни» Кисловодска, снизу вверх залегают (рис.):

1. Пласт известняка-ракушечника с гравием и многочисленной фауной, включая аммониты *Phyllopachyceras eichwaldi* (Kar.), *Ph. infundibulum* (d'Orb.), *Ph. prendeli* (Kar.), *Eulytoceras phestum* (Math.), *Lytoceras vogdti* Kar., *Protetragonites crebrisulcatus* (Uhl.), *Astieridiscus elegans* (Kar.), *Barremites strettostoma* (Uhl.), *B. difficilis* (d'Orb.), *B. subdifficilis* Kar., *Silesites seranonis* (d'Orb.), *Ezeiceras astarte* (Fal. et Term.), *Holcodiscus* sp., *Parasaynoceras perizianum* (d'Orb.), *P.* sp., *Heinzia* sp., *Anahamulina silesiaca* (Uhl.), *Megacrioceras astierianum* (d'Orb.), *Hemihoplites* aff. *feraudianus* (d'Orb.), *H.* sp. … 0,2-0,3 м.

2. Серые известковистые алевролиты с бурыми стяжениями песчанистого известняка и галькой кварца. В верхней части присутствуют мелкие фосфоритовые гальки с глянцевой поверхностью. Кровля размыта. Встречены *Panopea neocomiensis* Leym. и другие двустворки, а также фосфоритовые ядра аммонитов хорошей сохранности: *Phyllopachyceras infundibullum* (d'Orb.), *Hypophylloceras ponticuli* (Rouss.), *Barremites strettostoma* (Uhl.), *B. subdifficilis* (Kar.), *Ezeiceras astarte* (Fal. et Term.). … 0,2-0,3 м.

3. Темно-серые глинистые алевролиты с многочисленными фосфоритами в основании. Кровля размыта. В основании слоя 3а найдены аммониты *Imerites michailovae* Kakab., *Macroscaphites striatisulcatus* (d'Orb.), *Pseudocrioceras kornebaense* Kakab*., P. waageni* (Anth.).

В верхней части слоя 3б, содержащей известняковые стяжения, встречены фосфатизированные ядра *Imerites favrei* Rouch., *I. sparcicostatus* Rouch., *Argvethites lashensis* Rouch., *A. l. communis* Rouch., *Colchidites rotundus* Rouch., *C*. aff. *colchicus* Djan., *C.* cf. *djanelidzei* Rouch., *C*. ex gr. *colchicus* Djan., *Martelites sarasini* (Rouch.), *Costidiscus recticostatus* (d'Orb.), *Heteroceras emericianum (d'Orb.), H. e. costatum* (Rouch.), *Paraimerites densecostatus* (Renng.), *P. planus* (Rouch.), *P. tsholashensis* (Rouch.), *Pseudocrioceras duvalianum* (d'Orb.), *P. kutatisiense* (Rouch.).

В кровле слоя 3в присутствуют аммониты: *Argvethites lashensis* Rouch., *A.? furcatus* (d'Orb.), *C. atsharensis* Rouch., *C. belaiaensis* Kakab., *C. colchicus* Djan., *C. longicostatus* Kakab., *Matheronites ridzewskyi* (Kar.), *Leptoceratoides* sp., *Macroscaphites striatisulcatus* (d'Orb.), *Martelites rionensis* (Sim., Bats., Sorok.), *M. gamkrelidzei* (Rouch.), *M. sarasini* (Rouch.), *M. tzotnei* (Rouch.), *Paraimerites densecostatus* (Renng.), *P*. ex gr. *semituberculatus* (Rouch.), *P. planus* (Rouch.), *Pseudocrioceras duvalianum* (d'Orb.), *Turkmeniceras turkmenicum* Tovb. и другие моллюски. Мощность всего слоя 0,7-0,8 м.

4. Темно-серые глинистые известковистые неслоистые алевролиты с остатками аммонитов. В 0,4 м ниже кровли слоя встречены *Argvethites? furcatus* (d'Orb.), *Matheronites ridzewskyi* (Kar.). … 2,1 м.

5. Серые известковистые глауконитовые алевролиты, верхняя часть которых неравномерно сцементирована и содержит ожелезненную гальку песчаников. Встречены *Matheronites ridzewskyi* (Kar.), *Macroscaphites striatisulcatus* (d'Orb.). … 0,4 м.

6. Темно-серые алевропелиты с известковыми линзочками. В 0,5 м выше подошвы встречены *Deshayesites weissi* (Neum. et Uhl.) и другие деезиты.

На основании распространения аммонитов слои 1-2 относятся нами к зоне Hemihoplites feraudianus, слой 3а – к зоне Imerites giraudi, слой 3б – к зоне Martelites sarasini, в основании которой переотложены аммониты предыдущей зоны, слои 3в-5 – к зоне Matheronites ridzewskyi, причем в ее основании вновь переотложены аммониты предыдущей зоны. Примечательной является первая находка представителей рода Turkmeniceras, до сих пор известных только из разрезов Закаспия и Франции. Наконец, слой 6 начинает нижнеаптскую зону Deshayesites weissi. Полученные данные уточняют биостратиграфические схемы, предлагавшиеся нами ранее для верхнего баррема центральной части Северного Кавказа и позволяют сопоставлять ее более точно с зональным стандартом (табл.).

Авторы благодарят РФФИ (гранты 10-05-00276, 10-05-00308) за поддержку.

Литература

Алиев М.М., Друщиц В.В., Крылов Н.А. и др. 1985. Нижний мел юга СССР. М.: Наука. 224 с.

Барабошкин Е.Ю. 2004. Бореально-тетическая корреляция нижнемеловых аммонитовых шкал // Вестн. МГУ. Сер. 4. Геол. № 6. С. 10-19.

Друщиц В.В., Михайлова И.А. 1966. Биостратиграфия нижнего мела Северного Кавказа. М.: МГУ. 190 с.

Reboulet S., Klein J., Barragan R. et al. 2009. Report on the 3rd International Meeting of the IUGS Lower Cretaceous Ammonite Working Group, the 'Kilian Group' (Vienna, Austria, 15th April 2008) // Cretac. Res. Vol. 30. P. 496-502.

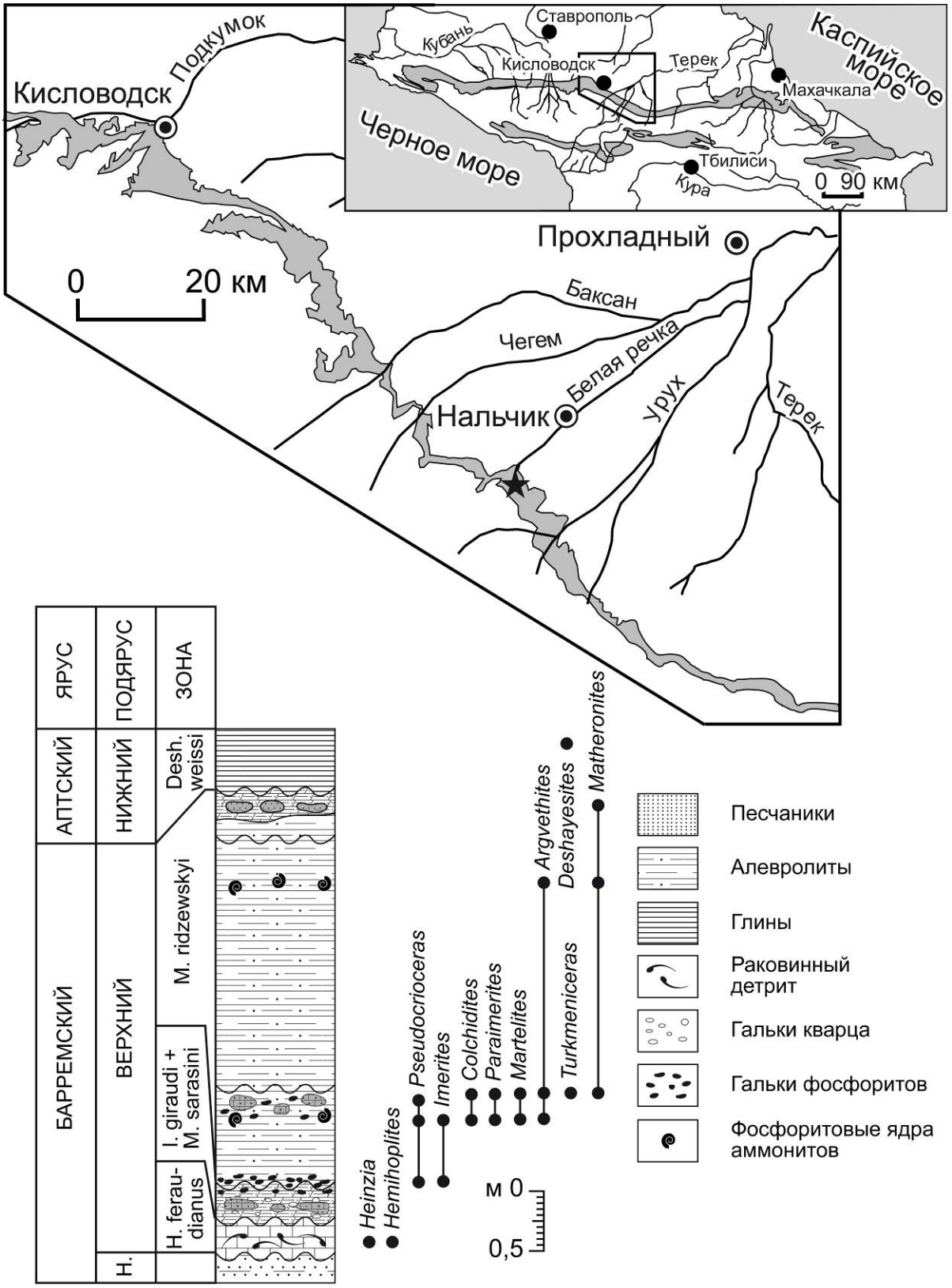


Рис. Выходы нижнемеловых отложений (штриховка), расположение (отмечено звездочкой) и строение разреза р. Белая Речка и распространение основных родов аммонитов

Таблица

<table>
<tr><td>ПОДЪЯРУС</td><td colspan="2">Зональный Средиземноморский «Стандарт», Reboulet et al., 2009</td><td>Северный Кавказ, Друщиц, Михайлова, 1966</td><td colspan="2">Северный Кавказ, Барабошкин, 2004</td><td>Центральная часть Северного Кавказа, данная работа</td></tr>
<tr><td></td><td colspan="2">ЗОНА, ПОДЗОНА</td><td>ЗОНА</td><td colspan="2">ЗОНА</td><td>ЗОНА</td></tr>
<tr><td>НИЖ. АПТ</td><td colspan="2">Deshayesites oglanlensis</td><td>Deshayesites weissi – Prochelonicerasalbrechti-austriae</td><td colspan="2">Deshayesites weissi
?</td><td>Deshayesites weissi</td></tr>
<tr><td rowspan="9">ВЕРХНИЙ БАРРЕМ</td><td rowspan="3">Imerites giraudi</td><td>Pseudocrioceras waagenoides</td><td rowspan="9">Heteroceras astierianum - Colchidites securiformis</td><td colspan="2">Matheronites ridzewskyi***</td><td>Matheronites ridzewskyi</td></tr>
<tr><td>Martelites sarasini</td><td colspan="2">Colchidites securiformis</td><td>Martelites sarasini</td></tr>
<tr><td>I. giraudi</td><td colspan="2">Imerites giraudi</td><td>Imerites giraudi</td></tr>
<tr><td rowspan="3">Gerhardtia sartousiana</td><td>Hemihoplites feraudianus</td><td colspan="2">Hemihoplites feraudianus</td><td>Hemihoplites feraudianus</td></tr>
<tr><td>Gerhardtia provincialis</td><td rowspan="3">Gerhardtia sartousiana*</td><td rowspan="3">?</td><td rowspan="3">?</td></tr>
<tr><td>Gerhardtia sartousiana</td></tr>
<tr><td rowspan="2">Toxancyloceras vandenheckii</td><td>Barrancyloceras barremense</td></tr>
<tr><td>T. vandenheckii</td></tr>
<tr><td>НИЖ. БАРРЕМ</td><td colspan="2">Moutoniceras moutonianum</td><td>Holcodiscus caillaudianus – Emericeras emerici</td><td>Holcodiscus caillaudianus*</td><td>Moutoniceras moutonianum**</td><td>Moutoniceras moutonianum</td></tr>
</table>

Примечание:
* Северо-Западный Кавказ,
** центральная часть Северного Кавказа,
*** Северо-Восточный Кавказ

ПРОБЛЕМЫ ВЕРХНЕЙ ГРАНИЦЫ КАМПАНСКОГО ЯРУСА И ЕГО ПОДЪЯРУСНОГО ДЕЛЕНИЯ НА ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЕ

В.Н. Беньямовский
Геологический институт РАН, Москва, ben36@mail.ru

THE PROBLEMS OF THE UPPER BOUNDARY OF CAMPANIAN STAGE AND ITS SUBSTAGES DIVISION ON THE EAST-EUROPEAN PLATFORM

V.N. Benyamovskiy
Geological Institute of Russian Academy of Sciences, Moscow, ben36@mail.ru

Традиционно граница кампана и маастрихта на Восточно-Европейской платформе устанавливается по подошве белемнитовой зоны Belemnella lanceolata (Олферьев, Алексеев, 2003, 2005). Заметим, что и в стратиграфической схеме верхнего мела Северо-Западной Европы она также проводилась по подошве этой зоны (Hardenbol et al., 1998).

Проблема границы кампана и маастрихта на Восточно-Европейской платформе возникла после фиксации этой границы в международной шкале на значительно более высоком по сравнению с традиционным уровне (Odin, Laumaurelle, 2001). Сейчас остро стоит проблема ее прослеживания на платформе.

Традиционный уровень проведения нижней границы маастрихта на платформе по основанию зоны Belemnella lanceolata с отметкой 71,29 млн лет (Hardenbol et al., 1998; Олферьев и др., 2008) – древнее по сравнению с положением ее в международной (глобальной) стратиграфической шкале, в которой она отвечает появлению более молодых белемнитов, чем *B. lanceolata*, а именно *Belemnella obtusa* на отметке 70,6 млн лет (Gradstein et al., 2004; Keutgen, Jagt, 2009). К сожалению, этот вид белемнелл пока не найден в маастрихтских отложениях Восточно-Европейской платформы, но, по данным хроностратиграфической корреляции, подошва подзоны Anomalinoides ukrainicus/A. welleri LC20b выведена на уровень в 70,6 млн лет (Олферьев и др., 2008). Отсюда вытекает, что подошва этой подзоны может быть маркером границы кампана и маастрихта (рис.), поскольку основание зоны Belemnella obtusa (т.е. нижняя граница глобального маастрихтского яруса) и подошва подзоны LC20b одновозрастны. Следует заметить, что подзона Anomalinoides ukrainicus/A. welleri LC20b – начало распространения видов рода *Anomalinoides* и является заметной ступенью развития бентосных фораминифер в Восточно-Европейской провинции (Беньямовский, 2008) (рис.). Возникновение второго вида-индекса данной подзоны – *A. welleri* (Plumm.) – тоже значительное событие, поскольку, начиная свое распространение в нижнем маастрихте, основное развитие получает в палеоцене (Практическое руководство…, 2005). Этот стратиграфический уровень широко прослеживается на Восточно-Европейской платформе, в частности в Поволжье и Прикаспии (Найдин, Беньямовский, 2006; Олферьев и др., 2007; Беньямовский, 2008).

Проблема подъярусного деления кампана связана с тем, что в отличие от международного расчленения кампанского яруса на три подъяруса (Hardenbol et al., 1998; Gradstein et al., 2004) в нашей стране принято деление на два подъяруса (Олферьев, Алексеев, 2003, 2005). Деление кампана на три подъяруса, которое мы уже предлагали в своих публикациях (Kopaevich et al., 1999; Беньямовский, Копаевич, 2001), отличается от принятого в нашей стране деления на два подъяруса, но соответствует международному принципу разделения кампана на три подъяруса Общей стратиграфической шкалы (ОСШ).

Рубеж раннего и среднего кампана характеризовался изменениями среди бентосных фораминифер, прослеживаемыми по всей Европейской палеобиогеографической области (ЕПО). Он выражается, во-первых, в исчезновении рода *Pseudovalvulineria*, который широко был представлен начиная с турона группой *Pseudovalvulineria kelleri – P. stelligera*. Во-вторых, к этому рубежу приурочено появление представителей рода *Brotzenella*. Этот уровень фиксируется как на востоке, так и на западе ЕПО. По моллюскам данный уровень отвечает нижней границе аммонитовой зоны Hoplitoplancenticeras coesfeldiensis (Олферьев, Алексеев, 2003, 2005), что синхронно подошве зоны Hoplitoplancenticeras vari, по которой в ОСШ установлена нижняя граница среднего кампана (Gradstein et al., 2004).

Рубеж среднего и позднего кампана по бентосным фораминиферам отвечает боливиновому этапу. Он ознаменовался появлением и массовым распространением рода *Coryphostoma* (*Bolivina*) и началом развития группы *Bolivinoides draco miliaris*. Этот уровень четко прослеживается по всей ЕПО. Согласно проведенным исследованиям нижняя граница зоны бентосных фораминифер Coryphostoma (Bolivina) incrassata (=B. kalinini)/Bolivinoides draco miliaris LC16 соответствует подошве зоны Belemnitella langei (Найдин и др., 1984а,б). Зона langei отвечает значительному рубежу в развитии белемнитов, и ее нижняя граница синхронно трассируется по всей территории ЕПО.

Если брать во внимание длительность предлагаемых трех подъярусов кампана по бентосным фораминиферам (Олферьев и др., 2008): нижнего – 2,87 млн лет, среднего – 3,04 млн лет и верхнего – 7,6 млн лет, то они близки к продолжительности их в ОСШ (Gradstein et al., 2004).

Работа финансово поддержана грантом РФФИ, проект 10-05-00308.

Литература

Беньямовский В.Н. 2008. Схема инфразонального биостратиграфического расчленения верхнего мела Восточно-Европейской провинции по бентосным фораминиферам. Статья 2. Сантон-маастрихт // Стратиграфия. Геологическая корреляция. Т. 16, № 5. С. 62-74.

Беньямовский В.Н., Копаевич Л.Ф. 2001. Детальная схема зонального деления кампана-маастрихта Европейской палеобиогеографической области // Стратиграфия. Геологическая корреляция. Т. 9, № 6. С. 65-79.

Найдин Д.П., Беньямовский В.Н., Копаевич Л.Ф. 1984а. Методы изучения трансгрессий и регрессий. М.: Изд-во МГУ. 163 с.

Найдин Д.П., Беньямовский В.Н., Копаевич Л.Ф. 1984б. Схема биостратиграфического расчленения верхнего мела востока Европейской палеобиогеографической области // Вестник МГУ. Геология. № 5. С. 13-15.

Найдин Д.П., Беньямовский В.Н. 2006. Граница кампанского и маастрихтского ярусов в разрезе Актулагай (Прикаспий) // Стратиграфия. Геологическая корреляция. Т. 14, № 4. С. 97-107.

Олферьев А.Г., Алексеев А.С., Беньямовский В.Н., Вишневская В.С., Иванов А.В., Копаевич Л.Ф., Первушов Е.М., Сельцер В.Б., Тесакова Е.М., Харитонов В.М., Щербинина Е.А. 2007. Верхнемеловые отложения северо-запада Саратовской области. Статья 1. Разрез у д. Вишневое. Лито- и биостратиграфическая характеристика // Стратиграфия. Геологическая корреляция. Т. 15, № 6. С. 75-102.

Олферьев А.Г., Беньямовский В.Н., Вишневская В.С., Иванов А.В., Копаевич Л.Ф., Первушов Е.М., Сельцер В.Б., Тесакова Е.М., Харитонов В.М., Щербинина Е.А. 2008. Верхнемеловые отложения северо-запада Саратовской области. Статья 2. Проблемы хроностратиграфической корреляции и геологической истории региона // Стратиграфия. Геологическая корреляция. Т. 16, № 3. С. 47-74.

Олферьев А.Г., Алексеев А.С. 2003. Зональная стратиграфическая шкала верхнего мела Восточно-Европейской платформы // Стратиграфия. Геологическая корреляция. Т. 11, № 2. С. 75-101.

Олферьев А.Г., Алексеев А.С. 2005. Стратиграфическая схема верхнемеловых отложений Восточно-Европейской платформы. Объяснительная записка. М.: Палеонтол. ин-т РАН. 203 с.

Практическое руководство по микрофауне. 2005. Т. 8. Фораминиферы кайнозоя. СПб.: ВСЕГЕИ. 324 с.

Gradstein F.M., Ogg J.G., Smith A.G. (Eds.). 2004. A Geologic Time Scale 2004 // Cambridge. Cambridge University Press. 590 p.

Hardenbol J., Thierry J., Farley M., Jacqiin T., De Graciansky P-Ch., Vail P. 1998. Mesozoic and Cenozoic sequence chronostratigraphic framework of European basins // SEPM (Soc. Sedim. Geol.). Spec. Publ. № 60. Charts 1, 4.

Keutgen N., Jagt J.W.M. 2009. Correlation of Maastrichtian strata in the southeast Netherlands and adjacent areas, northern Germany, northern Spain and the United States // Бюл. МОИП, отд. геол. Т. 84. Вып. 2. С. 71-77.

Kopaevich L.F., Alekseev AS., Baraboshkin E.Yu., Beniamovskii V.N. 1999. Cretaceous sedimentary units of Mangyshlak peninsula (Western Kazakhstan) // Geodiversitas. Vol. 21, № 3. P. 407-418.

Odin G., Lamaurelle M.A. 2001. The global Campanian-Maastrichtian stage boundary // Episodes. Vol. 24, № 4. P. 229-238.

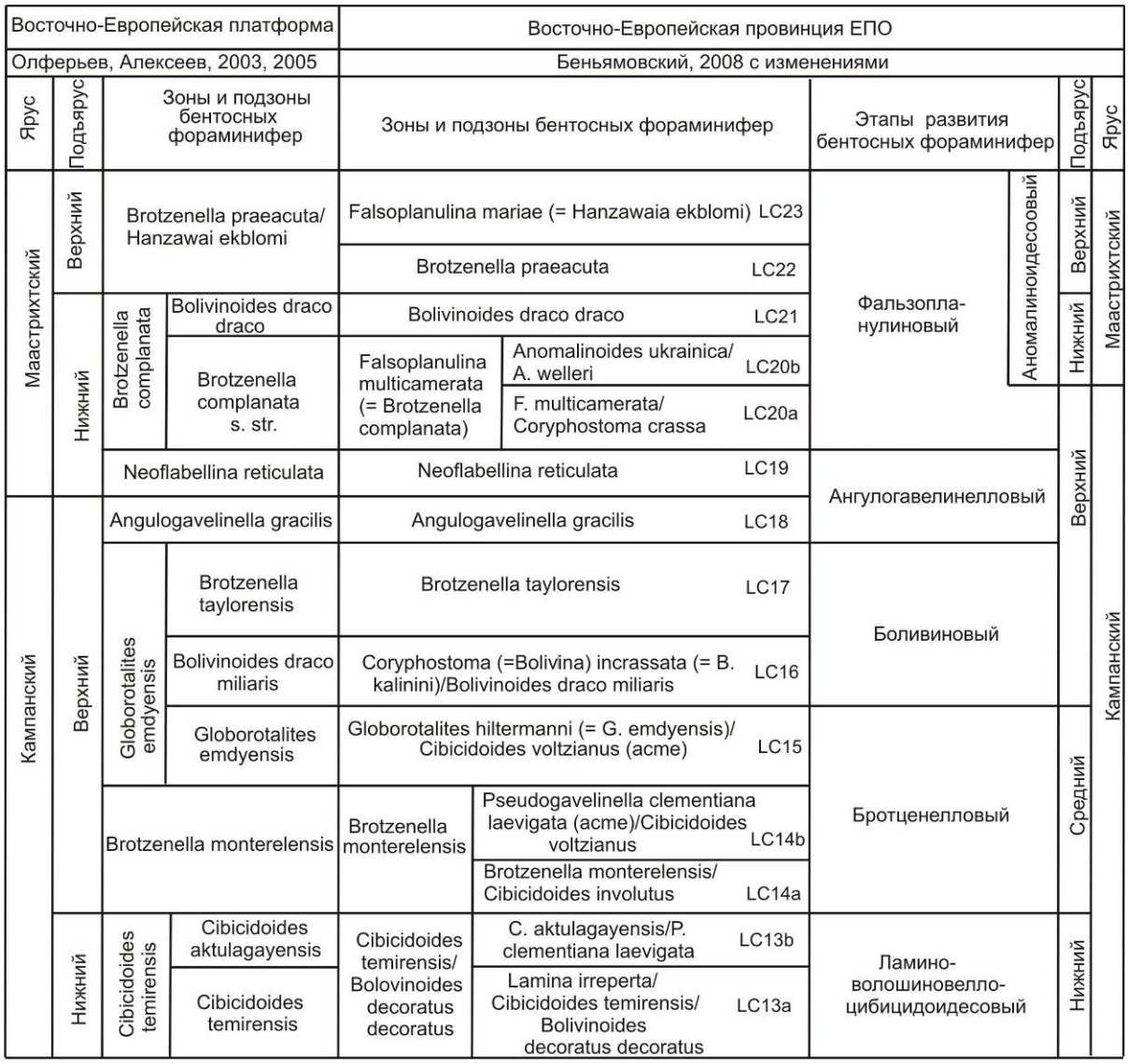


Рис. Предлагаемые варианты границ кампана и маастрихта, а также трех подъярусов кампанского яруса в системе инфразонального деления верхнего мела Восточно-Европейской платформы по бентосным фораминиферам

ЭТАПЫ РАЗВИТИЯ *STENSIOEINA* И *NEOFLABELLINA* (БЕНТОСНЫЕ ФОРАМИНИФЕРЫ) В ПОЗДНЕМ МЕЛУ ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

В.Н. Беньямовский[1], А.Ю. Садеков[2], С.И. Акимов[3]
[1]*Геологический институт РАН, Москва, ben36@mail.ru*
[2]*Институт наук о земле, Эдинбург, Англия*
[3]*Московский университет им. М.В. Ломоносова*

THE STAGES OF DEVELOPMENT OF GENERA STENSIOEINA AND NEOFLABELLINA (BENTHIC FORAMINIFERA) AT THE UPPER CRETACEOUS OF EAST-EUROPEAN PLATFORM

V.N. Benyamovskiy[1], A.Yu. Sadekov[2], S.I. Akimov[3]
[1]*Geological Institute of Russian Academy of Sciences, Moscow, ben36@mail.ru*
[2]*Grant Institute of GeoSciences, Edinburgh*
[3]*Moscow University, Moscow*

СТЕНСИОИНЫ. Зональная стратиграфия среднетуронско-сантонского интервала Восточно-Европейской платформы (ВЕП) по бентосным фораминиферам в значительной мере базируется на уточнении систематики и филогении рода *Stensioeina* Brotzen, 1936 (рис. 1). Намечается три этапа их развития.

Первый этап (средний турон – средний коньяк) отвечает стадии подрода *Laevigatia* Benyamovskiy et Sadekov, 2009. В среднем туроне ВЕП появляются первые стенсиоины. Определяются два вида: 1) *S. (Laevigatia) praexsculpta* со скульптурой на вентральной (спинной) стороне в виде радиальных невысоких ребер, которые в центре распадаются на бугорки («бисеринки») и 2) *S. (Laevigatia) laevigata* со скульптурой на вентральной стороне в виде радиальных невысоких ребер, сходящихся в центре с минимальным числом (1-3) бугорков-«бисеринок», либо со «стертой ребристой скульптурой» (без бугорков-«бисеринок»). В раннем коньяке у стенсиоин филогенез выражался в изменении скульптуры на вентральной стороне. Появляются и все более увеличиваются в числе: 1) формы с «дрожащими» (нечетко зигзагообразными) очертаниями септальных ребер – *S. (Laevigatia) emscherica*; 2) формы, у которых ребра полностью редуцируются и поверхность покрыта бугорками-«бисеринками», – *S. (Laevigatia) granulata* (Olb.). В среднем коньяке доминирует *S. emscherica*, которая становится одним из характернейших видов среднего коньяка ЕПО.

Начало второго этапа (поздий коньяк – средний сантон) отвечает стадии подрода *Exsculptia* Benyamovskiy et Sadekov, 2009. Резкая смена происходит на рубеже среднего и позднего коньяка и в раннем сантоне. Исчезают представители подрода *Laevigatia* и появляются в массовом числе *S. (Exsculptia) exsculpta exsculpta*. На плоской спинной стороне их раковинок располагается спиральная скульптура, разделяющая обороты раковины, а камеры отделяются отходящими от приподнятого спирального шва-ребра короткими ребрышками, имеющими причудливую «дрожащую», зазубренную скульптуру («экскульптовый» тип скульптуры). На рубеже раннего и среднего сантона появляется *S. (Exsculptia)*

incondita. Умбиликус закрывается своеобразной «шишкой», а сама раковина приобретает плоско-выпуклую «парашютообразную» форму. Расцвет *S. incondita* служит стратиграфическим маркером среднего сантона ВЕП.

В конце позднего сантона на фоне «марзупитовой» глобальной трансгрессии начинается третий этап, отвечающий развитию подрода *Pommerania* Benyamovskiy et Sadekov, 2009, связанный с появляением *S.* (*Pommerania) pommerana*. Она является видом-индексом зоны, установленной в терминальном сантоне ВЕП. Широкое распространение данного вида происходит в раннем кампане по всей ЕПО. Умбиликальная «шишка», закрывающая пупочное пространство, становится максимально массивной, также увеличивается «парашютообразность» раковины.

НЕОФЛАБЕЛЛИНЫ. Анализ направленности морфологических изменений рода *Neoflabellina* Bartenstein, 1948 позволил проследить четыре этапа филогенеза рода в кампане-маастрихте ВЕП (рис. 2). Раннекампанский этап отличается преобладанием форм, у которых намечаются арковидные устья и папулезки (папилляты) на межсептальном пространстве. Такой тип скульптуры имеет вид-индекс *N. deltoidea* (Wed.), развитие которого началось еще в позднем сантоне, но широкое распространение он получил в раннем кампане. Форма раковины становится шлемовидной, с отчетливо выступающей начальной спиральной частью. Позднекампанский этап характеризуется массовым развитием типичных папиллятных неофлабеллин из группы *N. rugosa*. Его ранняя фаза отвечает слоям с N. rugosa sphenoidalis. В этой фазе, во-первых, преобладают копьевидные формы с отчетливой папиллятной межсептальной скульптурой и аркообразными устьями, сохраняющимися на всем пространстве однорядного отдела раковины, – *N. rugosa sphenoidalis* и *N. caesata*. Во-вторых, развитие шло по направлению постепенного сливания папулезек в лейсты, которые неравномерно, как у *N. Praereticulata*, покрывают межсептальные пространства. Средняя фаза слоев с N. rugosa leptodisca отличается тем, что копьевидные формы с отчетливой папиллятной межсептальной скульптурой и аркообразными устьями, сохраняющимися на всем пространстве однорядного отдела раковины, уступают место шлемовидным с наибольшей шириной в нижней части раковины – *N. rugosa leptodisca* (Wed.). Наконец, поздняя фаза конца кампана характеризуется комлексом слоев с N. buticula. Эту фазу отличает появление форм как с ложечковидной скульптурой в районе устья – *N. buticula*, так и с усложнением устья в виде удвоения и ветвистости – *N. permutata*. Этап терминального кампана, представленный комплексом слоев с N. praereticulata-N. reticulata, резко отличается от нижележащего, во-первых, исчезновением почти всех папиллятных верхнекампанских неофлабеллин (кроме *N. permutata*), во-вторых, продолжением распространения и резким увеличением численности *N. praereticulata*, в-третьих, появлением переходных форм между *N. praereticulata* и *N. reticulata*, а также единичных и нетипичных последних. Маастрихтский этап выделяется резким увеличением численности типичных *N. reticulata*. Эволюция шла в направлении закрывания древних устьев сетчатой скульптурой. С появлением в этой фазе (конец раннего – поздний маастрихт) *N. postreticulata* завершается филогения группы *N. reticulata.*

Работа финансово поддержана грантом РФФИ, проект 10-05-00308.

Литература

Беньямовский В.Н. 2008а. Схема инфразонального биостратиграфического расчленения верхнего мела Восточно-Европейской провинции по бентосным фораминиферам. Статья 1. Сеноман – коньяк // Стратиграфия. Геологическая корреляция. Т. 16, № 3. С. 36-46.

Беньямовский В.Н. 2008б. Схема инфразонального биостратиграфического расчленения верхнего мела Восточно-Европейской провинции по бентосным фораминиферам. Статья 2. Сантон – маастрихт // Стратиграфия. Геологическая корреляция. Т. 16, № 5. С. 62-74.

Sadekov A.Yu., Benyamovskiy V.N. 2009. Stratigraphic role of species of the genus *Stensioeina* (benthic foraminifers), phylogenetic evolution and its palaeobiogeography in the Turonian-Santonian of the East Europe and adjacent Mangyshlak peninsula // 7th Micropaleontological workshop Micro-2009. Abstracts and Exursion Guide. Grzybowski Foundation Special Publication. №. 15. P. 64-65.

Рис. 1. Комплексы и подродовые этапы филогенетического развития *Stensioeina* в туроне-сантоне Восточно-Европейской платформы

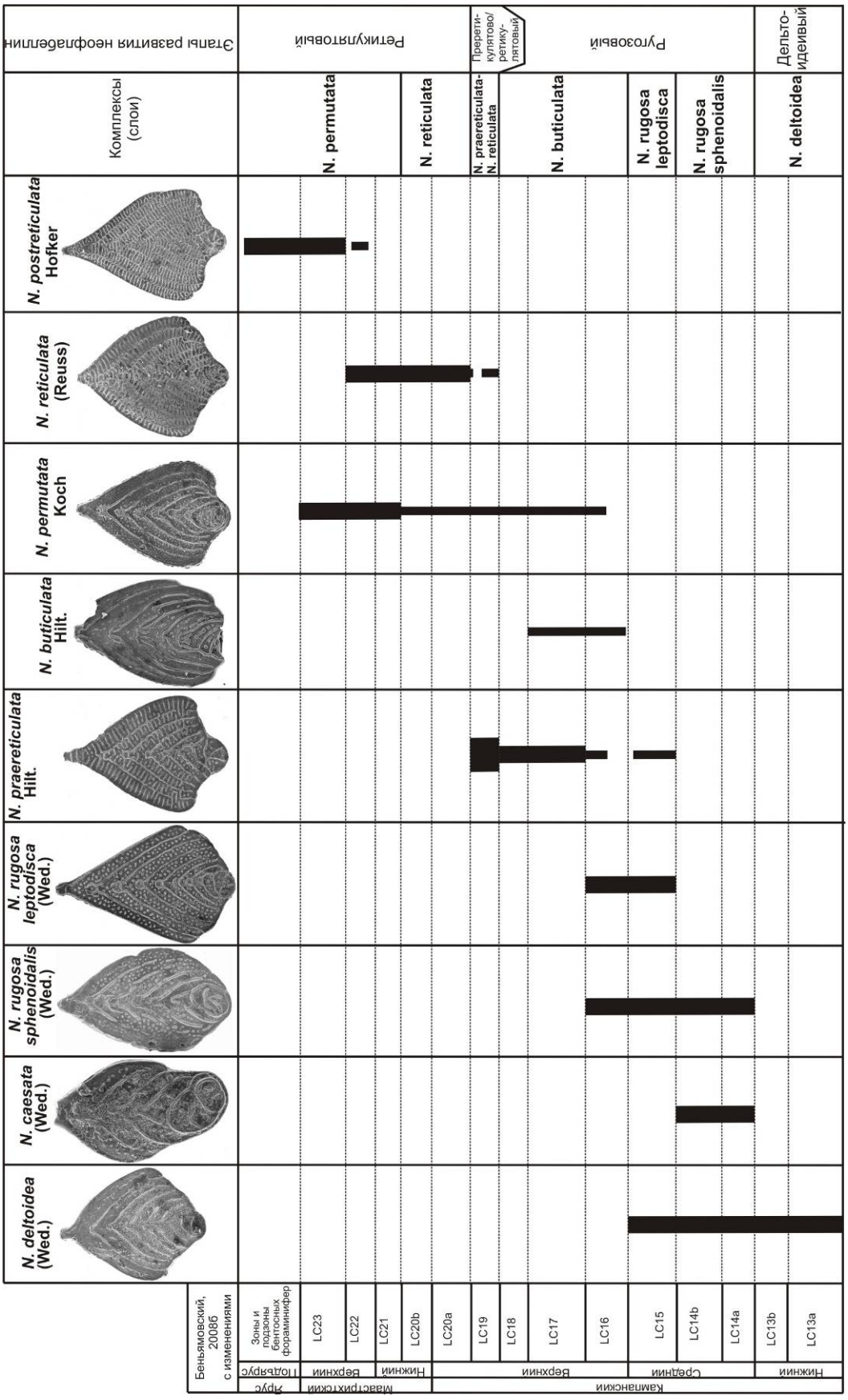


Рис. 2. Комплексы и этапы филогенетического развития *Neoflabellina* в кампане-маастрихте Восточно-Европейской платформы

НОВЫЙ ПЛЕЗИОЗАВР CIMOLIASAURIDAE ИЗ РАННЕГО МЕЛА (ГОТЕРИВ) ЧУВАШИИ ЦЕНТРА РУССКОЙ ПЛАТФОРМЫ

А.Ю. Березин
Чувашское естественно-историческое общество «Terra incognita», Чебоксары, terra3@cbx.ru

NEW PLESIOSAURUS CIMOLIASAURIDAE FROM EARLY CRETACEOUS (HAUTERIV) CHUVASHIYA THE CENTER OF RUSSIAN PLATFORM

A.J. Berezin
The Chuvash is natural-historical society «Terra incognita», Cheboksary, terra3@cbx.ru

В июле 1998 г. экспедицией Естественно-исторического общества *«Terra incognita»* в Чувашии, на берегу р. Меня, в урочище «Абал», у с. Мишуково, был раскопан почти полный скелет плезиозавра (Березин, 2005). На этом месте еще шестью годами раньше В.В. Митта нашел 20 позвонков, которые любезно передал нам (Митта, Стародубцева, 2000). Скелет залегал в толще черных верхнеготеривских глин совместно с *Speetoniceras versicolor* и *Astarte porrecta*.

Осевой скелет представлен позвонками разных отделов: 44 – шейного (в реконструкции 51 позвонок), 3 – грудного, 21 – туловищного, 3 – крестцового, 4 – хвостового отдела (из предположительно 20). Сохранились кости плечевого и тазового поясов, передние и задние конечности. Строение шейных позвонков позволило нам отнести эту находку к семейству Cimoliasauridae. Они имеют округло-трапециевидную форму центров с пропорциями L:H:W = C3-100:92,5:127; C13-100:96:136; C34-100:96:126; C51-100:98:142 и напоминают описания шейных позвонков *Cimoliasaurus magnus* Leidy 1851 (Leidy, 1864).

Мы сравнили строение шейных позвонков плезиозавра из Чувашии с другими хорошо изученными видами по методу О′Кифа, Вахл и Хиллер (O'Keefe, Wahl, 2003; O′Keefe, Hiller, 2006). На первом графике кривая SL показывает относительную скорость изменения длины центров на протяжении всей шеи (рис. 1). Второй график показывает изменения отношения длины центров позвонков к их диаметрам (VLI) (рис. 2).

У Elasmosauridae в начальной части шеи позвонки быстро увеличиваются в длине, во второй половине скорость удлинения замедляется, и ближе к основанию позвонки становятся заметно короче (рис. 1: 1-5). На втором графике кривые еласмозаврид указывают на относительно длинные позвонки в средней части и более короткие – в начале и в основании шеи (рис. 2: 2-10). Строение шеи таково, что удлиненные позвонки центров усилены с боков продольными валиками, а зигапофизы расположены низко, поэтому позвонки соединялись очень подвижно. Дополнительную прочность придавали высокие и широкие остистые отростки, которые соприкасались между собой в шее (рис. 2, фиг. а). Высокие остистые отростки, значительно большие высоты центров, соединялись мощными дорсальными мышцами, которые увеличивали упругость и гибкость шеи. Такое строение шеи подтверждает предположения, что еласмозавриды могли охо-

титься из засады, быстро и внезапно для жертвы выбрасывая голову вверх или в сторону, наподобие хлыста, за счет длинной и гибкой шеи.

У видов Cryptoclididae кривая SL показывает, что длина центров равномерно увеличивается к середине шеи, приобретая большую гибкость в средней ее части, а во второй половине – постепенно уменьшается, что связано с увеличением прочности шеи ближе к основанию (рис. 1: 6-7). На втором графике одинаковые кривые у *Muraenosaurus* и *Plesiosaurus* (рис. 2: 1, 11), у которых относительная длина позвонков возрастает от основания шеи, но во второй половине почти не меняется и незначительно уменьшается ближе к голове. Таким образом, одинаковая подвижность шеи сохраняется от ее середины до самой головы. Строение позвонков Cryptoclididae отличается от Elasmosauridae, они заметно короче, зигапофизы отдалены от центров, что делает соединение позвонков прочным и подвижным (рис. 2, фиг. б). Верхние остистые отростки пропорционально равны высоте центров с хорошо развитыми дорсальными мышцами шеи. Вероятно, такое строение шеи имели менее специализированные плезиозавры, хорошо плавающие и питающиеся разнообразными морскими организмами – наподобие современных морских котиков.

У Policotylidae (*Dolichorhynchops*) – короткая шея. Кривая SL выглядит прямой, но у основания позвонки удлиняются, шейные центры – короткие (рис. 1: 8). Вероятно, они охотились, как пингвины, хватая рыбу на большой скорости.

У цимолиазаврида из Чувашии шея длинная, но на графиках кривые SL и VLI выглядят почти прямыми (рис. 1: 11; 2: 12). Прямая линия SL наблюдается у *Tricleidus* (рис. 1: 10), у которого позвонки шеи достаточно быстро и равномерно удлиняются от головы к ее основанию (рис. 1: 11). Относительная длина центров почти не меняется (рис. 2: 12). Значения VLI шейных позвонков не превышают 100%, что является характерным признаком Cimoliasauridae, когда длина центров меньше ширины и обычно равна высоте. Поэтому шея Cimoliasauridae с большим числом позвонков будет не такой длинной, как у еласмозавров. У молодых особей Elasmosauridae и Cryptoclididae, так же как у Cimoliasauridae, VLI шейных центров не превышает 100%-ю величину. Дифференциация позвонков в разных частях шеи происходит в процессе онтогенеза, при этом шея плезиозавров значительно удлиняется. Плезиозавр из Чувашии – взрослая особь и его позвонки полностью сформированы, невральные арки и ребра хорошо, без видимых швов, приросли к телам позвонков и закостенели.

Шейные центры цимолиазаврида из Чувашии относительно широкие, поэтому их соединение малоподвижное, но прочное. Неподвижность шеи усиливается необычным строением позвонков. Передние зигапофизы слились в удлиненный глубокий желобок. Задние зигапофизы образовали округлый стержень. Зигапофизы расположены высоко над центрами и соединяются между собой наподобие втульчатого соединения, скрепляя позвонки прочно и почти неподвижно (рис. 2, в). Невысокие остистые отростки показывают на слабо развитые дорсальные мышцы шеи. Подобное строение позвонков известно только у *Mauisaurus haasti* Hector, 1874, представителя Elasmosauridae из Новой Зеландии (рис. 2, фиг. г). На месте желудка этого плезиозавра были найдены раковины донных моллюсков, что послужило предположением, что они питались, подбирая пищу со дна моря за счет длинной неподвижной шеи.

Другие представители Cimoliasauridae изучены в основном по краниальным признакам. Наиболее ярким представителем *Cimoliasauridae* рассматривается необычно высокий и крупный череп плезиозавра из маастрихта Новой Зеландии *Kaiwhekea katiki* Cruickshank et Fordyce, 2002. У *Kaiwhekea* широкие глазничные отверстия, располагающиеся близко к концу морды, делающие зрение бинокулярным. Большие теменные отверстия указывают на мощные, быстродействующие мышцы челюсти. Зубы тонкие, маленькие и однородные, по форме пригодные для питания мягкотелой добычей. Шея длинная и, вероятно, не особенно гибкая. Возможно, плезиозавр кормился на глубине, где большие глаза были преимуществом (Cruickshank, Fordyce, 2002).

В строении аксиального скелета цимолиазавра из Чувашии наблюдаются необычные признаки. В плечевом поясе лопатки не образуют симфизного соединения по медиальной линии, а их дорсальные ветви оттянуты вперед, увеличивая размах ласт (свойство ныряльщиков). Передние конечности, подиальные и проподиальные кости значительно массивнее и больше задних. Диафизы костей утолщены, а костная ткань уплотнена. Реконструкция поясов и грудной клетки показывает на широкое сжатое дорсовентрально тело. Это подтверждает вывод о возможности погружения цимолиазавра из Чувашии на большие глубины, где он, вероятно, так же как *Kaiwhekea*, питался мягкотелыми организмами, захватывая их пастью, как сачком, при помощи длинной и малоподвижной, как древко, шеи.

Сравнительные графики (SL и VLI) могут служить для идентификации неполных находок. Однако они показывают, что отдельные позвонки или позвонки только одной части шеи не могут быть определены даже до уровня семейства. Эти графики также дают возможность представить образ жизни плезиозавров в связи с функциональностью их шеи, одной из самых показательных частей тела для этой группы. Хорошо сохранившийся посткраниальный скелет цимолиазавра из Чувашии позволяет описать новый род и вид первого нижнемелового *Cimoliasauridae* из России.

Литература

Березин А.Ю. 2005. История, события, научные открытия // Труды Естественно-исторического общества «Terra incognita». Чебоксары. Т. 1. 156 с.

Митта В.В., Стародубцева И.А. 2000. Щировский и изучение мезозоя алатырско-курмышского края (Среднее Поволжье) // Vernadsky Mus. Novit. № 5. 20 с.

Cruickshank A.R.I., Fordyce R.E. 2002. A new marine reptile (Sauropterygia) from New Zealand: further evidence for a Late Cretaceous Austral radiation of cryptoclidid plesiosaurs // Palaeontology. № 45 (3). P. 557-575.

O'Keefe F.R., Hiller N. 2006. Morphologic and ontogenetic patterns in elasmosaur neck length, with comments on the taxonomic utility of neck length variables // Paludicola (Nicholls Memorial Volume). Vol. 5, № 4. P. 206-229.

O′Keefe F.R., Wahl Jr.W. 2003. Preliminary report on the osteology and relationships of a new aberrant cryptocleidoid plesiosaur from the Sundance Formation, Wyoming // Paludicola. Vol. 4, № 2. P. 48-68.

Leidy J. 1864. Cretaceous Reptiles of the United states // Smithsonian Contributions to Knowledge. Vol. 192. P. 1-135.

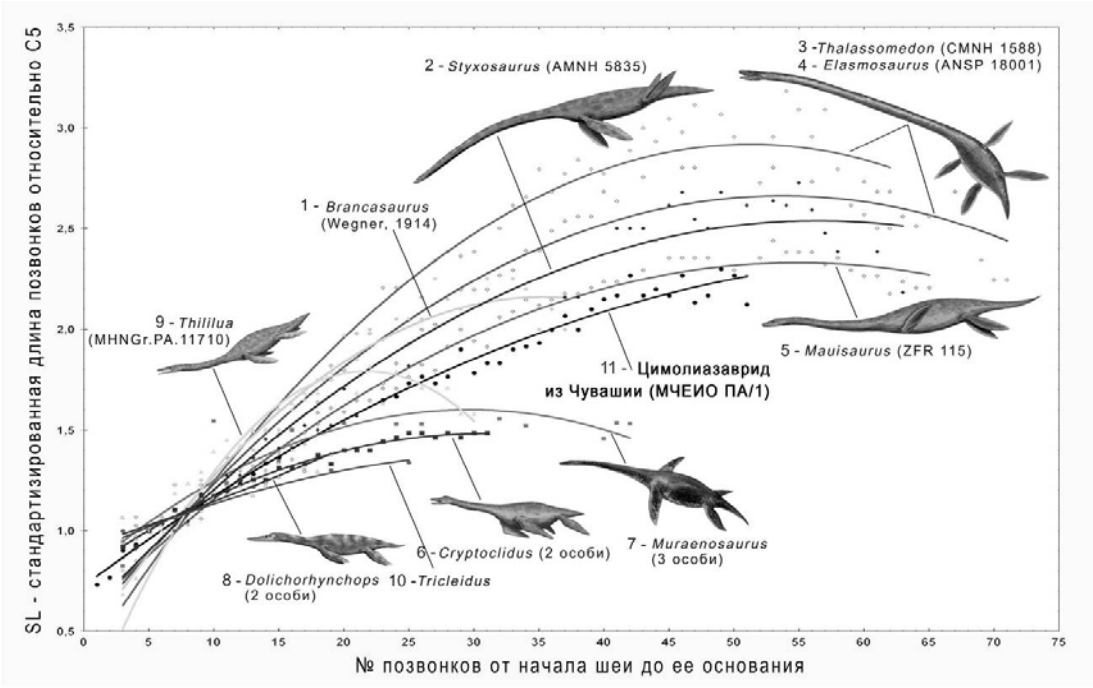


Рис. 1. График SL – стандартизированная длина шейных позвонков относительно 5 позвонка (С5) для разных плезиозавров: 1-5 – Elasmosauridae, 6-7 – Cryptoclididae, 8-9 – Policotilidae,10 – Tricleidia, 11 – Cimoliasauridae (O′Keefe, Wahl, 2003; O′Keefe, Hiller, 2006)

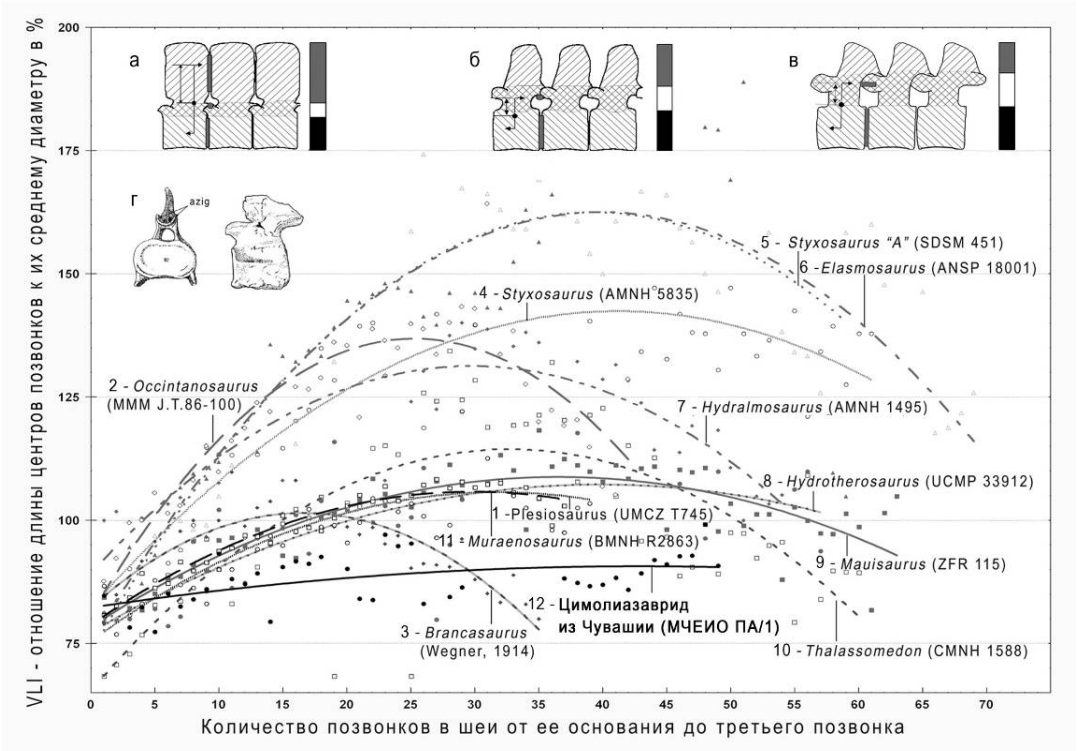


Рис. 2. График VLI – отношения длины центров позвонков к их среднему диаметру для разных плезиозавров: 1 – Plesiosauridae, 2-10 – Elasmosauridae, 11 – Cryptoclididae, 12 – Cimoliasauridae; а-г – строение разных типов позвонков: а – еласмозавра, б – муренозавра, в – цимолиазаврида из Чувашии, г – позвонок Mauisaurus. По материалам: (O′Keefe, Wahl, 2003; O′Keefe, Hiller, 2006) и информации (Forrest, Richard, 2002; M-types, E-types and stiff necks; SVPCA Poster)

К ВОПРОСУ О КРАСПЕДИТАХ (CRASPEDITIDAE) СО СГЛАЖЕННОЙ ПОЛОСОЙ НА ВЕНТРАЛЬНОЙ СТОРОНЕ РАКОВИНЫ

А.Ю. Березин
Чувашское естественно-историческое общество «Terra incognita», Чебоксары, terra3@cbx.ru

TO A QUESTION ABOUT CRASPEDITIDAE WITH MEDIAN SMOOTH BAND ON OUTER WHORL

A.J. Berezin
The Chuvash is natural-historical society «Terra incognita», Cheboksary, terra3@cbx.ru

В истории изучения *Craspedites* Pavlow исследователи не раз делили этот род на две группы по признакам наличия ребер или их сглаженности на умбональной или вентральной сторонах. В.И. Бодылевский описал новый род *Taimyroceras* Bodylevsky со сглаженной вентральной полосой, который Н.И. Шульгина рассмотрела в ранге подрода *Craspedites* (Шульгина, 1969). Позднее она разделила *Craspedites* на два подрода: *Craspedites* s. str. со сглаженной скульптурой и новый подрод *Vitaliites* Schulgina с хорошо развитыми ребрами (Шульгина, 1985). И.Г. Сазонова род *Craspedites* разделила на два подрода. В подроде *Craspedites* оставила виды с умбональными ребрами. В новый подрод *Mosquites* I. Sasonova включила аммониты со глаженным убмональным краем. Род *Taimyroceras* она считала самостоятельным. А.Ю. Березин описал новый род *Chuvacshites* Berezin, который отличается от *Craspedites* сглаженной полосой на вентральной стороне и иной скульптурой от *Taimyroceras* (Березин, 2008).

Подробно проблему таксономии *Craspedites* рассмотрела Н.И. Шульгина (1969). На факт отличия *Ammonites okensis* d'Orb. (d'Orbigny, 1845. Pl. XXXIV, fig. 13-17) от ярославских и симбирских *C. okensis* указывали многие исследователи верхневолжских аммонитов и в первую очередь С.Н. Никитин. Он писал: «*Все многочисленные экземпляры, как ярославские, так и симбирские, этого вида несколько менее вздуты, чем изображенные у d'Orbigny, только представленный на фиг. 58 разрез большого экземпляра в некоторой части своих оборотов приближается к рисунку d'Orbigny. Но ввиду решительно всех признаков, общих тем многочисленным экземплярам, которые я наблюдал, и форме, описываемой d'Orbigny под названием Am. okensis, ввиду полнейшего отсутствия в русской юре какой-либо другой формы, близкой к рисунку d'Orbigny, я отождествляю описываемую форму с изображением d'Orbigny*» (Никитин, 1881. С. 112). С этого момента началась серьезная путаница с лектотипом *A. okensis* d'Orb. и типовым видом *Craspedites*. Первые исследователи краспедитов также не усмотрели существенной разницы в описании *A. okensis* у д'Орбиньи и *Perisphinctes okensis* у С.Н. Никитина, принимая за лектотип изображение д'Орбиньи. Позже С.Н. Никитин вынужден был уточнить, что меньший экземпляр *A. okensis* (фиг. 13, 14) не достаточно сильно сжат с боков, поэтому отличается от изображения большого (фиг. 15, 16) и от аммонитов *Olcostephanus okensis* из его работы, предложив отнести его к *O. nodiger* (Никитин, 1884).

К концу XIX в. на Русской платформе были описаны разнообразные виды *Olcostephanus*. Это позволило А.П. Павлову описать новый род *Craspedites* с типовым видом *C. subditus* Trautschold: «*Olcostephani du groupe subditus*» (Pavlow, Lamplugh, 1892. P. 116-118). Дувийе (Douville, 1911) не обратил внимания на этот факт и лишь заметил список видов, приведенный А.П. Павловым в качестве примера новой группы, где первым в списке стоял *C. okensis*. В результате Дувийе ошибочно определил *A. okensis* типовым видом *Craspedites*. Добавили путаницу опубликованные Дувийе фотографии д'Орбиньи с вероятными, по его мнению, изображениями утерянных образцов *A. okensis*. Но он отметил, что маленький образец у д'Орбиньи нарисован неточно, так как на фотографии хорошо видны пупковые ребра, отсутствующие на рисунке, и предложил убрать его из синонимии *C. okensis*, а большой образец оставил лектотипом (Douvillé, 1911). В результате фотография большого аммонита вошла в сводный том Аркелла в качестве изображения типового вида *Craspedites* (Arkell, 1957). В отечественной литературе был принят приоритет А.П. Павлова, и типовым видом *Craspedites* рассматривался *A. subditus* Trautschold (Основы палеонтологии, 1958. С. 92).

С решением Дувийе согласились не все. Фреболд отметил, что аммониты *P. okensis*, изображенные С.Н. Никитиным (1881. Табл. XI, фиг. 57-59), отличаются от *A. okensis* у д'Орбиньи формой раковины. Также он подверг сомнению, что изображения маленького и большого образцов *A. okensis* относятся к разным видам (Frebold, 1930. P. 8). Ю.А. Елецкий впервые обратил внимание на важное наблюдение д'Орбиньи (d'Orbigny, 1845. P. 436), что у *A. okensis* ребра почти стерты на средней линии вентральной стороны, тогда как у *P. okensis* вентральная часть раковин покрыта толстыми и круглыми ребрами. Он видел решение этой проблемы только в переизучении оригинальных экземпляров д'Орбиньи и С.Н. Никитина, а так как Дувийе привел *A. okensis* лектотипом, то и в необходимости отказаться от включения *P. okensis*, изображенных С.Н. Никитиным, в синонимию этой разновидности (Jeletzky, 1966).

Однако в сводке по краспедитам Русской платформы А.П. Герасимова аммониты, изображенные д'Орбиньи, вновь отнесены к разным видам. Большой экземпляр *A. okensis* определен лектотипом с синонимией *P. okensis*, а маленький образец – включен в синонимию *C. nodiger* (Герасимов, 1969).

Хаканссон и др. описывают аммонит *C.* (*C.* s. str.) cf. *okensis* из Гренландии, похожий на изображенные д'Орбиньи. Этот аммонит также имеет сглаженную полосу ребер на вентральной стороне, и вслед за предложением Ю.А. Елецкого вид *C.* cf. *okensis* авторы рассматривают как переходную форму к *Taimyroceras* (Hakansson et al., 1981).

А.Ю. Березиным описан новый род аммонитов *Chuvaschites* Berezin со сглаженной полосой ребер на вентральной стороне и сглаженностью ребер в умбональной части раковины (Березин, 2008). Представители *Chuvaschites* схожи с аммонитами, изображенными у д'Орбиньи, и относятся к одной группе. Схожесть прослеживается на разных стадиях онтогенеза (Березин, 2009).

Во избежание дальнейшей путаницы в отечественной и зарубежной литературе следует сделать выводы:

1. А.П. Павлов описал *Craspedites* с типовым видом *C. subditus* (Pavlov, Lamplugh, 1892). Дувийе ошибочно привел *A. okensis* в качестве типа *Craspedites* (Douville, 1911). Согласно Кодексу приоритет нужно оставить за А.П. Павловым.

2. Экземпляры *A. okensis*, изображенные у д'Орбиньи, как маленький (фиг. 13, 14), так и большой (фиг. 15, 16), относятся к одному виду.

3. Ярославские и симбирские экземпляры *P. okensis*, описанные С.Н. Никитиным, отличаются от *A. okensis*, изображенных у д'Орбиньи, что отмечают многие исследователи (Никитин, 1881; Никитин, 1884; Frebold, 1930; Jeletzky, 1966; Шульгина, 1969). Их нужно признать разными видами.

4. Аммониты *A. okensis*, изображенные у д'Орбиньи, вероятно, нужно отнести к новому роду *Chuvaschites* Berezin, 2008.

5. Аммониты *P. okensis*, описанные С.Н. Никитиным, следует рассматривать с точки зрения номенклатуры как новый вид *Craspedites okensis* Nikitin, 1881. Так как экземпляры, изображенные С.Н. Никитиным, утеряны, то в качестве лектотипа этого вида можно принять один их 4-х сохранившихся экземпляров из коллекции С.Н. Никитина № 115-118/1369, обнаруженных Н.И. Шульгиной в Центральном геологическом музее им. Ф.Н. Чернышова (Шульгина, 1969).

В заключение отметим, что аммониты со сглаженной полосой ребер на вентральной стороне раковины распространены в Арктическом поясе в верхневолжских отложениях зон Okensis и Taimyrense и на Русской платформе в зоне Nodiger. Вероятно, все эти аммониты филогенетически связаны между собой и имеют общее арктическое происхождение (рис.).

Литература

Березин А.Ю. 2008. Новые аммониты, близкие с сибирскими Taimyroceras, из пограничных отложений юры и мела центра Русской платформы // Меловая система России и ближнего зарубежья: проблемы стратиграфии и палеогеографии: материалы IV Всерос. совещания. Новосибирск. С. 38-41.

Березин А.Ю. 2009. Аммониты пограничных слоев волжского и рязанского ярусов бассейна Суры // Современные проблемы изучения головоногих моллюсков. Морфология, систематика, эволюция, экология и биостратиграфия (Москва, 2-4 апреля 2009 г.). М.: ПИН РАН. С. 121-123.

Герасимов П.А. 1969. Верхний подъярус волжского яруса центральной части Русской платформы. М.: Наука. 144 с.

Ершова Е.С. 1969. Новые находки поздневолжских аммонитов на Западном Шпицбергене // Уч. зап. НИИГА. Вып. 26. С. 52-67.

Никитин С.Н. 1881. Юрские образования между Рыбинском, Мологою и Мышкиным // Матер. для геол. России. СПб. Т. X. С. 312-314.

Основы палеонтологии. 1958. Моллюски-головоногие. 2. Аммоноидеи (цератиты и аммониты). Внутреннераковинные. М.: Госгеолтехиздат. 359 с.

Сазонова И.Г. 1971. Берриасские и нижневаланжинские аммониты Русской платформы // Берриас Русской платформы. М.: ВНИГНИ. С. 3-110.

Шульгина Н.И. 1969. Волжские аммониты // Опорный разрез верхнеюрских отложений бассейна р. Хеты (Хатангская впадина). Л.: Наука. С. 125-162.

Douvillé R. 1911. Ammonites okensis // Palaeontologia Universalis. №. 212.

Frebold H. 1930. Verbreitung und Ausbildung des Mosozoikums in Spitsbergen // Skrift. om Svalbard og Ishavet. № 31. 127 p.

Håkansson E., Birkelund T., Piasecki S. et al. 1981. Jurassic-Cretaceous boundary strata of the extreme Arctic (Peare Land, North Greenland) // Bull. Geol. Soc. Denmark. Vol. 30. P. 11-42.

Jeletzky J.A. 1966. Upper Volgian (Latest Jurassic) ammonites and buchias of Arctic Canada // Bull. Geol. Surv. Canada. № 128. 51 p.

Orbigny A. d`. 1845. Paleontologie de la Russia // Geologie de la Russia d`Europe et des montagnes de l`Oural. Vol. II. Paris-Londre. P. 436, pl. XXXIV.

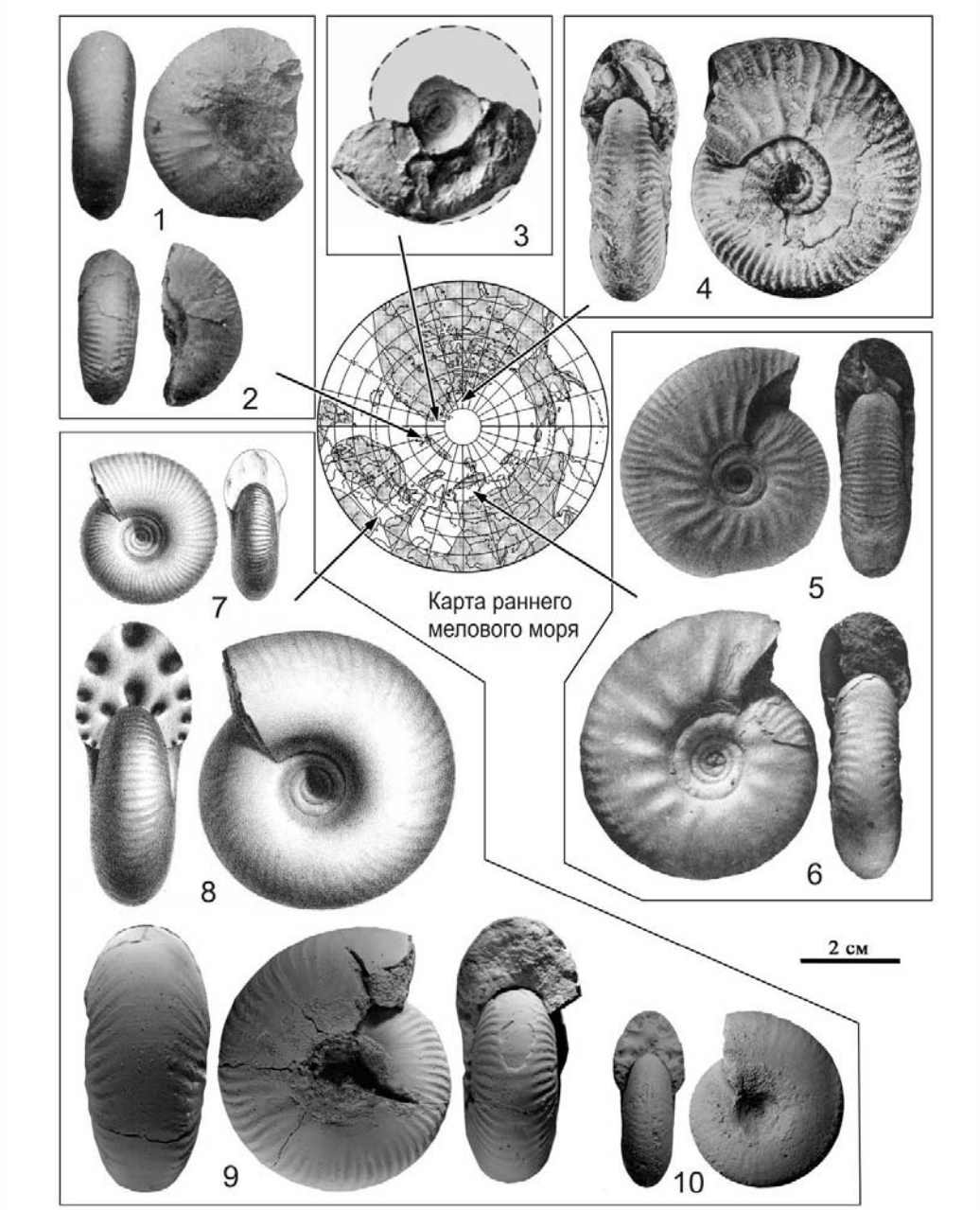


Рис. Нижнемеловые аммониты со сглаженной полосой ребер на вентральной стороне раковины. С территорий Арктики: 1 – *Craspedites* (*C.*) *bodylevski*, 2 – *C.* (*T.*) *agardensis* из Западного Шпицбергена (Ершова, 1969); 3 – *C.* (*C.* s. str.) cf. *okensis* из Гренландии (Hacansson et al., 1981); 4 – *C.* (*T.*) *canadensis* из Арктической Канады (Jeletzky, 1965); 5 – *Taimyroceras taimyrense*, 6 – *C.* (*C.*) *pseudonodiger* из Таймыра (Шульгина, 1969). С Русской платформы: 7-8 – *Ammonites okensis* (d′Orbigny, 1845, табл. XXXIV), 9 – *Chuvaschites sasonovi*, 10 – *Ch.* sp. (aff. *Ammonites okensis* d′Orb.) из Центральной части (Березин, 2008; Березин, 2009)

БРЮХОНОГИЕ МОЛЛЮСКИ ИЗ БАРРЕМСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ УЛЬЯНОВСКОГО ПОВОЛЖЬЯ И ИХ СТРАТИГРАФИЧЕСКОЕ ЗНАЧЕНИЕ

И.В. Благовещенский, И.А. Шумилкин
Ульяновский государственный университет, Ульяновск, globularia@mail.ru

GASTROPOD MOLLUSKS FROM THE BARREMIAN DEPOSITS OF ULYANOVSK (VOLGA REGION) AND THEIR STRATIGRAPHIC SIGNIFICANCE

I.V. Blagovetshenskiy, I.A. Shumilkin
Ulyanovsk State University, Ulyanovsk, globularia@mail.ru

Брюхоногие моллюски из нижнего мела Ульяновского Поволжья к настоящему моменту остаются не достаточно изученными. В первую очередь это касается гастропод из барремских отложений, сведения о которых в литературе практически отсутствуют. Некоторые данные о гастроподах баррема известны лишь для сопредельного региона – Саратовской области (Синцов, 1880, 1888; Пчелинцев, 1926; Иванова, 1959; Sinzow, 1909). В последние годы авторами получены новые сведения по таксономическому составу и стратиграфическому распространению брюхоногих моллюсков в барремских отложениях Ульяновского Поволжья. В настоящей работе приводятся предварительные результаты проведенного исследования.

Всего авторами выявлено более 30 форм гастропод, по-видимому, относящихся к разным видам. После обработки всего собранного материала их предполагаемое количество составит не менее 50. Почти все выявленные формы оставлены в открытой номенклатуре, при этом большинство из них определены до рода. В настоящее время готовится публикация, в которой ряд форм будут описаны как новые виды.

Общая мощность барремских отложений в пределах Ульяновского Поволжья, по данным авторов, составляет 31 м (рис.). Брюхоногие моллюски (как и фауна в целом) распределены по разрезу неравномерно: слои, богатые фауной, чередуются с «немыми» слоями. Большинство видов являются специфичными для того или иного комплекса или для двух (трех) ближайших комплексов, но некоторые виды проходят «транзитом» по всему разрезу баррема и заходят в основание нижнего апта, например *Trilemma kremenkensis* sp. nov. Всего в барремских и пограничных аптских отложениях выявлено пять комплексов гастропод.

Первый комплекс (рис.) приурочен к слабо-песчанистым глинам верхней части зоны Praeoxyteuthis jasikofiana (слой бр-6). Специфичными для данного комплекса являются: *Sulcoactaeon* sp. 1, *Sulcoactaeon* sp. 2, *Tornatellaea* sp.1, *Oligoptycha* sp. Первые три вида являются доминантами комплекса. *Gibboscala* sp. и “Proso. 1” помимо данного комплекса встречаются и в двух вышележащих комплексах. *Trilemma kremenkensis* встречается как в этом, так и в вышележащих комплексах и, как правило, является доминирующим видом.

Второй комплекс характерен для слабо-песчанистых глин в основании зоны Praeoxyteuthis pugio (слой бр-8). Для него специфичными являются *Sulcoactaeon* sp. 3, *Sulcoactaeon* sp. 4, *Tornatellaea* sp. 2, *Tornatellaea* sp. 3. Первые два вида, кроме того, доминируют в комплексе. Также встречаются *Gibboscala* sp. и *Trilemma* kremenkensis.

Третий комплекс приурочен к песчанистым глинам с линзами алевритов в основании зоны Oxyteuthis lahuseni (слой бр-10). К специфичным и массовым видам комплекса относятся: *Avellana hauteriviensis* Golovinova et Guzhov, 2009, *Sulcoactaeon* sp. 5, *Sulcoactaeon* sp. 6, *Sulcoactaeon* sp. 7, *Tornatellaea* sp. 4, *Tornatellaea* sp. 5, "Ophistho 1". Единично встречены *Palaeorissoina* sp 1, *Cylindrobullina* sp., также характерные для этого комплекса. Массово продолжает встречаться *Trilemma kremenkensis* и изредка *Gibboscala* sp. и "Proso 1".

Следует пояснить, что описанная М.А. Головиновой и А.В. Гужовым (2009) *Avellana hauteriviensis* из коллекции П.А. Герасимова получила видовое название по её приуроченности, как считалось, к верхнему готериву, зоне Speetoniceras versicolor в районе г. Ульяновска. Оценка возраста этого вида как готеривский явно ошибочна. Многолетними исследованиями авторов (1985-2009 гг.) готеривских и барремских отложений Ульяновского Поволжья установлено полное отсутствие этой формы в готеривских отложениях и её достаточно массовое распространение в барремских отложениях, причем только в одном слое (бр-10). Ошибка в оценке возраста может быть объяснена объективными причинами. В 1951 г., когда П.А. Герасимов собрал эту форму, отложения верхней части зоны Speetoniceras versicolor действительно могли выходить на дневную поверхность в районе г. Ульяновска (сейчас они находятся ниже уровня Куйбышевского водохранилища). Как известно, руководящим видом зоны Speetoniceras versicolor является *Astarte porrecta*. При этом, как установлено более поздними исследованиями авторов, в барремских отложениях г. Ульяновска встречается (слой бр-8) двустворка, очень похожая на *Astarte porrecta*. В условиях сильной нарушенности разрезов оползневыми процессами эти обстоятельства и могли привести к ошибке в оценке возраста *Avellana*. Ввиду того что название вида вводит в заблуждение относительно его возраста, ему целесообразно дать новое название. Один из возможных вариантов – *Avellana gerasimovi nom*. nov.

Четвертый и пятый комплексы гастропод приурочены к слабо-песчанистым глинам и, строго говоря, относятся уже к основанию нижнего апта. Граница между барремом и аптом на рис. проведена на уровне А0.1 и соответствует подошве палеомагнитной зоны М0. Положение последней было установлено путём сопоставления стратиграфических колонок авторов и Е.Ю. Барабошкина (Baraboshkin, Mutterlose, 2004), который ранее изучал эти же разрезы у с. Кремёнки. Следует подчеркнуть, что в интервале БР16 – А3 не обнаружены зональные виды ни баррема ни апта, изредка встречаются представители рода *Dentalium* и слои с гастроподами.

Специфичным и массовым видом четвертого комплекса (слой а-0.5) является *Tornatellaea sp*. 6. Продолжает массово встречаться *Trilemma kremenkensis*.

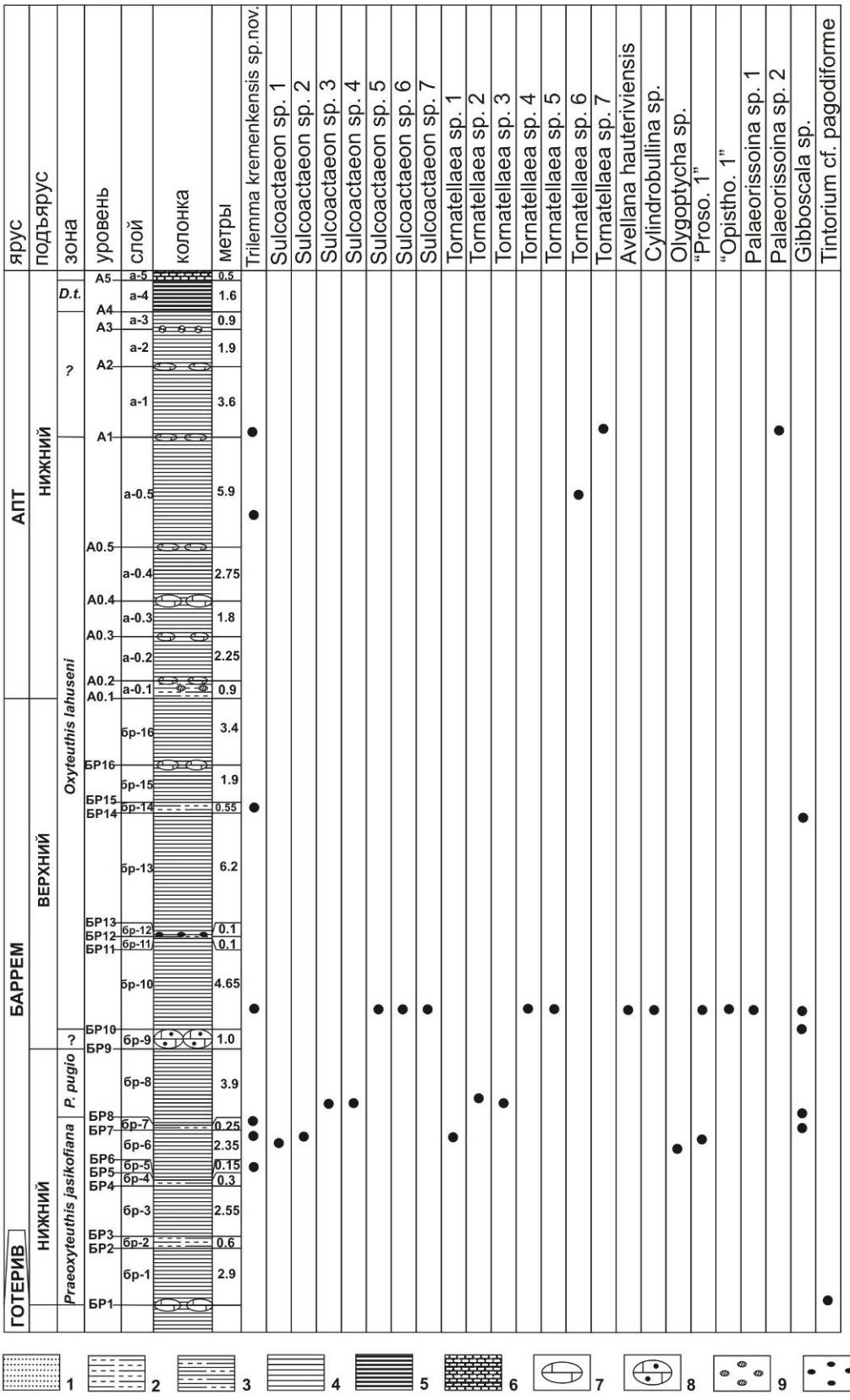


Рис. Распространение брюхоногих моллюсков в барремских и пограничных аптских отложениях Ульяновского Поволжья: 1 – пески; 2 – алевриты глинистые; 3 – переслаивание алевритов и глин; 4 – глины; 5 – глины сланцеватые; 6 – глинистые известняки (аптская плита); 7 – конкреции известняка; 8 – конкреции алевритовые; 9 – стяжения сульфидов; 10 – фосфориты; 11 – находки фауны гастропод

Для пятого комплекса (основание слоя а-1) характерна *Tornatellaea* sp. 7, по морфологии близкая *Tornatellaea* sp. 6 и барремским видам рода *Tornatellaea*. Встречающийся выше по разрезу апта (за пределами схемы рис.) в зоне Deshayesites volgensis вид *Tornatellaea* резко отличается по морфологии от более ранних видов этого рода и специфичен именно для нижнего апта. Однако самым массовым видом комплекса является *Palaeorissoina* sp. 2. Род *Palaeorissoina* в целом характерен для нижнего апта Ульяновского Поволжья (выше по разрезу в зоне Deshayesites volgensis появляется *Palaeorissoina sokolvensis* Golovinova et Guzhov, 2009, являющаяся здесь одним из наиболее массовых видов). Также в пятом комплексе распространена *Trilemma kremenkensis*, здесь же находится и граница её исчезновения.

Таким образом, резкая смена комплексов гастропод с «барремского» на «аптский» происходит на уровне А1, где начинается массовое распространение представителей рода *Palaeorissoina*, исчезают барремские виды рода *Tornatellaea* и характерный барремский вид *Trilemma kremenkensis*. Этот уровень находится заметно выше палеомагнитной границы барремского и аптского ярусов. Комплексы гастропод можно рассматривать как вспомогательные биостратиграфические подразделения, особенно в тех случаях, когда отсутствуют находки зональных видов.

Литература

Головинова М.А., Гужов А.В. 2009. Раннемеловые гастроподы Среднего и Нижнего Поволжья из коллекции П.А. Герасимова // Палеонтол. журн. № 5. С. 31-36.

Иванова А.Н. 1959. Двустворчатые, брюхоногие и белемниты юрских и меловых отложений Саратовского Поволжья // Стратиграфия и фауна юрских и меловых отложений Саратовского Поволжья: Тр. Всесоюз. нефт. науч.-исслед. геологоразвед. ин-та. Вып. 137. С. 267-459.

Пчелинцев В.Ф. 1926. Брюхоногие альбского яруса Соколовой горы у Саратова // Изв. Геол. ком. Т. 45, № 9. С. 991-999.

Синцов И.Ф. 1880. Описание некоторых видов мезозойских окаменелостей из Симбирской и Саратовской губерний // Зап. Новороссийск. о-во естествоиспыт. Одесса. Т. 7. Вып. 1. 12 с.

Синцов И.Ф. 1888. Общая геологическая карта России. Лист 92. Труды Геологического комитета. Саратов – Пенза. Т. 7, № 1. 132 с.

Baraboshkin E. J., Mutterlose J. 2004. Correlation of the Barremian belemnite successions of northwest Europe and the Ulyanovsk – Saratov area (Russian Platform) // Acta Geologica Polonica. Vol. 5, № 4. P. 499-510.

Sinzow I. 1909. Beiträge zur Kenntnis des südrussischen Aptien und Albien // Verh. Russ. – kais. mineral. Ges. St. Petersburg. Ser. 2. T. 47. P. 1-48.

РОД RETOWSKICERAS (NEOCOMITIDAE, AMMONOIDEA) ИЗ БЕРРИАСА ГОРНОГО КРЫМА И ЕГО СТРАТИГРАФИЧЕСКОЕ ЗНАЧЕНИЕ

Т.Н. Богданова[1], В.В. Аркадьев[2]
[1] *Всероссийский геологический институт, Санкт-Петербург, tnbogdanova@list.ru*
[2] *Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург, arkad@GG2686.spb.edu*

GENUS RETOWSKICERAS (NEOCOMITIDAE, AMMONOIDEA) FROM THE BERRIASIAN OF THE MOUNTAINOUS CRIMEA AND ITS STRATIGRAPHIC SIGNIFICANCE

T.N. Bogdanova[1], V.V. Arkadiev[2]
[1] *All Russian Geological Institute, Saint-Petersburg, tnbogdanova@list.ru*
[2] *Saint-Petersburg State University, Saint-Petersburg, arkad@GG2686.spb.edu*

Впервые виды *Perisphinctes andrussowi* и *P. cortazari*, впоследствии отнесенные к роду *Retowskiceras*, были описаны О. Ретовским (Retowski, 1893) из окрестностей г. Феодосия. Значительно позднее виды *R. andrussovi* (Retowski) и *R. retowskyi* Kvantaliani sp. nov. (nomen nudum) были указаны в списках в статье И.В. Кванталиани и Н.И Лысенко (1979) при описании разреза пограничных отложений юры и мела у пос. Южное. Изображения этих же двух видов (без описания) – *R. andrussowi* и *R. retowskyi* Bogdanova sp. nov. (nomen nudum) – были приведены в коллективной статье (Богданова и др., 1984). Вид *retowskyi* (выделенный двумя авторами практически одновременно!) позже был впервые описан и опубликован И.В. Кванталиани (1999), и таким образом закрепился в литературе под фамилией этого исследователя.

Авторами в берриасе Горного Крыма подтверждено присутствие двух видов ретовскицерасов – *R. andrussowi (Retowski)* и *R. retowskyi* Kwantaliani. В настоящее время немногочисленные экземпляры видов этого рода известны лишь в восточной части региона, в окрестностях г. Феодосия. Оба вида найдены в верхней подсвите двуякорной свиты, в так называемых «феодосийских мергелях» на мысе Святого Ильи, у поселков Южное и Наниково (зона jacobi, подзона grandis). Вид *R. retowskyi*, кроме того, обнаружен в глинах вышележащей султановской свиты в Заводской балке (зона occitanica). Первый вид характеризует зону jacobi (подзону grandis), второй – зоны jacobi (подзону grandis) и occitanica (слои с Tirnovella occitanica и Retowskiceras retowskyi). Единственный экземпляр *Retowskiceras retowskyi* из Заводской балки (сборы Т.Н. Богдановой, 1978 г.), к сожалению, утерян. Он был найден в глинах султановской свиты вместе с *Dalmasiceras* sp. По этой причине его находка имела очень большое значение, так как в феодосийском районе на основании, в частности, ретовскицерасов выделены слои с Tirnovella occitanica и Retowskiceras retowskyi в составе зоны occitanica (Аркадьев и др., 2008).

Виды рода *Retowskiceras* давно используются для зонального расчленения берриасских отложений в странах Западной Европы: Юго-Восточной Франции (Mazenot, 1939), Испании (Tavera, 1985), Болгарии (Nikolov, 1982). В Испании Ж. Тавера выделил зону Retowskiceras andrussowi, которую сопоставил с зоной occitanica стандартной шкалы области Тетис. В последнее десятилетие вид R. cf. andrussowi был установлен на Северном Кавказе (Калачева, Сей, 2000), а R. andrussowi – в Марокко (Ettachfini, 2004). Во всех этих регионах ретовскицерасы распространены в узком стратиграфическом интервале – зонах jacobi (верхняя часть) и occitanica средиземноморской шкалы (Reboulet et al., 2009).

Таким образом, ретовскицерасы позволяют надежно выделять и прослеживать зоны jacobi – occitanica в пределах области Тетис (от Испании до Северного Кавказа).

Семейство Neocomitidae Salfeld, 1921
Род *Retowskiceras* Nikolov, 1966

Типовой вид: *Perisphinctes andrussowi* Retowski, 1893, берриас Восточного Крыма.

Диагноз. Дисковидная раковина с широкими, малообъемлющими оборотами. Поперечное сечение прямоугольно-овальное. Скульптура представлена резкими ребрами, делящимися на две-три, реже четыре ветви от одного ряда боковых бугорков. Очень редки виргатитовые и одиночные ребра. Наружная борозда отсутствует.

Видовой состав: *R. andrussowi* (Retowski), *R. retowskyi* Kvantaliani.

Сравнение. От близких родов Protacanthodiscus Spath, 1923, Malbosiceras Grigorieva, 1938 отличается развитием только одного ряда боковых бугорков и отсутствием наружной борозды. От рода Himalayites Uhlig, 1904 отличается прямоугольно-овальным, вытянутым в высоту поперечным сечением оборота.

Замечания. Род *Retowskiceras* выделен Т. Николовым (Nikolov, 1966) на основе крымских аммонитов, описанных О. Ретовским (Retowski, 1893). Т. Николов дал ему следующий диагноз: «Сжатые аммониты с пупком среднего размера. Округленная вентральная сторона, без борозды или полосы. Сильные трехили двухраздельные ребра с хорошо развитыми срединными бугорками». Большинство исследователей признали валидность этого рода (Богданова и др., 1984; Tavera, 1985; Квантaлиани, 1999; Калачева, Сей, 2000). В новом издании американского Treatise, посвященного меловым аммонитам (Wright et al., 1996), род *Retowskiceras* помещен в синонимику рода *Malbosiceras*, правда, со знаком вопроса.

Распространение: Горный Крым, Северный Кавказ, Болгария, Юго-Восточная Франция, Испания, Марокко. Берриас, зоны jacobi (верхняя часть) – occitanica.

Литература

Аркадьев В.В., Богданова Т.Н., Лобачева С.В. и др. 2008. Берриас Горного Крыма: зональное расчленение и корреляция // Стратиграфия. Геол. корреляция. Т. 16, № 4. С. 57-80.

Богданова Т.Н., Лобачева С.В., Прозоровский В.А., Фаворская Т.А. 1984. Берриас Восточного Крыма и граница юры и мела // Пограничные ярусы юрской и меловой систем. М.: Наука. С. 28-35.

Калачева Е.Д., Сей И.И. 2000. Аммониты // Берриас Северного Кавказа (Урухский разрез). СПб.: ВНИГРИ. С. 69-101.

Кванталиани И.В. 1999. Берриасские головоногие моллюски Крыма и Кавказа // Тр. Геол. ин-та АН Грузии. Нов. сер. Вып. 112. 188 с.

Кванталиани И.В., Лысенко Н.И. 1979. К вопросу зонального расчленения берриаса Крыма // Сообщ. АН Груз. ССР. Т. 94, № 3. С. 629-632.

Николов Т.Г. 1960. Амонитна фауна от валанжина в Изотчния Предбалкан // Тр. Геол. ин-та Бълг. Сер. палеонт. № 2. С. 143-206.

Ettachfini M. 2004. Les ammonites Néocomiennes dans l'Atlas atlantique (Maroc) // Biostratigraphie, paleontology, paléobiogéographie et paléoécologie. Strata (Série 2). Vol. 43. Toulouse. 225 p.

Mazenot G. 1939. Les Palaeohoplitidae Tithoniques et Berriasiens du Sud-Est de la France // Mém. Soc. Géol. France. N. sér. Paris. T. 18. Fasc. 1-4. 303 p.

Nikolov T.G. 1966. New genera and subgenera of ammonites of family Berriasellidae // C.R. Acad. Bulg. Sci. Vol. 19, № 7. P. 639-642.

Nikolov T.G. 1982. Les ammonites de la famille Berriasellidae Spath, 1922. Tithonique superieur - Berriasien. Sofia. 251 p.

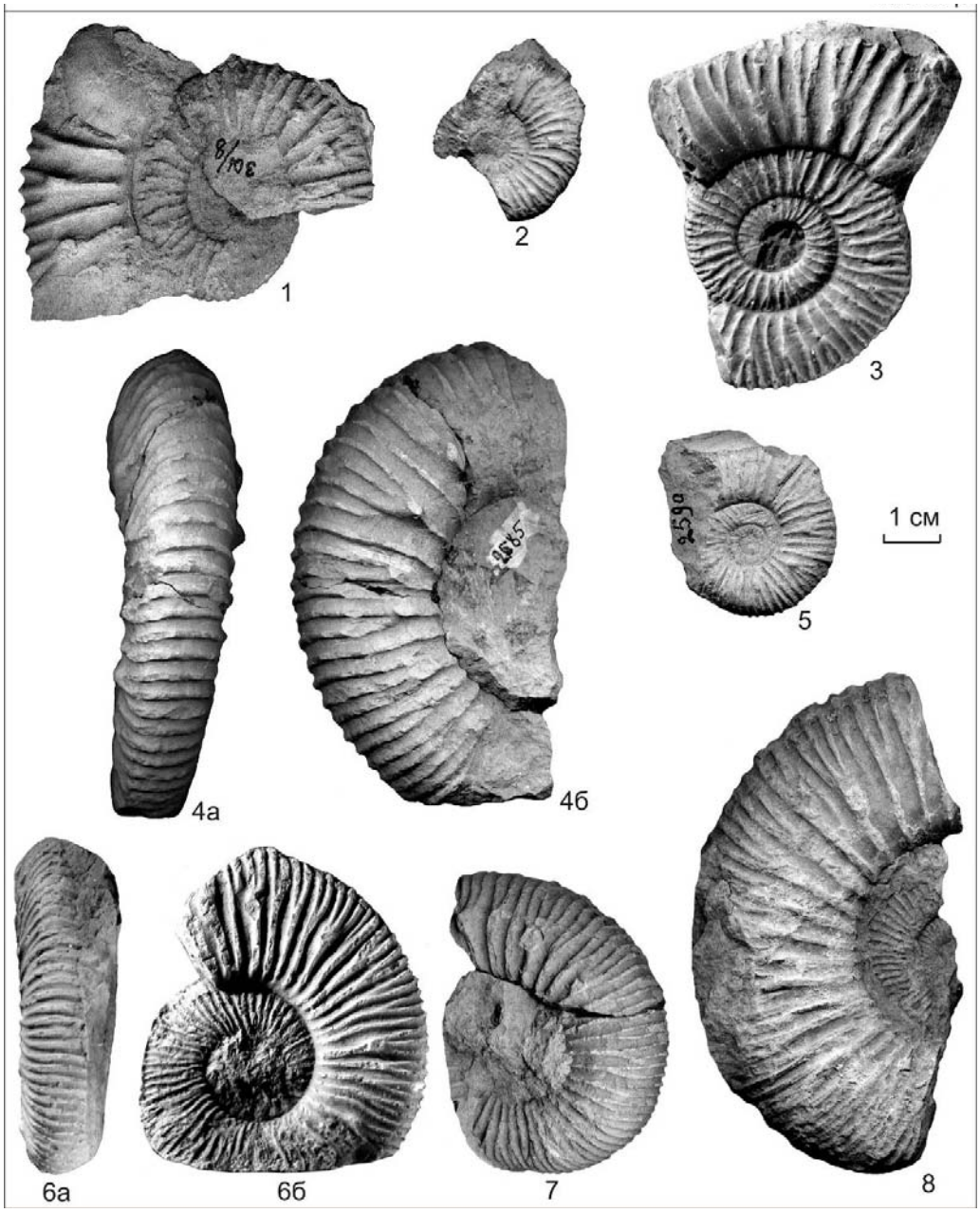
Reboulet S., Klein J., Barragan R. et al. 2009. Report on the 3rd international meeting of the IUGS lower Cretaceous ammonite working group, the "Kilian Group" (Vienna, Austria, 15th April 2008) // Cretaceous Res. Vol. 30. P. 496-502.

Retowski O. 1893. Die tithonischen Ablagerungen von Theodosia // Bull. Soc. Natur. Mosc. N. sér. Vol. 7, № 2-3. P. 1-95.

Tavera J.M. 1985. Los ammonites del tithonico superior – berriasense de la zona Subbetica (Cordilleras Beticas). Granada. 381 p.

Wright C.W., Calloman J.H., Howarth M.K. 1996. Treatise on Invertebrate Paleontology. Part L. Mollusca 4. Revised. Volume 4: Cretaceous Ammonoidea // Geol. Soc. of America, Inc. and Univ. of Kansas. Boulder, Colorado, and Lawrence, Kansas. 362 p.

Таблица



Объяснение к таблице

Фиг. 1-5 – *Retowskiceras retowskyi* Kvantaliani; 1 – экз. № 8/13209 сбоку, Феодосия, мыс Святого Ильи, зона jacobi, подзона grandis; сборы Т.Н. Богдановой; 2 – экз. № 11/13209 сбоку, местонахождение и возраст те же; сборы В.В. Друщица; 3 – экз. № 12/13209 сбоку, Феодосия, Заводская балка, зона occitanica, слои с Tirnovella occitanica и Retowskiceras retowskyi; сборы Т.Н. Богдановой; 4 – экз. № 13/13209: 4а – с внешней стороны, 4б – сбоку, Феодосия, мыс Святого Ильи, зона jacobi, подзона grandis; сборы В.В. Друщица; 5 – экз. № 9/13209 сбоку, местонахождение и возраст те же; сборы Б.Т. Янина.

Фиг. 6-8 – *Retowskiceras andrussowi* (Retowski); 6 – экз. № 1/13209: 6а – с внешней стороны, 6б – сбоку, Феодосия, мыс Святого Ильи, зона jacobi, подзона grandis; сборы Т.Н. Богдановой; 7 – экз. № 4/13209 сбоку, местонахождение и возраст те же; сборы Б.Т. Янина; 8 – экз. № 3/13209 сбоку, местонахождение и возраст те же; сборы Б.Т. Янина.

ЕГОЯН ВЛАДИМИР ЛЕВОНОВИЧ
(краткие страницы жизни и геологической деятельности)

Т.Н. Богданова[1], С.В. Лобачева[1], Т.Н. Пинчук[2]
[1]*Всесоюзный научно-исследовательский геологический институ (ВСЕГЕИ), tnbogdanova@list.ru, lobacheva.s@mail.ru*
[2]*Научно-технический центр ООО «Кубаньгазпром», pinchukt@mail.ru*

YEGOYAN VLADIMIR LEVONOVICH
(brief pages of life and geological activities)

T.N. Bogdanova[1], S.V. Lobacheva[1], T.N. Pinchuk[2]
[1]*All-Russian scientific-research geological institute (VSEGEI), tnbogdanova@list.ru, lobacheva.s@mail.ru*
[2]*Scientific-technical centre OOO "Kubangasprom", pinchukt@mail.ru*

16 августа 2006 года, на 81 году жизни, после тяжелой продолжительной болезни скончался Владимир Левонович Егоян. Он был высокопрофессиональным геологом, стратиграфом и палеонтологом, широко известным среди специалистов, занимающихся мезозойскими, в том числе меловыми, отложениями Советского Союза.

Владимир Левонович Егоян родился 11 марта 1926 года в г. Баку, в семье нефтяников. Окончив в 1943 году среднюю школу, он поступил в Азербайджанский индустриальный институт на геологический факультет по специальности «Геология и разведка нефтяных и газовых месторождений». В институте Владимир Левонович активно занимался спортом, в том числе альпинизмом, покоряя скальные вершины Восточного и Центрального Кавказа, «ходил» по Каспийскому морю в качестве рулевого в команде по гребле.

С отличием окончив институт, Владимир Левонович поступил в аспирантуру Института геологических наук Армянской АН ССР в г. Ереване. С этого времени начинается довольно короткий, но очень плодотворный «армянский» этап его геологической деятельности. Работая над кандидатской диссертацией, Владимир Левонович решает ряд тектонических и стратиграфических проблем в расчленении нижнего и верхнего мела Армении. Так, уже в 1952 г. выходит статья о наличии коньякских отложений в бассейне р. Веди, которые ранее считались туронскими. В 1956 г. коньякские отложения были всесторонне палеонтологически обоснованы в Юго-Западной Армении. В эти же годы было опубликовано несколько статей по палеонтологии, в которых монографически описывались представители разных групп ископаемых: аммонитов, двустворчатых и брюхоногих моллюсков. Статью о коньякских отложениях 1956 г. можно по праву считать методической, так как в ней предлагается устанавливать стратиграфическое положение стратонов (свит и пачек) не по одному разрезу, как это делалось раньше, а по целому ряду разрезов. Среди органических остатков, на основании глубокого анализа их встречаемости в отложениях, выделяется роль брюхоногих моллюсков для расчленения и сопоставления армянских разрезов.

В том же году выходит статья об истории геологического развития Армении в меловой период. По представлениям Владимира Левоновича раннемеловое время в Армении характеризовалось периферической трансгрессией морей, явившейся лишь предвестником великой позднемеловой трансгрессии, которая по-настоящему проявилась с туронского века и продолжилась до датского. Общее слабодифференцированное поднятие территории Армении началось в датском времени и привело в его конце к полному осушению региона.

В 1953 г. В.Л. Егоян успешно защитил кандидатскую диссертацию на тему «Верхнемеловые отложения юго-западной части Армении», которая в 1955 г. была издана в виде монографии. Во время учебы в аспирантуре В.Л. Егоян заинтересовался языками и самостоятельно освоил английский, немецкий, французский и другие языки, при этом великолепно владея русским. В общей сложности Владимир Левонович переводил палеонтологические и стратиграфические публикации с 16 языков.

Итогом всех его работ в Армении явилась статья 1961 г., в которой Владимир Левонович сформулировал предпосылки дальнейших геологических исследований этого региона.

С 1956 года, когда Владимира Левоновича пригласили в Краснодарский филиал Всесоюзного нефтегазового научно-исследовательского института, начинается новый этап его научной деятельности. С его приходом в лабораторию стратиграфии и палеонтологии института стали проводиться детальные стратиграфические – литологические и палеонтологические – исследования меловых отложений Северо-Западного Кавказа и Западного Предкавказья. Эти исследования были тесно связаны с тематикой института и с нефтегазоносностью этого региона.

Первые детальные исследования В.Л. Егояна были посвящены описанию разрезов по рекам Убин, Пшеха и др. Первый из них является самым западным разрезом, где сохранились все ярусы нижнего мела, и его можно рассматривать в качестве опорного для северного склона Главного Кавказского хребта. Район р. Пшеха в геологическом отношении является переходным от центрально-кавказского типа разрезов к западно-кавказскому. Обобщающими работами по стратиграфии меловых отложений Западного Кавказа стали сводки по расчленению нижнего и верхнего мела на основе фациальных особенностей отложений (1962 и 1964 гг.). В нижнем мелу он выделил три четких осадочных комплекса: карбонатный и флишевый (берриас – средний валанжин), глинистый (не карбонатный) с сидеритами (верхний валанжин – средний апт) и глинистый с глауконитом и с песчанистыми и известковистыми конкрециями (верхний апт – альб). Эти комплексы отражали три крупных этапа раннемеловой истории, которые характеризовались преобладанием различных типов фаций, разделенных перерывами. По распространению и составу верхнемеловых отложений ученый, хотя и приводит новые данные, но отмечает их все еще недостаточную изученность на то время.

Следует отметить статью «К стратиграфии готерива Северного Кавказа» (совместно с Г.А. Ткачук, 1965 г.), в которой впервые для районов Русской платформы и Северного Кавказа приведено детальное послойное описание эталонного разреза готерива по р. Баксан, дано зональное расчленение по аммонитам и выделены свиты. В 1965 и 1969 годах выходят две работы с описанием комплек-

са клансейских аммонитов Западного Кавказа, в которых делается заключение о генетическом родстве клансейской фауны с гаргазской и что клансейский горизонт должен быть исключен из альба и рассматриваться как верхний подъярус аптского яруса.

Будучи крупным специалистом по геологии мезозойских и кайнозойских отложений, тектонике и нефтегазоносности Западного Кавказа, В.Л. Егоян был редактором многих сборников, выпускаемых институтом (1964, 1965 и 1969 гг.). Как лучший специалист по Западному Кавказу Владимир Левонович был приглашен редколлегией издания «Стратиграфия СССР. Меловая система», в котором он был автором разделов по нижнему мелу Западного Кавказа и Предкавказья (1986 г.).

С 1959 по 1970 гг. В.Л. Егоян становится автором большого количества публикаций по теоретическим и практическим проблемам геологии, стратиграфии, палеонтологии и биостратиграфии меловой системы, вышедших не только в сборниках КФ ВНИИ, но и в других общесоюзных изданиях.

Стратиграфические исследования В.Л. Егояна и его коллег шли параллельно с изучением тектонической зональности мезозойских отложений, и в первую очередь мелового комплеса, так как именно с меловыми отложениями связывали перспективы на нефть и газ. Построение тектонических схем было основано на палеогеографических особенностях развития территории в меловой период, когда на этой территории происходило довольно равномерное расширение трансгрессии, сопровождавшейся последовательной сменой фациального типа осадков – от преимущественно терригенных в раннем мелу к карбонатным в позднем. При этом учитывалось выделение в меловых отложениях нескольких более коротких по времени формирования комплексов (о которых упоминалось при разборе стратиграфических работ). В предложенной новой схеме тектонической зональности мелового комплекса на Северо-Западном Кавказе были выделены три крупных прогиба: центральный («флишевый») и два внешних, расположенных к югу и к северу от него.

Столкнувшись в самом начале тектонических исследований с трудностями с расшифровкой мезокайнозойского структурного плана, Владимир Левонович на научной геологической конференции Ростовского университета формулирует ряд положений, из которых следует исходить при решении поставленных выше задач: «1. Тектоническая зональность отдельных регионов должна рассматриваться применительно к определенному комплексу отложений, на протяжении формирования которого не отмечается резких изменений тектонического плана. Основой такой зональности является районирование по типам разрезов. Последние определяются условиями залегания комплекса, числом, расположением и амплитудой стратиграфических несогласий, а также мощностями равных по стратиграфическому объему интервалов разреза. 2. На территории Западного Предкавказья из-под близ широтной (общекавказской) зональности верхнепалеогенового и неогенового комплекса проявляется более сложная зональность мелового комплекса, ориентированная в общем плане в направлении с северо-запада на юго-восток. Эта зональность является в основных своих чертах отражением зональности более древних комплексов, формировавшихся на различных стадиях геосинклинального развития региона. 3. Рассмотренная выше зональность позво-

ляет объяснить ряд особенностей геологического строения Западного Предкавказья и Северного Кавказа (резкие изменения в строении разреза мела в междуречье Пшеха – Белая, явно платформенный характер меловых отложений северного склона Центрального Кавказа, некоторые закономерности размещения газоконденсатных месторождений Западного Предкавказья и др.). 4. В платформенном чехле Западного Предкавказья различаются два основных этажа: нижний, охватывающий верхнюю юру, мел, нижний и средний палеоген, и верхний, охватывающий верхний палеоген и неоген» (Егоян, 1963. С. 46).

Для геологических организаций Краснодарского края и обеспечения стратификации и корреляции геологических разрезов глубоких скважин по инициативе В.Л. Егояна в 1968 г. был составлен первый «Каталог стратиграфических разбивок скважин Краснодарского края». В 1975 г. вышло второе издание, а 1985 г. – третье, которое имело стратиграфические разбивки уже 4177 скважин по 348 площадям. «Каталог…» стал настольной книгой геологов во всех геологических и нефтегазовых организациях Краснодарского края.

С момента создания Меловой Комиссии МСК (1956 г.) Владимир Левонович был постоянным и активным участником этой комиссии. На заседаниях комиссии обсуждались вопросы общей шкалы, объемы и границы ярусов, создание различных шкал и схем. В.Л. Егоян всегда высказывался по данным вопросам, имея свое, часто нетрадиционное, но очень обоснованное мнение. Публикации по всем этим вопросам он начал в 1969 г. Необходимость обсуждения общих вопросов стратиграфии сформировалась у него в результате практических работ в связи с нефтегазоносностью Северо-Западного Кавказа.

Обобщая все высказывания Владимира Левоновича по общим вопросам стратиграфии, можно сказать следующее. По его представлениям стратиграфия – это описание слоев в разрезах, выделение стратонов и определение их границ. Первичным в стратиграфии является биостратиграфический метод, в соответствии с которым границы стратонов проводятся только по находкам органических остатков. Реальная граница биостратонов представляет собой не что иное, как уровень смены реальных качественных признаков. Применительно к меловой системе, границы ярусов должны отражать смену семейств и родов аммонитов (для зон – смену видов). Руководствуясь этими принципами, он решал границы титона и берриаса (=граница юры и мела) и апта и альба (принадлежность клансея к апту или альбу). При этом при рассмотрении проблемы ярусных границ всегда возникают вопросы, искать ли решение в изменении положения этих границ или в уточнении. Первое для В.Л. Егояна было неприемлемо, так как по мере накопления новых фактов шкала будет все время меняться. Следует добавить, что если **реальная** (выделено авторами статьи) граница в природе представляет собой не что иное, как уровень смены также **реальных качественных** признаков, то нельзя провести границу по временны́м признакам, так как никаких «**качественных** изменений» во времени зафиксировать невозможно. Поэтому Владимир Левонович не признавал так называемую хроностратиграфию. Интересны его взгляды на соотношение стратиграфии и эволюции органического мира. Стратиграфические построения были созданы значительно раньше (В. Смит), чем эволюционное учение Ч. Дарвина. Однако «…эволюционное учение дает стратиграфии научное объяснение и вполне строгое обоснование широкой при-

менимости биостратиграфических методов» (Егоян, 1987. С. 11). Появившиеся в 70-х и 80-х гг. прошлого века многочисленные «стратиграфии» (сейсмо-, магнито-, климато-, секвенс-, хроностратиграфия и др.) рассматривались Владимиром Левоновичем только как методы одной науки – стратиграфии. Самостоятельная роль, наряду с биостратиграфией, отводилась литостратиграфии. Обе они, по его мнению, являются «рабочими инструментами» одной науки.

В 1977 г. Владимир Левонович блестяще защитил докторскую диссертацию «Нижний отдел меловой системы Западной части Северного Кавказа». Целью этой крупной обобщающей работы, как писал сам автор, был «…в конечном счете, показ методической основы, целей и возможностей стратиграфической геологии в широком ее понимании…» (Егоян, 1977. С. 1).

С 1986 по 1990 гг. Владимир Левонович осуществляет научное руководство молодыми специалистами института, выезжает с ними на геологические разрезы, занимается обобщением собранного материала. Для многих молодых геологов Владимир Левонович стал наставником, руководителем и редактором их первых научных статей. За период его руководства лабораторией в коллективе получили высшее образование более 20 человек, из них 5 стали кандидатами наук.

В годы развала Союза лабораторию в институте сокращают, и Владимир Левонович, как может, сохраняет собранный материал. Видовые коллекции аммонитов, морских ежей и кернотеку по более 3000 скважинам передает в Адыгейский музей.

В 1990-2005 гг. Владимир Левонович не прекращает работать дома, постоянно дает консультации производственным геологам и ведет активный образ жизни. Работами Владимира Левоновича пользуются все геологи, изучающие Западный Кавказ и Западное Предкавказье.

Сотрудники Краснодарского института, его многочисленные коллеги и специалисты по меловой системе, которым довелось встречаться с Владимиром Левоновичем на научных заседаниях, вести беседы по различным вопросам геологии или просто рассуждать на жизненные темы, будут долго с уважением и теплотой вспоминать этого колоритного и незаурядного человека и ученого.

Литература

Егоян В.Л. 1963. Тектоническая зональность Западного Предкавказья в меловом периоде // Тез. докл. научной геологической конференции Ростовского гос. ун-та. Ростов н/Д. С. 46.

Егоян В.Л. 1977. Ярусная шкала нижнего мела и нижнемеловые отложения западной части Северного Кавказа: автореф. дис. … д-ра наук. Л. 36 с.

Егоян В.Л. 1987. Тенденции в развитии общей стратиграфии. Ст. 1. Квазистратиграфические шкалы // Бюл. МОИП, отд. геол. Т. 62. Вып. 1. С. 3-15.

О РОЛИ ФИТОПЛАНКТОНОГЕННОГО ОРГАНИЧЕСКОГО ВЕЩЕСТВА В ФОРМИРОВАНИИ ВЕРХНЕМЕЛОВЫХ КАРБОНАТНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ СЕВЕРНОГО КАВКАЗА

Н.И. Бойко, Н.В. Голубова
Южный федеральный университет, Ростов-на-Дону, boiko@sfedu.ru

ON ROLE OF PHYTOPLANKTONOGENIC ORGANIC MATTER IN THE FORMATION OF THE UPPER CRETACEOUS CARBONATE DEPOSITS OF THE NORTHERN CAUCASUS

N.I. Boiko, N.V. Golubova
Southern Federal University, Rostov-on-Don, boiko@sfedu.ru

В настоящее время одним из основных объектов поисково-разведочных работ на нефть и газ на Северном Кавказе являются верхнемеловые карбонатные отложения. Промышленные скопления углеводородов установлены в них в основном в пределах Ставропольского свода, Прикумской системы поднятий и Терско-Каспийского передового прогиба. При этом принято считать, что высокая перспективность верхнемеловых образований обусловлена прежде всего наличием в них трещинных коллекторов, в которых происходила аккумуляция углеводородов, мигрировавших по ослабленным зонам глубинных разломов из подстилающих или перекрывающих нефтегазогенерировавших терригенных пород соответственно нижнего мела или палеогена. Сами же вмещающие породы верхнего мела, представленные преимущественно микрозернисто-пелитоморфными известняками, относят к типично хемогенным и в качестве нефтематеринских не рассматривают. Такая ситуация во многом объясняется невозможностью объективной диагностики микрозернистых пород обычными петрографическими методами.

Нами ведущим методом исследования этих типов пород избрана фрактография – изучение отпечатков сколов под электронным микроскопом. При фрактографии использовалась методика одноступенчатых угольных реплик с одновременным оттенением платиной. Отделение углеродно-платиновой реплики проводилось химическим путем. Реплики изучались в электронном микроскопе BS-500 при ускоряющем напряжении 60 кВ и увеличении от 2500 до 10000. Анализ морфологии поверхности сколов осуществлялся на основании атласов, составленных в ГИНе (Хворова, Дмитрик, 1972) и СНИИГГИМСе (Перозио и др., 1974). При диагностике отпечатков кокколитофорид использовалось их систематическое описание, изложенное в работе С.И. Шуменко (1976).

В результате исследования отпечатков сколов известняков верхнего мела под электронным микроскопом установлено, что они сложены преимущественно кокколитами, т.е. минерализованными фрагментами известковых планктонных золотистых водорослей – кокколитофорид. Позднемеловые кокколитофориды сопредельных территорий описаны многими исследователями, которые придают им важное породообразующее значение (Люльева, Пермяков, 1980; Шамрай и др., 1967; Шуменко, 1976). Однако на Северном Кавказе кокколиты в верхнеме-

ловых известняках были установлены фрагментарно лишь на локальных площадях, и их роль в формировании верхнемелового комплекса карбонатных отложений не выяснена.

Строение и формы изученных нами кокколитов самые разнообразные. Чаще всего встречаются формы, состоящие из одинарных (дисколиты) или сдвоенных (тремолиты) щитков, гвоздевидные (рабдолиты), кокколиты с углублениями, отверстиями в центральном поле (крибролиты), в виде эллиптических колец, широкие отверстия которых перегорожены перемычками (зиголиты). На данном этапе исследований выделены 24 вида кокколитов (таблица), соответствующие 12 родам из 7 семейств и группе Incertae sedis (рода неопределенного систематического положения).

Таблица

Распространение кокколитофорид в верхнемеловых карбонатных образованиях Северного Кавказа

Вид	Ярусы					
	c	t	cn	s	cp	m
1	2	3	4	5	6	7
Kamptnerius magnifikus	■	■	■	■	■	■
Braarudosphaera begelowi		■	■	■		
Biantholithus sparsus						■
Tergestiella margereli				■	■	■
Watznaueria barnesae	■	■	■	■	■	■
Watznaueria communis	■	■	■			
Watznaueria dentata		■	■			
Watznaueria hilli	■	■				
Mickrorhabdulus attenuatus					■	■
Mickrorhabdulus decoratus		■	■	■	■	■
Mickrorhabdulus orbitosus	■	■				
Mickrorhabdulus virgatus				■	■	■
Cretarhabdus surirellus				■	■	■
Prediscosphaera arkhangelskii					■	■
Prediscosphaera stovery						■
Cribrosphaerella ehrenbergii	■	■	■	■	■	■
Cribrosphaerella arkhangelskii				■	■	
Zigodiscus bussoni		■	■			
Zigodiscus diplogrammus		■	■	■		
Zigodiscus erectus			■			■
Zigodiscus variatus				■		
Staurolithites matalosus						■
Discorhabdus cruciatus		■	■			
Discorhabdus ignotus	■	■	■			

Расселение золотистых водорослей в позднемеловом бассейне Северного Кавказа происходило от сеномана до маастрихта включительно, но наибольшего развития фитопланктоногенное осадконакопление достигло в позднесеноманско-

коньякское время. По площади седиментации максимальное развитие процессы биофитопланктоногенного седиментогенеза получили в пределах Терско-Каспийского передового прогиба, Восточно-Кубанской впадины и северного обрамления Северо-Кавказского краевого массива, а наименьшее – в районах интенсивно размывавшейся в позднемеловую эпоху палеосуши Адыгейского и Минераловодского выступов, а также Ставропольского свода. При этом существенное воздействие на характер распределения нанофоссилий оказывал гидродинамический фактор.

Степень сохранности кокколитофорид различная. В пределах платформенной части территории Северного Кавказа чаще всего наблюдаются экземпляры удовлетворительной сохранности, позволяющей определить их видовую принадлежность, нередки коккосферы. Для геосинклинальной области характерны панцири и их фрагменты, утратившие свою первоначальную структуру вследствие относительно глубоких постседиментационных преобразований пород, а целые экземпляры немногочисленны.

Приведенные результаты электронномикроскопического изучения верхнемеловых известняков Северного Кавказа позволяют отнести эти породы, в отличие от широко распространенной точки зрения о хемогенном их генезисе, к фитопланктоногенным отложениям. А фитопланктоногенное осадконакопление сопровождается, при определенных условиях, синтезом углеводородистого органического вещества (седикахитов), являющегося, как известно (Вассоевич, 1981), основой процесса нефтегазообразования. Это обстоятельство необходимо учитывать при определении направлений дальнейших геологоразведочных работ на нефть и газ в верхнемеловых отложениях Северного Кавказа, рассматривая их не только в качестве коллекторов, но и как возможно нефтегазогенерирующие. Изучение кокколитофорид верхнемеловых отложений Северного Кавказа позволит также решить многие проблемы их стратиграфии.

Немаловажную, а возможно, и определяющую роль будет иметь правильно установленный генезис верхнемеловых известняков Северного Кавказа при поисках среди них высококачественного карбонатного сырья, особенно для технологических нужд сахарного производства.

Литература

Вассоевич Н.Б. 1981. Предисловие // Осадочные бассейны и их нефтегазоносность. М.: МГУ. С. 3-13.

Люльева С.А., Пермяков В.В. 1980. Кокколиты и кораллы мезозоя Украины. Киев: Наукова думка. 171 с.

Перозио Г.Н., Белобородова Г.В., Козлов В.Ф. 1974. Атлас электронномикроскопических снимков с поверхности сколов карбонатных пород. Новосибирск: СНИИГИМС. 114 с.

Хворова И.В., Дмитрик А.А. 1972. Микроструктуры кремнистых пород (опыт электронномикроскопического исследования). М.: Наука. 50 с.

Шамрай И.А., Лазарева Е.П., Челмокаева С.С. 1967. Породообразующее и стратиграфическое значение кокколитофорид // Ископаемые водоросли СССР. М.: Наука. С. 81-84.

Шуменко С.И. 1976. Известковый наннопланктон мезозоя Европейской части СССР. М.: Наука. 140 с.

КОРРЕЛЯЦИЯ ВЕРХНЕМЕЛОВЫХ РАЗРЕЗОВ ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ОБЛАСТИ ПО РАДИОЛЯРИЯМ

В.С. Вишневская

Геологический институт РАН, Москва, valentina@ilran.ru

CORRELATION OF UPPER CRETACEOUS SEQUENCES OF THE EASTERN EUROPEAN REGION BASED ON RADIOLARIANS

V.S. Vishnevskaya

Geological Institute RAN, Moscow, valentina@ilran.ru

Изучение распространения радиолярий в разрезах Восточно-Европейской области позволило выделить несколько зональных комплексов в пределах Московской синеклизы, Воронежской антеклизы и Ульяновско-Саратовского прогиба (рис.).

Московская синеклиза. Слои с Cavaspongia antelopensis – Spongotripus aculeatus (турон) установлены в глинах: скв. 104 (9,0-14,5 м), скв. 112 (в интервале 13-17,5 м) (п. Хотьково к северу от г. Москвы) и скв. 102 (37,3-47,0 м) (Чернево, Владимирская обл.) (Олферьев и др., 2000; Vishnevskaya, De Wever, 1998). Возраст определен по зональному виду турона *Alievium superbum* (Squinabol).

Слои с Archaeospongoprunum bipartitum – A. triplum (коньяк) установлены в опоках: скв. 112 (в интервале 10-13 м), скв. 104 (9,0-14,5 м) (Vishnevskaya, De Wever, 1998). Верхнее ограничение слоев устанавливается по исчезновению индекс-вида *A. triplum*, а также *Alievium superbum* (Squinabol), *O. persenex* Pessagno.

Слои с Euchitonia santonica – Alievium praegallowayi (нижний сантон) установлены в трепеловидных опоках – скв. 112 (в интервале 6,7-10,0 м) (Vishnevskaya, De Wever, 1998). Слои выделяются по первому появлению *A. nishiyamae*, массовому присутствию *Euchitonia santonica* Lipman, а верхнее ограничение – по исчезновению *Alievium praegallowayi* Pessagno, *Pseudoaulophacus praefloresensis* Pessagno, а также *Orbiculiforma vacaensis* Pessagno.

Слои с Orbiculiforma quadrata – Pseudoaulophacus floresensis (верхний сантон, возможно, нижний кампан) установлены в песчаных опоках – скв. 112 (в интервале 5,3-6,7 м) (Vishnevskaya, De Wever, 1998). Возраст слоев определен по массовому присутствию индекс-видов и последнему появлению *Archaeospongoprunum rumseyensis*, завершающего свое существование в сантоне.

Слои с Crucella espartoensis – Lithostrobus rostovzevi (нижний кампан) установлены в алевритистых опоках – скв. 112 (в интервале 5,0-3,0 м) и известковистых глинах – скв. 104 (4,2-5,5 м) (Vishnevskaya, De Wever, 1998). Возраст слоев определен благодаря совместному нахождению *Crucella espartoensis*, зонального вида среднего кампана Калифорнии, и Lithostrobus rostovzevi – вида, характерного для верхнего сантона – нижнего кампана Западной Сибири, а также *Prunobrachium articulatum* (Lipman).

Воронежская антеклиза. Предложено 5 подразделений в ранге слоев.

Слои с Crucella messinae – Pseudodictyomitra pseudomacrocephala (сеноман) характеризуются обилием представителей индекс-вида *Crucella messinae*. Сеноманская радиоляриевая ассоциация установлена в Брянской области (скв. 151) на

глубине 13,2-14,2 м, где имеет крайне ограниченное распространение, но широко представлена в Крымско-Кавказском регионе по нахождению второго вида-индекса (Вишневская, 2001).

Слои с Crucella cachensis – Alievium superbum (турон) установлены в опоковидных мергелях слоя 3 разреза Соболевское (5,6 м). Возраст слоев определен благодаря присутствию в этой ассоциации туронского индекс-вида *Alievium superbum*.

Слои с Alievium praegallowayi – Archaeospongoprunum triplum (коньяк) установлены в слое 2 переслаивания трепелов, глинистых – в разрезе Соболевское, верхняя граница определяется по исчезновению *Archaeospongoprunum triplum*. Объединены в зону A. superbum (турон-коньяк) с предыдущими слоями.

Слои с Alievium gallowayi – Archaeospongoprunum bipartitum (сантон) установлены в опоках кирсановской свиты – скв. 19А (в интервале 16,8-18,0 м), пробуренной на юге Тамбовской области у п. Иноковка (Popova-Goll et al., 2005). Возраст слоев определен благодаря индекс-виду радиоляриевой зоны Alievium praegallowayi (сантон) и *Archaeospongoprunum bipartitum*, который завершает развитие в сантоне.

Слои с Lithostrobus rostovtsevi (нижний кампан) установлены в трепелах кирсановской свиты – скв. 19А (в интервале 5,0-10,0 м) (Popova-Goll et al., 2005). Возраст слоев определен по появлению индекс-вида и типично кампанских видов *Archaeospongoprunum andersoni*, *Dictyomitra crassispina*. Слои хорошо коррелируются с подразделениями, выделенными для верхнего мела Московской синеклизы, а также Поволжья (рис.).

Ульяновско-Саратовский прогиб. Предложено восемь слоев с радиоляриями.

Слои с Alievium superbum (турон-коньяк) установлены в кремнеземистых мергелях в интервале слоев 1-5 в разрезе Мезино-Лапшиновка Саратовского Поволжья (Олферьев и др., 2004). Согласно суммарным интервалам видов возраст определен как турон-коньякский.

Слои с Euchitonia santonica и Archaeospongoprunum triplum (коньяк – нижний сантон) установлены в терминальной части можжевелоовражной свиты (интервал 49,5-56,5 м) в разрезе Вишневое Саратовского Поволжья (Олферьев и др., 2008). Индекс-виды указывают на коньяк-раннесантонский возраст.

Слои с Pseudoaulophacus floresensis и Alievium praegallowayi (сантон) занимают узкий интервал (37,7-42,4 м) в разрезе Вишневое (Олферьев и др., 2008) и определены по индекс-виду *Alievium praegallowayi* наряду с *Archaespongoprunum bipartitum*, завершающим свое развитие в сантоне (Pessagno, 1976). Этот же интервал по радиоляриям хорошо выделяется в разрезе Урух на Северном Кавказе (Вишневская, 2001).

Слои с Crucella espartoensis и Alievium gallowayi (верхний сантон) приурочены к интервалу 37,7-41,9 м в разрезе мезинолапшиновской свиты у д. Вишневое (Олферьев и др., 2008). Возраст комплекса может рассматриваться как позднесантонский на основании сонахождения индекс-видов.

Слои с Lithostrobus rostovzevi и Archaeospongoprunum rumseyensis (верхний сантона – нижний кампан) приурочены к интервалу 33,4-37,7 м мезинолапшиновской свиты в разрезе Вишневое (Олферьев и др., 2008). Только в этом ком-

плексе установлено присутствие *A. rumseyensis*, завершающего свое развитие в конце сантона, в сочетании с *S. aufragendus, L. turritellum* и *L. rostovzevi*, характерными для сантон-кампана, что и определяет его возрастную принадлежность к терминальной части верхнего сантона и, возможно, нижнему кампану.

Слои с Prunobrachium mucronatum (верхи нижнего кампана – низы верхнего кампана) установлены в интервале 21,5-22,0 м ардымской свиты разреза Вишневое. В этих слоях отмечено последнее присутствие *Prunobrachium spongiosum, P. crassum* и *Stichomitra campi*, а также *Archaeospongoprunum salumi*, верхний предел существования которого ограничен нижним кампаном.

Слои с Prunobrachium articulatum (верхний кампан) приурочены к интервалу 13,3-19,3 м, слагающему нижнюю часть налитовской свиты разреза Вишневое (Олферьев и др., 2008). Уровень с Prunobrachium articulatum хорошо прослеживается в разрезах Русской плиты, Западной Сибири и Приполярного Урала, являясь прекрасным биостратиграфическим маркером терминальной части верхнего кампана (Вишневская, 2001).

Слои с Archaeospongoprunum andersoni – Archaeospongoprunum hueyi (верхний кампан – возможно, самые низы маастрихта) установлены в алевритистых мергелях в интервале 7-10 м (обр. 15-21) разреза Ефремово-Степановка Ростовской области (Овечкина, 2007). Возраст слоев – верхний кампан – возможно, самые низы маастрихта – определен по первому появлению *Archaeospongoprunum andersoni* Pessagno, последнему появлению вида *Archaeospongoprunum hueyi* Pessagno, завершающего свое существование в кампане.

Слои с Spongurus marcaensis – Rhombastrum russiense (маастрихт) установлены в кремнеземистых алевритах в интервале 10-14 м (22-30) разреза Ефремово-Степановка Ростовской области (Овечкина, 2007), а присутствие индекс-видов позволяет датировать возрастной интервал слоев как маастрихт.

Таким образом, поскольку на протяжении большей части мела существовала связь Европейского Пери-Тетического бассейна с Бореально-Арктическим Сибирским, то вполне возможна их корреляция через общую группу микрофауны – радиолярий. Более того, разрезы юга Русской плиты – идеальный объект для создания зональной шкалы по радиоляриям.

Работа выполнена при поддержке фонда РФФИ (проекты 09-05-640342).

Литература

Амон Э.О. 2000. Верхнемеловые радиолярии Урала // Материалы по стратиграфии и палеонтологии Урала. Екатеринбург: ИГиГ УрО РАН. Вып. 5. 209 с.

Вишневская В.С. 2001. Радиоляриевая биостратиграфия юры и мела России. М.: ГЕОС.

Овечкина М.Н. 2007. Известковый наннопланктон верхнего мела (кампан и маастрихт) юга и востока Русской плиты. М.: Наука. 352 с.

Олферьев А.Г., Вишневская В.С., Казинцова Л.И. и др. 2000. Новые данные о верхнемеловых отложениях северного Подмосковья // Стратиграфия. Геол. корреляция. Т. 8, № 3. С. 64-82.

Олферьев А.Г., Алексеев А.С., Беньямовский В.Н. и др. 2004. Опорный разрез у села Мезино-Лапшиновка и проблемы границ сантона и кампана в Саратовском Поволжье // Стратиграфия. Геол. корреляция. Т. 12, № 6. С. 69-102.

Олферьев А.Г., Беньямовский В.Н., Вишневская В.С. и др. 2008. Верхнемеловые отложении северо-запада Саратовской области. Статья 2. Проблемы хроностратиграфической корреляции и геологической истории региона // Стратиграфия. Геол. корреляция. Т. 16, № 3. С. 47-74.

Pessagno E.A. 1976. Radiolarian zonation and biostratigraphy of the Upper Cretaceous portion of the Great Valley Sequence, California Coast Ranges // Micropaleontol. Spec. Publ. № 2. 96 p.

Popova-Goll I., Vishnevskaya V., Baumgartner P. 2005. Upper Cretaceous (Santonian-Campanian) radiolarians from Voronesh Anticline, southwestern Russia // Micropaleontology. Vol. 51, № 1, P. 1-37.

Vishnevskaya V.S., De Wever P. 1998. Upper Cretaceous Radiolaria from the Russian Platform (Moscow Basin) // Rev. Micropaleontologie. Vol. 41, № 3. P. 235-265.

<table>
<tr><th>Район, автор Возраст</th><th>Крымско-Кавказский регион (Вишневская, 2001)</th><th>Ульяновско-Саратовский прогиб</th><th colspan="2">Воронежская антеклиза</th><th>Московская синеклиза</th><th>Печорская синеклиза, Амон, 2000</th></tr>
<tr><td>маастрихт</td><td></td><td>----------
Spongurus marcaensis - Rhombastrum russiense</td><td colspan="2"></td><td></td><td>Diacanthocapsa foveata – D. ancus
----
Sethocyrtis tintinabulum</td></tr>
<tr><td rowspan="3">верхний кампан</td><td rowspan="3">Amphipyndax tylotus - Dictyomitra torquata</td><td>Archaeospongoprunum andersoni – A. hueyi</td><td colspan="2" rowspan="3"></td><td rowspan="3"></td><td>Orbiculiforma citra</td></tr>
<tr><td>Prunobrachium articulatum</td><td rowspan="2">Prunobrachium articulatum</td></tr>
<tr><td>P. mucronatum</td></tr>
<tr><td>нижний кампан</td><td rowspan="2">Lithostrobus rostovzevi – Archaeospogoprunum rumsaeyensis</td><td colspan="2" rowspan="2">O. quadrata - L. rostovzovi</td><td>Crucella espatoensis - Lithostrobus rostovzevi</td><td>Prunobrachium crassum</td></tr>
<tr><td>верхний сантон</td><td>Euchitonia santonica-Archaeospongoprunum nishiyamae</td><td>Crucella espartoensis - Alievium gallowayi</td><td>Orbiculiforma quadrata-Pseudoaulophacus floresensis</td><td>Theocampe animula</td></tr>
<tr><td>нижний сантон</td><td>Alievium gallowayi - Pseudoaulophacus floresensis</td><td>Pseudoaulophacus floresensis–Alievium praegallowayi</td><td colspan="2">Alievium gallowayi - E. santonica</td><td>Euchitonia santonica - Alievium praegallowayi</td><td></td></tr>
<tr><td rowspan="2">коньяк</td><td rowspan="2">Alievium praegallowayi - Pseudoaulophacus praefloresensis</td><td rowspan="3">Euchitonia santonica-Archaeospongoprunum triplum
Alievium superbum</td><td rowspan="3">Alievium superbum</td><td>A. praegallowayi - Arch. triplum</td><td>Archaeosh. bipartitum-A triplum</td><td>Ommatodicus mobilis</td></tr>
<tr><td rowspan="2">турон</td><td rowspan="2">Alievium superbum</td><td>C. cachensis-A. superbum</td><td>Cavaspongia antelopensis-Spongotripus aculetus</td><td>Stichocapsa pyramidata</td></tr>
<tr><td>сеноман</td><td>Holocryptocanium barbui - Pseudodictyomitra pseudomacrocephala</td><td></td><td colspan="2">Crucella messinae</td><td></td><td>S. uvatica</td></tr>
</table>

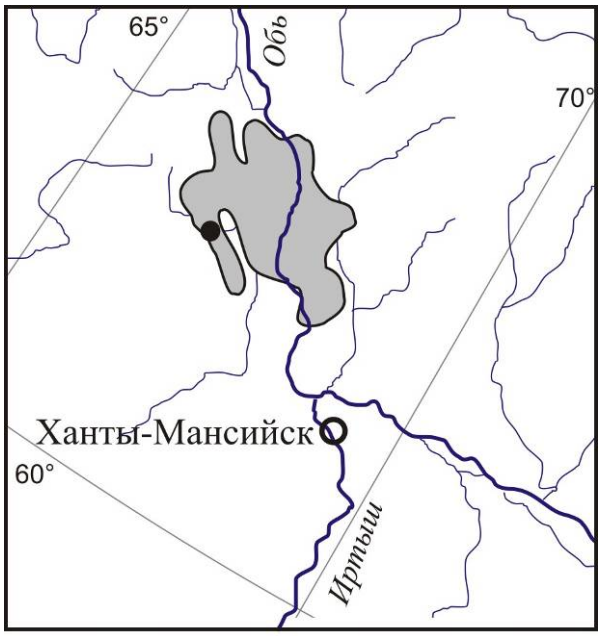
Рис. Корреляция радиоляриевых схем верхнего мела Восточно-Европейской области

НОВЫЕ ДАННЫЕ О ДИНОЦИСТАХ ХАНТЫ-МАНСИЙСКОЙ СВИТЫ АЛЬБА БЕРЕЗОВО-ТЮМЕНСКОГО РАЙОНА ЗАПАДНОЙ СИБИРИ

Я.И. Гогин
ФГУ НПП «Геологоразведка», Санкт-Петербург, iak4@yandex.ru

NEW DATA DINOCYSTS FROM HANTY-MANSIJSKAYA FORMATION OF THE ALBIAN, BEREZOVO-TUMENSKIJ REGION, WESTERN SIBERIA

Y.I. Gogin
FGU NPP «Geologorazvedka», Saint-Petersburg, iak4@yandex.ru



Альбские отложения широко распространены на территории Западной Сибири. Несмотря на достаточно большое количество работ, посвященных стратиграфии и палинологии Западной Сибири, о микрофитопланктоне альба до сих пор опубликовано немного сведений. Есть статья О.О. Савченковой по скв. Согомская-1 (Савченкова, 2004).

В данной работе изучен диноцистовый комплекс нижней части ханты-мансийской свиты, вскрытой одиннадцатью скважинами на Ем-Еговской и Таллинской площадях.

Во всех скважинах встречен таксономический комплекс сходного состава, который можно охарактеризовать как обедненный. Таксоны, составляющие комплекс, в основном являются таксонами широкого распространения, что затрудняет однозначную корреляцию с альбскими комплексами, описанными в литературе (Alberti, 1961; Backhouse, 2006; Brideaux, 1971). Несмотря на это, общий таксономический состав указывает на альбский возраст отложений. Повышенное содержание в комплексе празинофитов и диноцист рода Vesperopsis свидетельствует о нарушенной солености бассейна, что объясняет обедненность комплекса.

Комплекс составляют диноцисты *Odontochitina* sp., *Odontochitina operculata* (Wetzel) Deflandre and Cookson, *Diconodinium* sp., *Palaeoperidinium cretaceum* (Pocock) Lentin and Williams, *Cleisthosphaeridium* sp., *Prolixosphaeridium* spp., *Oligosphaeridium* sp., *Oligosphaeridium totum* Brideaux, *Vesperopsis mayi* Bint,

Apteodinium maculatum subsp. *grande* Cookson and Hughes, *Oligosphaeridium pulcherrimum* (Deflandre and Cookson) Davey and Williams, *O. complex* (White) Davey and Williams, *Tanyosphaeridium* spp., *Tenua hystrix* Eisenack, *B. jaegeri* (Alberti) Brideaux, *C. reticulata* Davey, *Circulodinium* sp., *Florentinia? torulosa* (Davey and Verdier) Lentin and Williams, *Cauca parva* Davey and Verdier, *Bourkidinium granulatum* Morgan, *Dingodinium minutum* Dodekova, Algae gen. sp. indet. Forma A. Данный комплекс соответствует комплексу, характеризующему слои с *Palaeoperedinium cretaceum,* выделенные в скв. Согомская-1 (Савченкова, 2004). Но, в отличие от этого комплекса, в изученных образцах встречены виды, уникальные для данного стратиграфического уровня.

Особый интерес представляет собой вид *Florentinia ?torulosa* (Davey and Verdier) Lentin and Williams, который был обнаружен в нескольких образцах, что делает сомнительной возможность «засорения» образцов и подтверждает неслучайность этой находки. Этот вид был описан из туронских отложений Франции (Davey, Verdier, 1976), и его FAD и LAD установлены в стратиграфической схеме для северного полушария как средний турон и верхний коньяк соответственно. Возможно, диапазон существования данного таксона в Западной Сибири значительно шире.

Другая уникальная находка – Algae gen. sp. indet. forma A, которую пока не удалось отнести ни к одному из известных родов, была встречена в разных количествах во всех изученных скважинах.

Литература

Захаров В.А., Маринов В.А., Агалаков С.Е. 2000. Альбский ярус Западной Сибири // Геология и геофизика. Т. 41, № 6. С. 769-791.

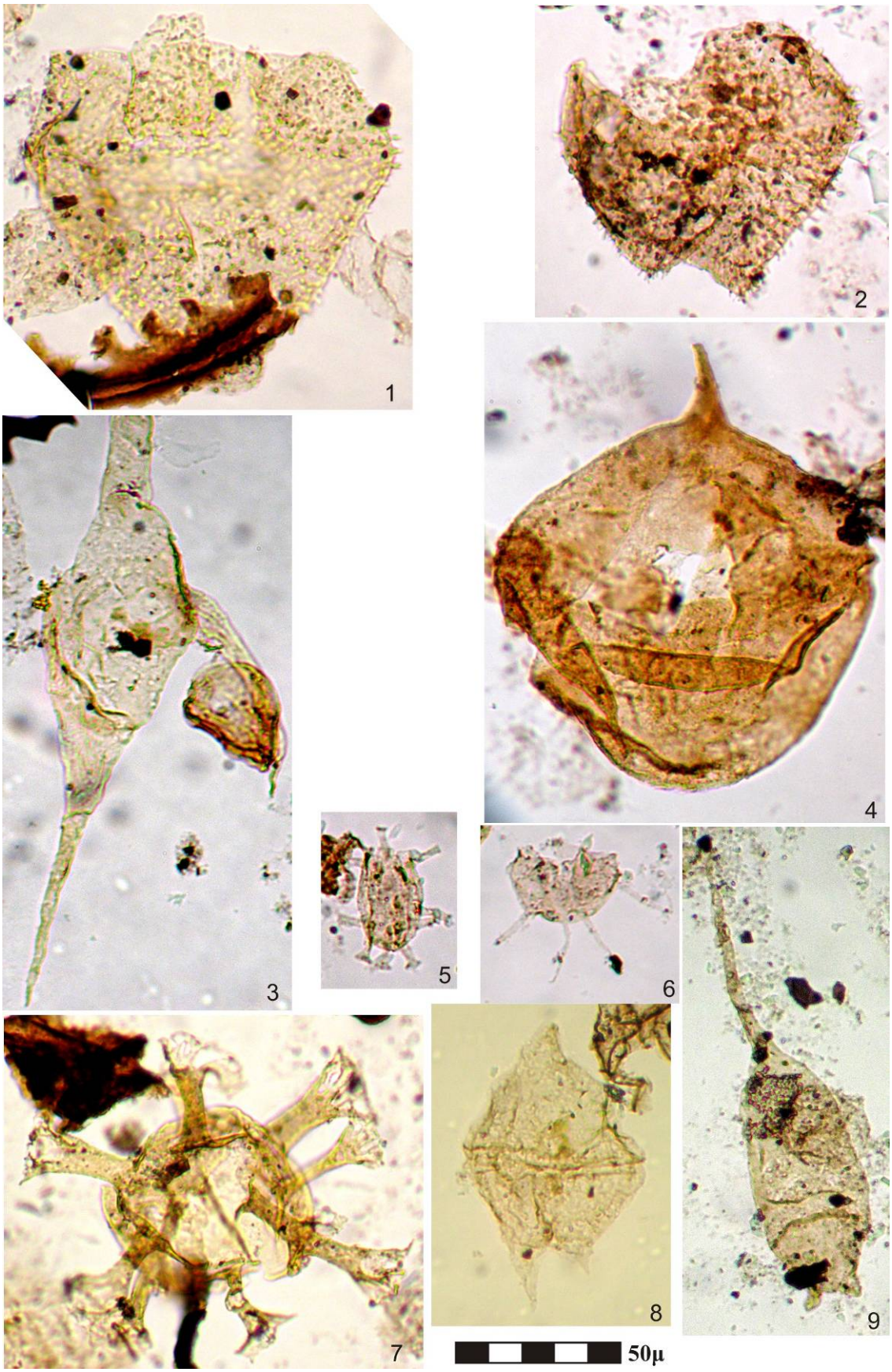
Савченкова О.О. 2004. Первая находка диноцист в альбских отложениях Западной Сибири // Новости палеонтологии и стратиграфии. Вып. 6-7. С. 183-189.

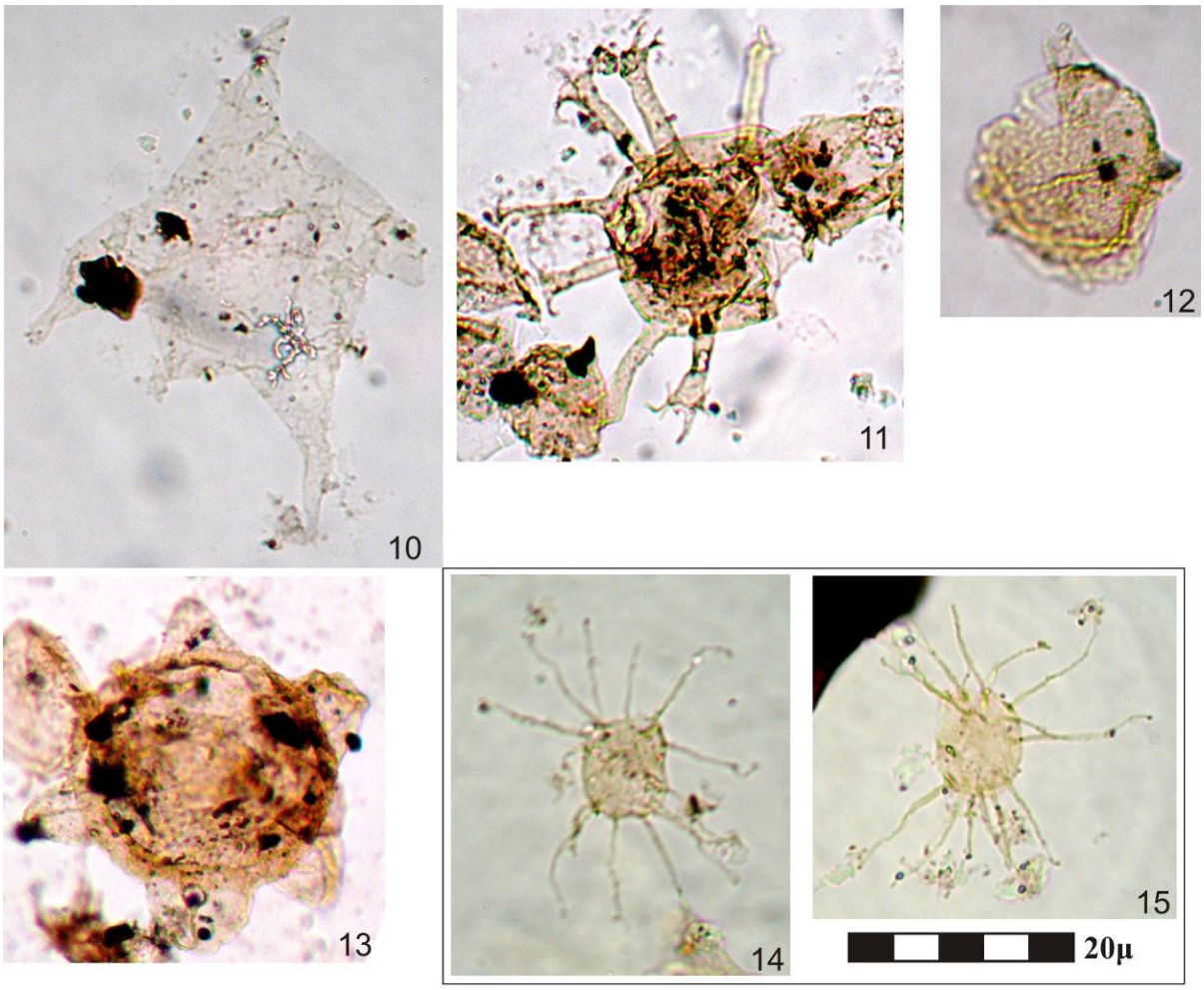
Alberti G. 1961. Zur Kenntnis mezozoischer and altertiarer Dinoflagellaten und Hystrichosphaerideen von Nord- und Mitteldeutschland sowie einigen anderen Europaischen Gebieten // Palaeontographica. Abt. A, № 116. P. 1-58.

Backhouse J. 2006. Albian (Lower Cretaceous) dinoflagellate cyst biostratigraphy of the Lower Geargle Siltstone, Southern Carnarvon Basin, Western Australia // Palynology. Vol. 30. P. 43-68.

Brideaux W.W. 1971. Palynology of the Lower Colorado Group, Central Alberta, Canada. Geology and Microplankton studies // Palaeontographica. Abt. B. № 135. P. 53-114.

Davey R.J., Verdier J.P. 1976. A review of certain non-tabulate Cretaceous hystrichospherid dinocysts. // Review of Palaeobotany and Palynology. Vol. 22. P. 307-335.


1
2
3
4
5
6
7
8
9
50µ



50µ

Объяснение к фототаблицам

1, 2 *Tenua hystrix* Eisenack
3 *Odontochitina operculata* (Wetzel) Deflandre and Cookson
4 *Apteodinium maculatum* subsp. *grande* Cookson and Hughes
5 *Bourkidinium granulatum* Morgan
6 *Cauca parva* (Alberti) Davey and Verdier
7 *Oligosphaeridium pulcherrimum* (Deflandre and Cookson) Davey and Williams
8 *Palaeperidinium cretaceum* (Pocock) Lentin and Williams
9 *Batioladinium jaegeri* (Alberti) Brideaux
10 *Vesperopsis mayi* Bint
11 *Oligosphaeridium complex* (White) Davey and Williams
12 *Dingodinium minutum* Dodekova
13 *Florentinia ?torulosa* (Davey and Verdier) Lentin and Williams
14, 15 Algae gen. sp. indet. forma A

ГИГАНТСКИЕ ГАСТРОПОДЫ *LEVIATHANIA* И *TUBERLEVIATHANIA* ИЗ БЕРРИАСА КРЫМА

М.А. Головинова, Б.Т. Янин
Московский государственный университет, Москва, yanin-ab@mail.ru

GIGANT GASTROPODS *LEVIATHANIA* AND *TUBERLEVIATHANIA* FROM BERRIASIAN DEPOSITS OF THE CRIMEAN

M.A. Golovinova, B.T. Yanin
Moscow State University, Moscow, yanin-ab@mail.ru

Leviathania представляют своеобразную группу раннемеловых брюхоногих моллюсков из отряда Prosobranchiatha. Они интересны в трёх аспектах: морфологическом, палеоэкологическом и стратиграфическом.

I. Морфологически Leviathania резко отличаются от других одновозрастных берриасских гастропод своими крупными размерами. Одни из первых исследователей, изучавших их раковины, швейцарские палеонтологи Pictet и Campiche (1864), Choffat (1866) и др. приняли этих гастропод за крупных натицид, дав им название Natica leviathan. Это название цитировалось в литературе довольно долго. В 1926 г. отечественный специалист В.Ф. Пчелинцев предложил для этих крупных гастропод новое родовое название – *Leviathania*. Таким образом, типичный швейцарский вид получил наименование *Leviathania leviathan* (Pict. et Camp.). Действительно, все виды, относящиеся к данному роду, обладают гигантскими раковинами и по этому признаку отличаются от других представителей брюхоногих. Их размеры достигают: *Tuberleviathania borissiaki* (Pcel.) – высота 490 мм, ширина 430 мм; *T. beschterekensis* Golovinova – высота 194 мм, ширина 157 мм, другие размеры будут указаны в описаниях видов. Головинова и Коротков, детально изучив всех представителей этой группы, пришли к выводу, что Пчелинцев в один род совершенно необоснованно объединил виды, имеющие существенные различия по морфологическим признакам, и в этой связи возникла необходимость пересмотра объема рода *Leviathania*. Ниже предлагается оставить родовое название *Leviathania* за формами, близкими к типичным гладким *Natica letiathan*, а виды, обладающие бугорками (шипами) на киле, объединить в род с новым названием *Tuberleviathania*.

II. С палеоэкологической точки зрения левиатании также интересны. Свои крупные раковины они могли строить только на мелководье, в хорошо прогреваемой воде (скорее всего они жили в тропической зоне моря, насыщенной карбонатом кальция). Находки их раковин всегда приурочены к онколитовым, оолитовым, детритовым известнякам; в толщах известняков на других уровнях встречаются водорослево-коралловые биогермы (например, в Крыму – на реках Бештерек, Зуе, Бурульче). Picte, Campiche, Choffar, Jonkowsky и др. по способу питания отнесли рассматриваемые формы к роду Natica, что позволяло считать их хищниками. Как известно, при нападении хищники сначала «просверливают» отверстие на раковинах моллюсков (брюхоногих, двустворок) и брахиопод, затем через него внутрь тела просовывают хоботок, при помощи которого поедают

мягкое тело жертвы. На ископаемых раковинах после такой трапезы остаются маленькие круглые отверстия, которых мы не наблюдали. Можно сделать предположение, что левиатании не были хищниками, а были растительноядными животными – они при помощи радулы соскребывали водорослевую органическую массу, в изобилии процветающую на дне теплого моря. При этом не было особой необходимости двигаться. Более того, они и умирали в водорослевом раю и уже в могиле засыпались онколитами.

III. Стратиграфический аспект. В Португалии, Южной Испании, Южной и Юго-Восточной Франции, Швейцарии, в Крыму и Северном Кавказе берриасские и валанжинские отложения представлены мелководными верхнесублиторальными карбонатными отложениями, практически лишенными находок аммонитов, по которым построена стандартная стратиграфическая шкала. Поэтому исследователям приходится расчленять и коррелировать эти толщи по комплексу групп, куда, естественно, входят и гастроподы. Уже давно в западноевропейских разрезах выделяются слои *Natica leviathan* (Joukowsky, Favre, 1913 и др.). Одноименные слои с левитаниями можно обособить в разрезах Центрального Крыма (Бештерек, Зуя, Бурульча). В разрезах Западной Европы вид *Natica leviathan* имеет общий диапазон распространения от нижнего берриаса до верхнего валанжина. Преимущественно он встречается в верхнем берриасе. В Крымских отложениях наблюдается аналогичная картина. Можно считать, что крымские виды левитаний, описанных из разрезов Центрального Крыма (*L. beschterekensis* Golovinova, *L. petrovensis* (Pcel.), *L. borissiaki* (Pcel.)), являются характерными формами для карбонатных отложений верхнего берриаса. Они, наряду с другими гастроподами (в первую очередь неринеями), рудистами, брахиоподами и др., входят в верхнеберриасский комплекс форм, соответствующих стандартной аммонитовой зоне Fauriella boissieri.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СВИДЕТЕЛЬСТВО ПОЗДНЕГОТЕРИВСКОГО АНОКСИЧЕСКОГО СОБЫТИЯ НА ЗАПАДНОМ КАВКАЗЕ

А.Б. Гончаров, Д.А. Рубан
Южный федеральный университет, Ростов-на-Дону, gontcharoff@mail.ru, ruban-d@mail.ru

GEOLOGIC EVIDENCE OF THE HAUTERIVIAN ANOXIC EVENT IN THE WESTERN CAUCASUS

A.B. Gontcharoff, D.A. Ruban
Southern Federal University, Rostov-on-Don, gontcharoff@mail.ru, ruban-d@mail.ru

Изучение океанических аноксий является одной из наиболее существенных основ для использования событийного подхода к разработке хроностратиграфии меловой системы (Рубан, 2008; Рубан и др., 2005; Ogg et al., 2008). В этой связи анализ геологических свидетельств резкого снижения содержания кислорода в морской воде в отдельно взятых меловых осадочных бассейнах представляется исключительно актуальным. В частности, новые данные, полученные в ходе изучения нижнемеловых отложений Западного Кавказа, ставят вопрос о возможном проявлении здесь позднеготеривского аноксического события, которое прослежено в целом ряде других регионов (Baudin, 2005; Company et al., 2005; Bodin et al., 2006; Godet et al., 2006; Takashima et al., 2006).

Рассматриваемая в работе территория располагается в горной части Республики Адыгея на Западном Кавказе. В геологическом отношении она соответствует центральной части задугового бассейна Большого Кавказа, который в меловую эпоху развивался на северной активной окраине океана Неотетис. Описываемый район занимало море окраинного типа, которое было частично изолировано от соседних морей, сообщаясь с ними через проливы.

Изученный фрагмент разреза нижнемеловых отложений локализуется на правом берегу р. Белая (территория санатория «Лесная сказка») в ~500 м выше по течению от места впадения левого притока – руч. Полковницкого. Пойма реки неширокая, сложена пестрым по составу валунно-галечным материалом. Береговой склон террасирован и имеет общую высоту 15-20 м. Первая надпойменная терраса высотой 1-3 м является наименьшей. В ее основании отмечается несколько источников подземных вод сероводородного состава. В нижней части уступа первой надпойменной террасы обнажаются конгломераты видимой мощностью не более 1 м. Коренные породы данной террасы, а также второй и третьей надпойменных террас, лежащие выше по разрезу, практически полностью перекрыты почвенно-растительным слоем. Размер обломочного материала в конгломератах колеблется от первых мм до 35-40 см с преобладанием хорошо окатанной гальки. Наиболее распространены обломки кристаллических сланцев, песчаников, гранитов и гранодиоритов, а также других пород, отмечаемых выше по течению реки Белой и ее притоков. В обнажении местами наблюдаются участки размером первые десятки сантиметров, покрытые корками лимонита.

Среди обломочного материала конгломератов нами отмечены единичные фрагменты обугленной растительной ткани с прослоями и стяжениями пирита. Подобного рода проявления имеют неправильную форму с бугристой поверхностью. Их размер не превышает 10 см по наибольшей оси. На выветрелой поверхности они буровато-рыжие или ярко-белые, так как покрыты пленками окислов железа или серой. На свежем сколе растительная ткань черная с явно видимой структурой. В ней отмечаются отдельные мелкие кристаллы и прослои пирита. Размер отдельных кристаллов не превышает 0,5 мм. Прослои по своей длине составляют 1-2 см, а по толщине не превышают 0,5 мм. С растительным детритом также связаны округлые стяжения пирита размером 2-10 мм, выполненные мелкокристаллической массой. Между собой фрагменты ткани и пиритовые стяжения соединены пиритовым микрокристаллическим цементом. В течение достаточного малого времени (3-4 дня) на открытом воздухе пирит в древесине окисляется с образованием белого налета практически по всей поверхности свежего скола. Пиритовые стяжения в образце по прошествии 10-14 дней покрываются желтовато-белой пленкой. Учитывая наличие неразложенных органических остатков и массовое присутствие пирита, вполне логичным видится предположить накопление конгломератов в условиях дефицита или полного отсутствия кислорода в морской воде, т.е. при дизоксии или аноксии.

Датировка конгломератов с обугленной растительной тканью и пиритом весьма проблематична из-за отсутствия в изученном фрагменте разреза нижнемеловых толщ остатков ископаемых организмов и неясными контактами с нижеи вышележащими отложениями. Тем не менее, на основании полевых наблюдений последовательности залегания нижнемелового осадочного комплекса в долине р. Белой на участке от пос. Каменномостский до ст. Абадзехской и сопоставления их со сводными характеристиками нижнего мела территории (Летавин, 1988; Москвин, 1986; Прозоровская, 1979) может быть высказано предположение о позднеготеривском возрасте конгломератов. Если такая датировка верна, то локальная дизоксия или аноксия может сопоставляться с заметным событием в эволюции тетических бассейнов, а именно позднеготеривской аноксией, называемой событием faraoni (Baudin, 2005; Company et al., 2005; Bodin et al., 2006; Godet et al., 2006; Takashima et al., 2006).

Безусловно, требуется дальнейшее изучение и точная датировка нижнемеловых конгломератов в изученном фрагменте разреза. Если присутствие в них обугленной растительной ткани и пирита является геологическим свидетельством проявления позднеготеривского аноксического события на Западном Кавказе, то, во-первых, необходимо поставить вопрос о большем пространственном масштабе этого события, а во-вторых, признать целесообразность использования его межрегиональной трассировки в целях корреляции нижнемеловых толщ.

Авторы выражают благодарность M. Company (Испания), W. Riegraf (Германия) и R. Takashima (Япония) за любезно предоставленную литературу.

Литература

Летавин А.И. (ред.). 1988. Мезозойско-кайнозойские комплексы Предкавказья (строение и корреляция). М.: Наука. 94 с.

Москвин М.М. (ред.). 1986. Стратиграфия СССР. Меловая система. Полутом 1. М.: Недра. 340 с.

Прозоровская Е.Л. (ред.). 1979. Стратиграфический словарь СССР. Триас, юра, мел. Л.: Недра. 592 с.

Рубан Д.А., Дзюба О.С., Захаров В.А., Шурыгин Б.Н. (ред.). 2008. К вопросу о событийной выраженности отделов меловой системы // Меловая система России и ближнего зарубежья: проблемы стратиграфии и палеогеографии. Новосибирск: Изд-во СО РАН. С. 145-146.

Рубан Д.А., Ищенко Ю.В., Малиновская А.А. 2005. Отделы меловой системы с точки зрения событийной стратиграфии // Научная мысль Кавказа. Приложение. № 14. С. 134-136.

Baudin F. 2005. A Late Hauterivian short-lived anoxic event in the Mediterranean Tethys: the "Faraoni Event" // Comptes Rendus Geosciences. Vol. 337. P. 1532-1540.

Bodin S., Godet A., Foellmi K.B. et al. 2006. The late Hauterivian Faraoni oceanic anoxic event in the western Tethys: Evidence from phosphorus burial rates // Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology. Vol. 235. P. 245-264.

Company M., Aguado R., Sandoval J. et al. 2005. Biotic changes linked to a minor anoxic event (Faraoni Level, latest Hauterivian, Early Cretaceous) // Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology. Vol. 224. P. 186-199.

Godet A., Bodin S., Foellmi K.B. et al. 2006. Evolution of the marine stable carbon-isotope record during the early Cretaceous: A focus on the late Hauterivian and Barremian in the Tethyan realm // Earth and Planetary Science Letters. Vol. 242. P. 254-271.

Ogg J.G., Ogg G., Gradstein F.M. 2008. The Concise Geologic Time Scale // Cambridge: Cambridge University Press. 177 p.

Takashima R., Nishi H., Huber B.T., Leckie R.M. 2006. Greenhouse World and the Mesozoic Ocean // Oceanography. Vol. 19. P. 64-74.

НИЖНИЙ МЕЛ НИЖНЕЙ ЛЕНЫ: РАСЧЛЕНЕНИЕ И КОРРЕЛЯЦИЯ (ВОСТОК СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ)

В.С. Гриненко[1], В.П. Девятов[2], Б.Н. Шурыгин[3]
[1]*«ЦПСЭ» ГУГГП РС (Я) «Якутскгеология», Якутск, geopoisk@sakha.ru*
[2]*Сибирский научно-исследовательский институт геологии, геофизики и минерального сырья (СНИИГГиМС), Новосибирск, dvp@sniiggims.ru*
[3]*Институт нефтегазовой геологии и геофизики СО РАН (ИНГГ), Новосибирск, shurygin@uiggm.nsc.ru*

THE LOWER CRETACEOUS OF LOWER LENA: BREAKDOWN AND CORRELATION (EAST SIBERIAN PLATFORM)

V.S. Grinenko[1], V.P. Devjatov[2], B.N. Shurygin[3]
[1]*Central Prospect-and-Survey Expedition GUGGP «Yakutskgeologia», Yakutsk, geopoisk@sakha.ru*
[2]*Siberian Research Institute of Geology, Geophysics and Mineral Resourses (SNIIGGIMS), Novosibirsk, dvp@sniiggims.ru*
[3]*Trofimuk Institute of Petroleum Geology and Geophysics (IPGG) SB RAS, Novosibirsk*

Структурно-фациальное районирование. В основу районирования положены генезис отложений, стратиграфическая полнота и мощность отложений (Решения…, 1981). Нижний мел Нижней Лены разграничен (с запада на восток) четырьмя стратиграфическими районами (СР) (рис. 1, 2): Буолкалах-Бесюкинским (I-А-1), Бекчеренским (I-А-1) (вновь выделены), Булунско-Менгкеринским (I-А-3) (Гриненко, 2007, 2008) и Лено-Вилюйским (I-А-4) (Геология Якутской АССР, 1981), площади которых являются составными частями Лено-Анабарской (I-А) и Вилюйско-Предверхоянской (I-Б) структурно-фациальных зон (СФЗ) Восточно-Сибирской структурно-фациальной области (СФО) (I).

Региональные подразделения. Нижнемеловые отложения включают осадки морского, прибрежно-морского и континентального генезиса. В мезозойских прогибах севера Сибирской платформы морские и прибрежно-морские фации расчленяются на семь «сибирских» региональных стратиграфических горизонтов (снизу вверх): буолкалахский (берриас – кровля лоны Buchia tolmatschowi), харабылский (лона Buchia inflata – средняя часть лоны B. sublaevis), балагачинский (конец позднего валанжина – ранний готерив), тигянский (поздний готерив – баррем), санга-салинский (ранний – средний апт), рассохинский (поздний апт), огневский (альб). Тигянский, санга-салинский, рассхинский горизонты соответствуют одноименным свитам, а огневский – объему двух свит (снизу вверх): огневской и бегичевской.

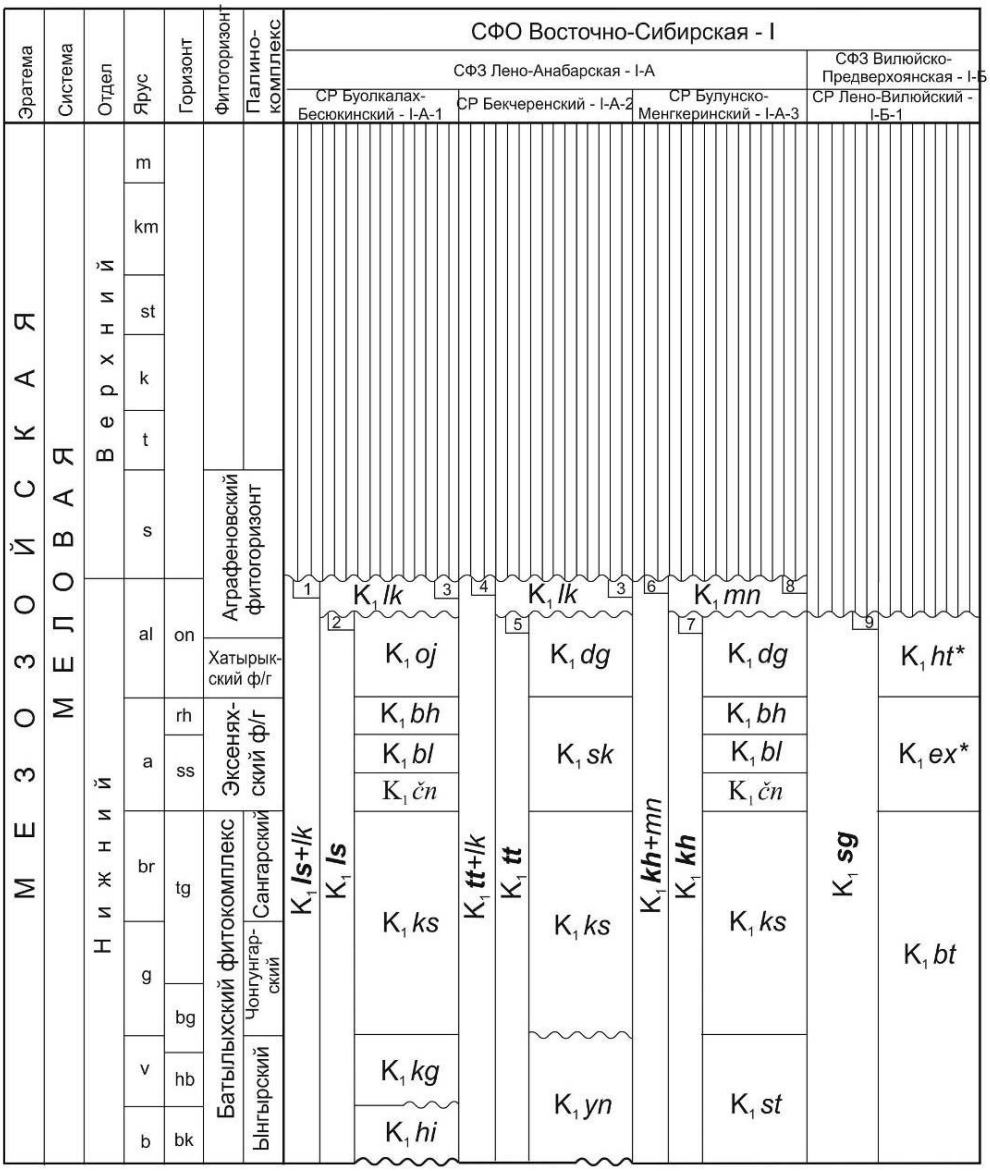


Рис. 1. Схема корреляции меловых отложений

Названия геологических подразделений: 1 – ленская серия и лукумайская свита объединенные (K_1***ls***+*lk*); 2 – ленская (хаиргасская (K_1 *hi*), кигиляхская (K_1*kg*), кюсюрская (K_1*ks*), чонкогорская (K_1*xn*), булунская (K_1*bl*), бахская (K_1*bh*), огоньор-юряхская (K_1*oj*) свиты объединенные) серия (K_1***ls***); 3 – лукумайская свита (K_1*lk*); 4 – тутагинская серия лукумайская свита объединенные (K_1***tt***+*lk*); 5 – тутагинская (ынгырская (K_1*yn*), кюсюрская (K_1*ks*), сиктяхская (K_1*sk*), джарджанская (K_1*dg*) свиты объединенные) серия (K_1***tt***); 6 – кубалахская серия и менгкеринская свита объединенные (K_1***kh***+*mn*); 7 – кубалахская (сайатинская (K_1*st*), кюсюрская (K_1*ks*), чонкогорская (K_1*xn*), булунская (K_1*bl*), бахская (K_1*bh*), джарджанская (K_1*dg*) свиты объединенные) серия (K_1***kh***); 8 – менгкеринская свита (K_1*mn*); 9 – сангарская (батылыхская (K_1*bt*), эксеняхская (K_1*ex*), хатырыкская (K_1*ht*) свиты объединенные).

Примечание: * в разрезах скважин.

В колонке региональных подразделений обозначены горизонты: bk – буолкалахский; hb – харабылский; bg – балагачинский; tg – тигянский; ss – сангасалинский; rh – россохинский; on – огневский

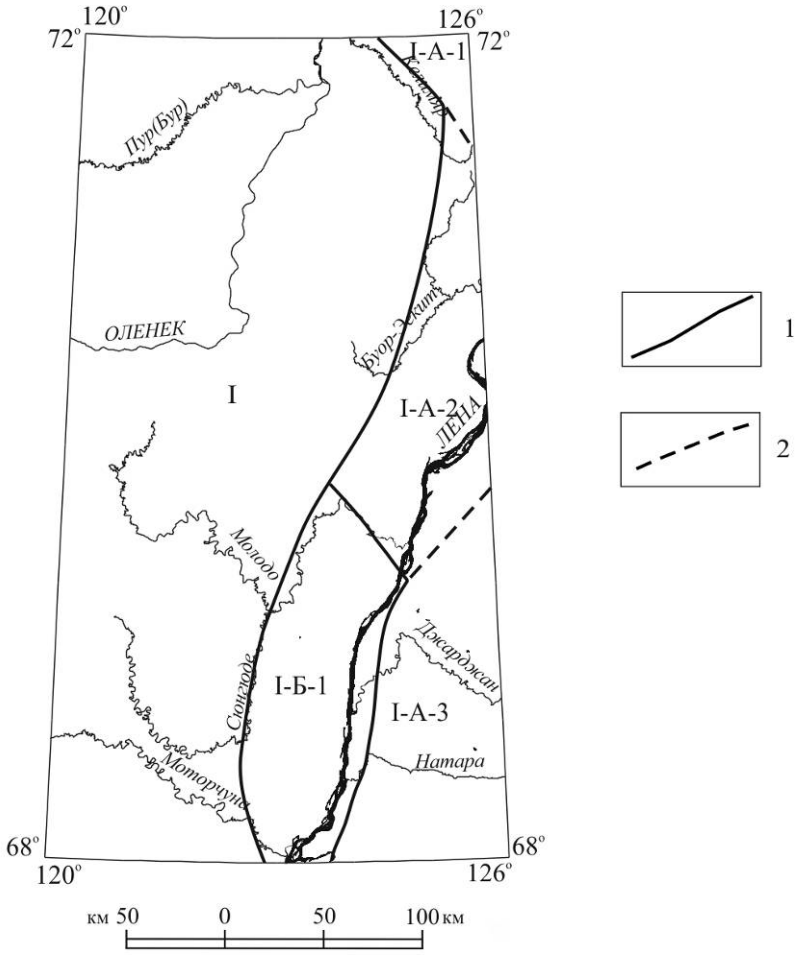


Рис. 2. Схема районирования меловых отложений:

1-2 – границы: 1 – СФЗ; 2 – СР. Элементы районирования: I – Восточно-Сибирская СФО: I-А – Лено-Анабарская СФЗ: I-А-1 – Буолкалах-Бесюкинский СР, I-А-2 – Бекчеренский СР, I-А-3 – Булунско-Менгкеринский СР; I-Б – Вилюйско-Предверхоянская СФЗ: I-Б-1 – Ленно-Вилюйский СР

Континентальные отложения востока платформы коррелируются с морскими разрезами посредством 4-х региональных фитохронологических горизонтов: батылыхского (берриас-баррем), эксеняхского (апт), хатырыкского (нижний альб) и агрофеновского (верхний альб – сеноман). Для батылыхского горизонта используются фитостратиграфические комплексы: ынгырский (берриас-валанжин), чонгунгарский (готерив) и сангарский (баррем) (рис. 1).

Литостратиграфия. Большинство подразделений, закартированных среднемасштабной съемкой как «ярусы» ОСШ или как «свиты», сгруппированы для целей картографирования масштаба 1:1 000 000 (издание третье) в более крупные стратоны – серии, при этом они совпадают или близки к объемам региональных стратиграфических подразделений (Геология Якутской АССР, 1981). В пределах Нижней Лены выделены 4 типа разрезов, стратиграфические подразделения которых сгруппированы в серии: ленскую (1295-1760 м) и сангарскую (673-870 м) (ранее известные) и новые: тутагинскую (630-930 м) и кубалахскую (735-1530 м) (рис. 1). В Буолкалах-Бесюкинском (I-А-1), Бёкчёренском (I-А-2) и

Булунско-Менгкеринском (I-А-3) районах Лено-Анабарской СФЗ (I-А) эти серии несогласно перекрыты континентальными угленосными породами лукумайской (80-120 м), менгкеринской (80-100 м) свит (рис. 1). В Лено-Вилюйском районе Вилюйско-Предверхоянской СФЗ (I-Б) верхняя часть верхнеальбского уровня седиментации редуцирована.

Нижний мел Нижней Лены отнесен к сероцветной угленосной формации (Атласов, 1950 и др.). Анализ этой формации позволил выявить выраженную вертикальную и латеральную зональность осадконакопления. Из результатов предыдущих исследований следует, что каждый тип разреза, охватывающий на Нижней Лене объем берриаса-альба и включающий в себя как морские, так и континентальные фации, должен трактоваться как «песчано-угленосный регрессивный комплекс» (Ивановская, 1967). Это позволило сгруппировать местные геологические тела в более крупные объединенные стратоны («серия+свита»). Таким образом, впервые выделенные для целей мелкомасштабного государственного картографирования новые объединенные стратоны отвечают понятию «литологический комплекс» и, посредством 4-х типов разрезов (рис. 1), «порайонно» отображают с запада на восток Нижней Лены зональность нижнемелового седиментогенеза в двух структурно-фациальных зонах: Лено-Анабарской и Вилюйско-Предверхоянской. Мощность нижнего мела варьирует в пределах от 630 до 1760 м.

Литература

Атласов Н.П. 1950. Основные черты геологического строения хребта Верхоянского // Труды Якутского филиала АН СССР. Сб. 1. М.: Изд-во АН СССР. С. 112-122.

Геология Якутской АССР. 1981. М.: Недра. 300 с.

Гриненко В.С. 2007. Меловые континентальные образования востока Сибирской платформы // Отечественная геология. № 1. С. 110-118.

Гриненко В.С. 2008. Меловая система // Государственная геологическая карта РФ. Масштаб 1:1 000 000 (третье поколение). Сер. Верхояно-Колымская. Лист Q-52 – Верхоянские цепи. Объяснительная записка. СПб.: Картфабрика ВСЕГЕИ. С. 82-94.

Ивановская А.В. 1967. Литология мезозойских отложений бассейна нижнего течения р. Лены. Новосибирск: Наука, Сибирское отделение. 170 с.

Киричкова А.И., Зинченко В.Н., Чирва С.А. 1987. Нижнемеловые отложения низовьев р. Лена (Булунский район) // Геология и геофизика. № 4. С. 21-28.

Решения 3-го Межведомственного регионального стратиграфического совещания по мезозою и кайнозою Средней Сибири. 1981. Новосибирск. 89 с.

БЕЛЕМНИТЫ И КОРРЕЛЯЦИЯ ПОГРАНИЧНЫХ ЮРСКО-МЕЛОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ СЕВЕРНОЙ СИБИРИ И СЕВЕРНОЙ КАЛИФОРНИИ

О.С. Дзюба
Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН, Новосибирск, dzyubaos@ipgg.nsc.ru

BELEMNITES AND CORRELATION OF THE JURASSIC/CRETACEOUS BOUNDARY INTERVAL IN NORTHERN SIBERIA AND NORTHERN CALIFORNIA

O.S. Dzyuba
Trofimuk Institute of Petroleum Geology and Geophysics, SB RAS, Novosibirsk, dzyubaos@ipgg.nsc.ru

В Северном полушарии существует небольшое количество разрезов пограничных юрско-меловых отложений, в которых бореальные моллюски встречаются совместно с тетическими. Все они расположены по окраинам Тихого океана – на северо-востоке Азии (Дальний Восток России, Северо-Восточный Китай) и на западном побережье Северной Америки (Западная Британская Колумбия на территории Канады, Северная Калифорния и Юго-Западный Орегон на территории США). Присутствие в этих разрезах аммонитов тетического происхождения позволяет определять возраст пород в соответствии с зональным тетическим стандартом. Однако раковины головоногих редки, и относительная датировка отложений основана, главным образом, на двустворках, принадлежащих бореальному роду *Buchia* (Jones et al., 1969; Jeletzky, 1984; Сей, Калачева, 1993; Sha et al., 2006 и др.). Белемниты с этих территорий до настоящего времени в стратиграфических целях не использовались. Между тем в разрезах Северной Калифорнии известны довольно богатые комплексы белемнитов (Stanton, 1895; Anderson, 1945), в которых бореальные Cylindroteuthididae численно преобладают над тетическими Mesohibolitidae.

Последовательность бухиазон Северной Сибири коррелируется с их последовательностью в Северной Калифорнии через Британскую Колумбию. Отсутствие в титоне и большей части берриаса во всех трех регионах общих бухиазон порождает различные интерпретации корреляционных связей (Захаров, 1981, 2004; Jeletzky, 1984; Hoedemaeker, 1987; Rogov, Zakharov, 2009 и др.). В рассматриваемом случае довольно трудно точно сопоставить пограничные юрско-меловые отложения, опираясь только на бухии. Некоторый прогресс в решении этой проблемы достигнут после изучения новых коллекций белемнитов с п-ова Нордвик (побережье моря Лаптевых, Северная Сибирь).

В волжском и рязанском ярусах на п-ове Нордвик определено большое количество видов Cylindroteuthididae, известных в Северной Калифорнии: *Cylindroteuthis (Cylindroteuthis) knoxvillensis* And., *C. (C.)* cf. *newvillensis* And., *C. (Arctoteuthis) porrectiformis* And., *C. (A.) tehamaensis* (Stant.), *Lagonibelus (Lagonibelus) napaensis* (And.). Многие из них являются видами-индексами зон и слоев по белемнитам (рис. 1). В пограничном юрско-меловом интервале на п-ове

Нордвик установлены две параллельные непрерывные последовательности биостратонов по цилиндротеутидам: 1) зона Russiensis, слои с Gustomesovi – Porrectiformis; 2) слои с Napaensis, зона Tehamaensis, зона Knoxvillensis. Последние две зоны в ранге слоев с белемнитами прослеживаются в Северной Калифорнии.

Находки *Lagonibelus (Lagonibelus) californicus* (And.) и *L. (L.) tomsensis* (And.) в нижней части подзоны Buchia elderensis Северной Калифорнии позволяют сопоставить этот стратиграфический интервал с нижней частью бореальной аммонитовой зоны Variabilis. Вид *L. (L.) californicus* наиболее близок к средневолжским формам *Lagonibelus*, в особенности к *L. (L.) parvulus* (Gust.). О тождественности видов *L. (L.) tomsensis* и *L. (L.) napaensis* уже предполагалось ранее (Дзюба, 2004). Совместные находки *L. (L.) parvulus* и *L. (L.) napaensis* известны только на севере Сибири и происходят из нижней части зоны Variabilis (Dzyuba et al., 2007). Примечательно, что интервал разреза в верхней части подзоны Buchia elderensis Северной Калифорнии, содержащий аммониты из родов *Kossmatia* и *?Durangites*, коррелируется с тетической зоной Durangites или ее нижней частью (Hoedemaeker, 1987). Расположение его стратиграфически выше слоев, сопоставляемых с бореальной зоной Variabilis, согласуется с палеомагнитными данными (Хоша и др., 2007).

Белемнитовые слои с Tehamaensis обеспечивают корреляцию верхней части калифорнийской подзоны Buchia fischeriana с интервалом внутри сибирской зоны B. unschensis, который в аммонитовой шкале охватывает верхнюю часть зоны Taimyrensis, зону Chetae и низы зоны Sibiricus (рис.). Несмотря на то что в подстилающих отложениях в Северной Калифорнии белемниты не обнаружены, распространение вида *C. (C.) newvillensis* в верхней части слоев с Tehamaensis является показателем присутствия их здесь в объеме, близком к полному, так как на п-ове Нордвик *C. (C.)* cf. *newvillensis* появляется в основании аммонитовой зоны Chetae. В подошве слоев с Tehamaensis отмечаются находки аммонитов из рода *Parodontoceras*, обнаруженные в одном местонахождении с *Cylindroteuthis (Arctoteuthis) tehamaensis* (Stanton, 1895; Imlay, Jones, 1970). Верхам слоев с Tehamaensis соответствуют верхи зоны Buchia piochii, содержащие находки *Spiticeras (Spiticeras?)* n. sp. indet. (Imlay, Jones, 1970).

Белемнитовые слои с Knoxvillensis в Северной Калифорнии выделены в объеме зоны Buchia aff. okensis, которая в соответствии с разными моделями корреляции с сибирской шкалой по бухиям отвечает: 1) зоне B. okensis (Захаров, 1981); 2) зоне B. unschensis (Jeletzky, 1984; Hoedemaeker, 1987 и др.); 3) небольшому интервалу внутри зоны B. unschensis (Сей, Калачева, 1993); 4) верхней части зоны B. Unschensis – зоне B. okensis (Захаров, 2004). На основе полученных данных можно сделать вывод, что нижняя часть сибирской зоны B. unschensis, объемлющая аммонитовые зоны Taimyrensis и Chetae, не может быть соотнесена с калифорнийской зоной B. aff. okensis, так как белемнитовая зона Knoxvillensis в Сибири охватывает аммонитовые зоны, расположенные стратиграфически выше: Sibiricus, Kochi и нижнюю часть Analogus. Белемниты свидетельствуют о соответствии зоны B. aff. okensis, по меньшей мере, аммонитовой зоне Sibiricus рязанского яруса (рис.). Поскольку в основании вышележащей зоны B. uncitoides в Калифорнии белемниты не найдены, мы не можем точ-

но представить себе стратиграфический объем выделяемых здесь слоев с Knoxvillensis. Весьма вероятно, что им, а следовательно, и зоне B. aff. okensis принадлежат и более молодые отложения, на что указывает находка в этом интервале аммонита *Bochianites glennensis*, недавно со знаком cf. установленная также в основании аммонитовой зоны Kochi на п-ове Нордвик (Рогов, Игольников, 2009). Зону B. aff. okensis в Северной Калифорнии характеризует богатый комплекс аммонитов тетического происхождения: *Parodontoceras, Substeueroceras, Spiticeras, Proniceras* и др. (Imlay, Jones, 1970). Тетические белемниты, отнесенные Андерсоном к роду *Hibolithes* (Anderson, 1945), происходят из местонахождений, по возрасту соответствующих бореальным белемнитовым слоям с Tehamaensis и слоям с Knoxvillensis.

Таким образом, в пограничных юрско-меловых отложениях Калифорнии по белемнитам установлено три биостратона, обеспечивающих корреляцию субтетических и бореальных разрезов: слои с Californicus – Tomsensis, отвечающие основанию сибирских слоев с Napaensis; слои с Tehamaensis и слои с Knoxvillensis, соответствующие одноименным зонам сибирской шкалы.

Работа выполнена при финансовой поддержке по программам РАН 15 и 17.

Литература

Дзюба О.С. 2004. Белемниты (Cylindroteuthidae) и биостратиграфия средней и верхней юры Сибири // Новосибирск: Изд-во СО РАН, филиал Гео. 203 с.

Захаров В.А. 1981. Бухииды и биостратиграфия бореальной верхней юры и неокома. М.: Наука. 271 с.

Захаров В.А. 2004. Бухиазоны берриаса и валанжина Северной Калифорнии (разрезы в районе Паскента) и проблемы панбореальной корреляции // Второе Всерос. совещание «Меловая система России: проблемы стратиграфии и палеогеографии (Санкт-Петербург, 12-15 апреля 2004 г.)»: тез. докл. СПб. С. 31.

Рогов М.А., Игольников А.Е., Леонова Т.Б., Барсков И.С., Митта В.В. (ред.). 2009. Аммониты рода Bochianites из нижнего мела Панбореальной надобласти и их значение для палеобиогеографических реконструкций // Современные проблемы изучения головоногих моллюсков. Морфология, систематика, эволюция, экология и биостратиграфия (Москва, 2-4 апреля 2009 г.). М.: ПИН РАН. С. 124-126.

Сей И.И., Калачева Е.Д. 1993. Биостратиграфические критерии границы юрской и меловой систем для территории России: служебно-информационная записка. СПб.: ВСЕГЕИ. 60 с.

Хоша В., Прунер П., Захаров В.А. и др. 2007. Бореально-тетическая корреляция пограничного юрско-мелового интервала по магнито- и биостратиграфическим данным // Стратиграфия. Геол. корреляция. Т. 15, № 3. С. 63-76.

Anderson F.M. 1945. Knoxville Series in California Mesozoic // Bull. Geol. Soc. Am. 56(10). P. 909-1014.

Dzyuba O.S., Zakharov V.A., Košťák M. 2007. Belemnites of the Jurassic/Cretaceous boundary interval from Nordvik Peninsula (Northern Siberia) // Seventh International Symposium Cephalopods – Present and Past, September 14-16, 2007, Sapporo, Japan: Abstracts Volume. P. 94-95.

Hoedemaeker Ph.J. 1987. Correlation possibilities around the Jurassic-Cretaceous boundary // Scrip. Geol. 84. P. 1-64.

Imlay R.W., Jones D.L. 1970. Ammonites from the Buchia Zones in Northwestern California and Southwestern Oregon // US Geol. Surv., Prof. Paper. 647B. 59 p.

Jeletzky J.A. 1984. Jurassic-Cretaceous boundary beds of Western and Arctic Canada and the problem of the Tithonian-Berriasian stages in the Boreal Realm // Geol. Assoc. Canada. Spec. Pap. 27. P. 175-255.

Jones D.L., Bailey E.H., Imlay R.W. 1969. Structural and stratigraphic significance of the Buchia zones in the Colyear Springs-Paskenta area California // Geol. Surv. Prof. Pap. 647A. 24 p.

Rogov M., Zakharov V. 2009. Ammonite- and bivalve-based biostratigraphy and Panboreal correlation of the Volgian Stage // Sci China Ser D-Earth Sci. 52(12). P. 1890-1909.

Sha J., Chen S., Cai H. et al. 2006. Jurassic-Cretaceous boundary in northeastern China: placement based on buchiid bivalves and dinoflagellate cysts // Progr. Nat. Sci. 16(13). P. 39-49.

Stanton T.W. 1895. Contributions to the Cretaceous paleontology of the Pacific Coast. The fauna of the Knoxville beds // Bull. US Geol. Surv. 133. 132 p.

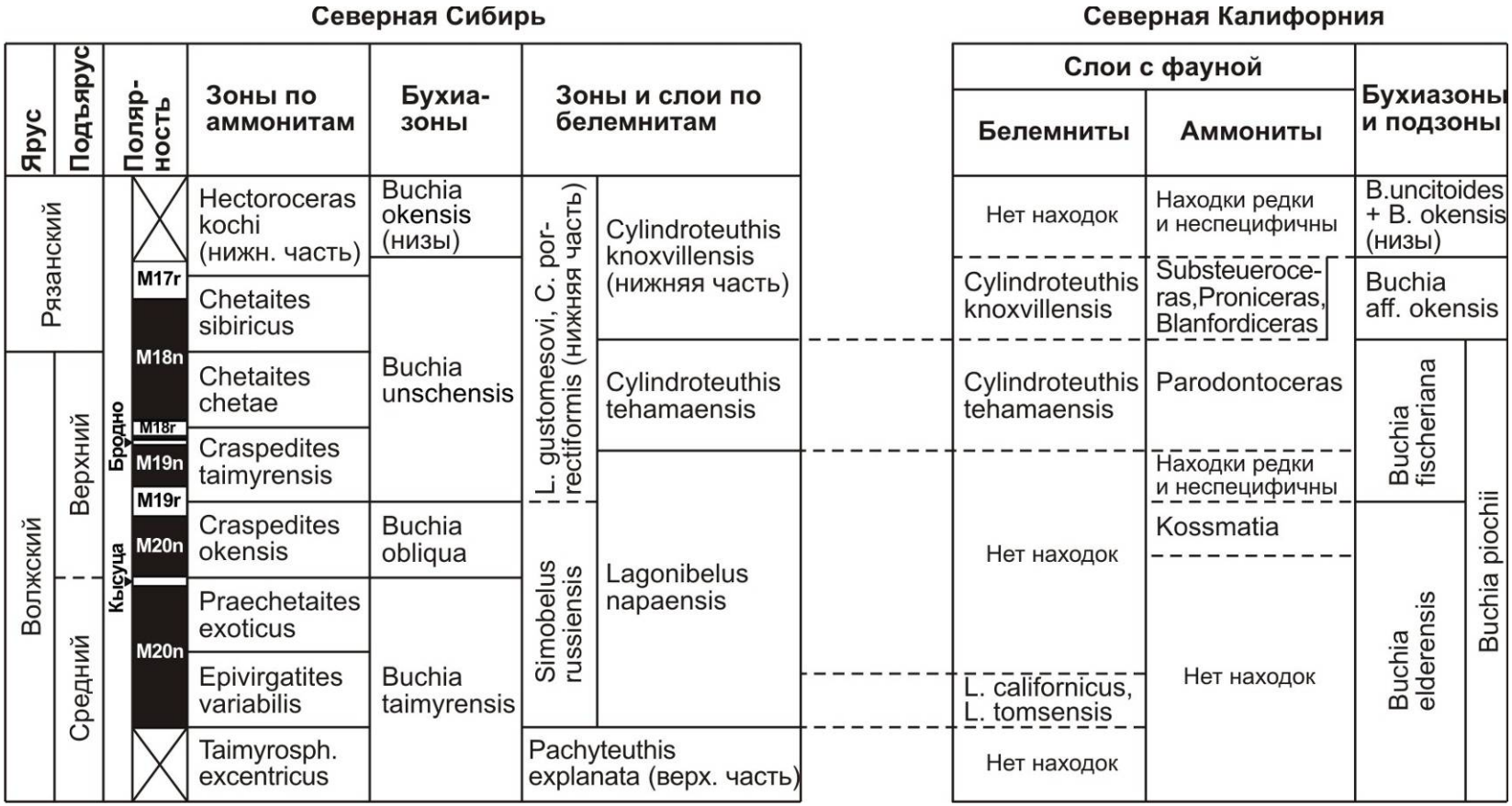


Рис. Схема корреляции пограничных слоев юры и мела Северной Калифорнии и Северной Сибири по белемнитам. Зоны по аммонитам и бухиям по (Imlay, Jones, 1970; Захаров, 1981; Rogov, Zakharov, 2009), с небольшими изменениями; палеомагнитная шкала по (Хоша и др., 2007)

НИЖНИЙ МЕЛ УЛЬЯНОВСКОЙ ОБЛАСТИ. ИЗУЧЕНИЕ ЕГО ПАЛЕОФАУНЫ НА БАЗЕ УНДОРОВСКОГО ПАЛЕОНТОЛОГИЧЕСКОГО МУЗЕЯ

В.М. Ефимов
Ундоровский палеонтологический музей, Ульяновск, upm2002@mail.ru

THE LOWER CRETACEOUS OF THE ULYANOVSK REGION. ITS STUDYING PALEOFAUNA ON THE BASIS OF THE UNDOROVSKY PALEONTOLOGIC MUSEUM

V.M. Efimov
Undorovsky paleontological museum, Ulyanovsk, upm2002@mail.ru

Изучением нижнего мела Симбирского Поволжья занимались многие видные ученые, среди которых особое место занимают П.М. Языков, Т.А. Траутшольд, И.И. Лагузен, И.Ф. Синцов. Велика роль А.П. Павлова в исследовании геологических отложений региона. Он доказал существование перерыва между юрой и мелом, разработал схему расположения меловых пород по фауне и сопоставил их с разрезами Западной Европы, описал фауну нижнего мела, открыл род Simbirskites. Его труды определили направление дальнейшего изучения мела. Впоследствии вышли работы исследователей А.Д. Архангельского, Е.В. Милановского, Е.С. Черновой, И.Г. Сазоновой, Е.А. Глазуновой. Литологический состав пород изучался геологом Казанского университета В.В. Корчагиным.

Нижний мел широко распространен в Ульяновской области и покрывает всю территорию осадочным чехлом мощностью 160-200 метров. В ее северной половине, на площади, составляющей около 15% территории области, отложения выходят на поверхность почти повсеместно. В нижнем мелу присутствуют все шесть ярусов.

Берриас представлен 1,5-2-метровой толщей глауконитовых песчаников с прослоями фосфорита.

Валанжин на севере области сильно размыт и представляет 0,5-0,7-метровую фосфоритовую плиту с кварц-глауконитовым песчаником. На юге области эти отложения имеют большую мощность и хорошо охарактеризованы фауной.

На размытую поверхность валанжина ложится 60-80-метровый слой тёмно-серых глин верхнего готерива с большим количеством фауны.

Готерив постепенно переходит в барремскую толщу. Границей между двумя ярусами служит слабовыраженный фосфоритовый горизонт, а также скопление разнообразных форм белемнитов, за что слои были названы А.П. Павловым белемнитовой толщей. Мощность баррема колеблется от 15 до 30 метров.

Апт начинается песчанистыми глинами, переходящими в центре пачки в битуминозные, с включением плотных конкреций, которые образуют плиту, маркирующую горизонты нижнего апта. В ярусе прослеживаются несколько слоев конкреций с ископаемой фауной прекрасной сохранности, в том числе разнообразные формы гетероморфных аммонитов. Мощность 65-80 метров.

Завершают нижний мел слои среднего и верхнего альба. Средний альб сложен песчанистыми серыми глинами и тонкозернистыми зеленоватыми песками; верхний – тонкоплитчатыми темно-серыми глинами мощностью 17-24 м.

Постоянные осмотры волжских берегов позволили автору собрать значительную коллекцию позвоночной и беспозвоночной палеофауны. Многие из этих экземпляров пополнили фонды Ульяновского областного краеведческого музея. Однако экспозиционные площади современного отдела природы и хранилища областного музея не смогли собрать и сохранить все многообразие ископаемой фауны Ульяновской области. В то же время музеи России и зарубежных стран в своих экспозиционных фондах содержат богатые коллекции с территории Симбирского-Ульяновского Поволжья (коллекции К.А. Кабанова в ПИН РАН, А.П. Павлова в МГУ и другие). Поэтому возникла идея создания отдельного палеонтологического музея на местонахождении стратотипа волжского яруса в селе Ундоры, который был открыт в декабре 1990 года. Кроме того, в Ульяновской области были созданы в 1988 году Ульяновский, а в 1991 году Сенгилеевский палеонтологические заказники (Ефимов, 1997а,б). На базе Ундоровского палеонтологического музея впервые в России начались масштабные изучения морских рептилий мезозоя (ихтиозавров, плезиозавров, плиозавров). Было открыто новое семейство ихтиозавров, названное по месту нахождения (с. Ундоры), – ундорозавриды, описано 4 новых рода: очевия, языковия, симбирскозавры и плутонозавры, 13 новых видов. Впервые в истории палеонтологии Среднего Поволжья в нижнем мелу были обнаружены скелетные остатки готеривских динозавров, отнесенных Д.В. Ефимовым к титанозаврам, а в апте – кости летающих ящеров рамфоринхов.

Научные интересы сотрудников Ундоровского палеонтологического музея распространились за пределы Среднего Поволжья. На настоящем совещании представлена работа о находке фрагментов скелета ихтиозавра из нижнего мела Крыма. Большие перспективы открываются по нижнему мелу севера Европейской и Азиатской части России.

За двадцать лет существования Ундоровского палеонтологического музея сотрудниками опубликовано свыше 120 работ в сборниках и научных журналах. Коллекции беспозвоночных животных Ундоровского палеонтологического музея послужили основой для изучений гетероморфных аммонитов, гастропод, двустворчатых моллюсков и других групп. Кроме научных исследований, сотрудники музея ведут просветительскую и консультационную работу среди населения Ульяновской области. Занятия со школьниками, студентами, лекции, публикации в периодической печати и средствах электронной информации позволяют соотечественникам лучше познавать свою малую родину.

Литература

Ефимов В.М. 1997а. Сенгилеевский государственный палеонтологический заказник // Особо охраняемые природные территории Ульяновской области. Ульяновск: Ульяновский Дом печати. С. 158-159.

Ефимов В.М. 1997б. Ульяновский государственный палеонтологический заказник // Особо охраняемые природные территории Ульяновской области. Ульяновск: Ульяновский Дом печати. С. 160-161.

ПЕРВАЯ НАХОДКА ФРАГМЕНТОВ СКЕЛЕТА ИХТИОЗАВРА РОДА *JASYKOVIA* В ВАЛАНЖИНЕ КРЫМА

Д.В. Ефимов[1], В.Н. Комаров[2]
[1]*Ундоровский палеонтологический музей, Ульяновск, efdn@mail.ru*
[2]*Российский государственный геологоразведочный университет, Москва, grf@msgra.ru*

THE FIRST FIND OF FRAGMENTS OF SKELETON ICHTHYOSAURUS *JASYKOVIA* IN VALANGINIAN CRIMEA

D.V. Efimov [1], V.N. Komarov [2]
[1]*The Undorovsky paleontological museum, Ulyanovsk, efdn@mail.ru*
[2]*Tthe Russian state geological prospecting university, Moscow, grf@msgra.ru*

Нижнемеловые разрезы междуречья Кача – Бодрак издавна привлекали внимание геологов своей полнотой и богатой фаунистической охарактеризованностью. В результате проведенного в последние годы переизучения нижнемеловых разрезов Юго-Западного и Центрального Крыма, сопровождавшегося послойными сборами остатков фауны и ревизией ранее собранных палеонтологических коллекций, была существенно пересмотрена биостратиграфическая схема указанных районов (Барабошкин, 1997, 1999, 2001; Барабошкин, Янин, 1997; Смирнова, Барабошкин, 2004). Валанжин в бассейне рек Кача и Бодрак представлен в полном объеме. К настоящему времени в данном районе установлены оба подъяруса и большинство аммонитовых зон, выделяемых в стратотипическом регионе. Нижний валанжин начинается здесь зоной Kilianella otopeta. Она образована пачкой «пудинговых» конгломератов и гравелитов. Мощность зоны 1,5 м.

Отложения зоны Thurmanniceras pertransiens залегают с небольшим размывом и представлены теми же породами, что и предыдущая зона. На г. Резаной она имеет мощность около 2,5 м. В породах встречаются аммониты *Thurmanniceras pertransiens, T. salientinum, T.* ex gr. *thurmanni, T. valdrumensis, T. geymardi, Bodrakiceras inostranzewi, B. moutonianus* и комплекс другой фауны, близкий предыдущей зоне. Кровля зоны представляет собой поверхность «твердого дна».

Зона Campylotoxia campylotoxa установлена только в переотложенном состоянии в разрезе р. Кача. Аммониты, доказывающие присутствие зоны, встречаются в маломощном горизонте конденсации, состоящем из неперемещенных фрагментов разрушенного твердого дна. Мощность горизонта конденсации, в котором совместно встречается фауна зон campylotoxa и submartini, составляет 0,1-0,2 м.

Зона Himantoceras trinodosum установлена на основе находки *Himantoceras* cf. *trinodosum* только в разрезе г. Резаной, где она сложена ритмично чередующимися серыми карбонатными песчаниками (0,2-0,3 м), содержащими фосфоритовые и марказитовые конкреции, а также алевритистыми и чистыми биотурбированными глинами. Мощность пачки 6 метров.

Зона Teschenites callidiscus представлена переслаиванием плотных известковистых песчаников (0,2-0,3 м) и рыхлых биотурбированных глинистых песчаников серого цвета (1-2 м), содержащих плотные известковистые стяжения, конкреции марказита, фосфориты и крупные остатки ископаемой древесины. Мощность зоны около 16 м.

Зона Eleniceras tauricum, завершающая валанжинскую последовательность, представлена чередованием буро-серых рыхлых слабоглинистых и плотных карбонатных песчаников, содержащих выветрелые марказитовые конкреции. Мощность зоны на южном склоне г. Резаной 17,5 м.

Первые данные о находках остатков раннемеловых пресмыкающихся Горного Крыма приведены в классическом трехтомном труде “Lethaea Rossica” (Eichwald, 1868). А.Н. Рябинин сообщил о переданном в его коллекцию В.А. Кузнецовой-Платоновой позвонке ихтиозавра из нижнего мела (более точная стратиграфическая привязка не указывалась) окрестностей с. Биасала (Рябинин, 1946). Последней из известных находок является зуб морской рептилии неясной систематической принадлежности, длиной 1,5 см, найденный у с. Партизанского в нерасчлененных готеривско-барремских породах (Кравцов и др., 1983). Таким образом, анализ литературных данных позволяет сделать вывод о том, что находки остатков раннемеловых пресмыкающихся в Горном Крыму единичны. Они представляют лишь разрозненные элементы скелета, все сделаны случайно и имеют, как правило, неясную стратиграфическую привязку.

В 2009 году одним из авторов при проведении геологической практики в окрестностях Бахчисарая была собрана небольшая коллекция костей раннемеловых морских рептилий. Одна из групп остатков, по предварительному определению В.М. Ефимова, была отнесена к ихтиозаврам рода *Jasykovia*. Род *Jasykovia* V. Efimov, 1999 был выделен на территории Европейской части России в волжском ярусе верхней юры, отнесенном в настоящее время к берриасу (Ефимов, 1999). Представители рода достигали длины 1,5-3 м, имели относительно высокий череп, тонкое узкое рыло с мелкими коническими зубами, плотно сидящими в альвеолах челюстных костей. Особыми признаками рода являются: строение склеротического кольца глаза, своеобразный плечевой пояс, детали которого у разных видов варьируют, а также пропорции позвонков. Судя по строению скелета плечевого пояса и черепа, можно предположить, что предки *Jasykovia* происходят от раннеюрских ихтиозавров рода *Stenopterygius*, которые проникли в Русское море во время батской трансгрессии в средней юре. Род *Jasykovia* сформировался как новый таксон, имевший существенные отличия от предковой формы в средневолжском веке, вероятно, в фазе virgatites virgatus. Морфологические изменения в строении скелетов видов рода *Jasykovia* связаны с условиями обитания, установившимися в Русском море в конце юрского – начале мелового периода. Обилие водной растительности и мелководность бассейна привели к необходимости усиления плечевого пояса. Наибольшего расцвета род Jasykovia достигает в раннем берриасе раннего мела. В валанжине фрагменты скелетов ихтиозавров рода *Jasykovia* были обнаружены в Кировской области (п. Рудничный), а также на севере Сибири в устье р. Анабар (Ефимов, 2006). С юга Восточно-Европейской равнины останки представителей *Jasykovia* до настоящего времени не были известны.

Описание находки

Материал: скопление костей ихтиозавра, фосфоритизированное, заключенное в плотный известковистый песчаник; включает ¼ часть склеротического кольца, 2 невральные дуги шейных позвонков, атлант и первый шейный позвонок. Отдельно здесь же (рис.) обнаружены один переднетуловищный и два шейных позвонка (кол. УПМ, № 1391).

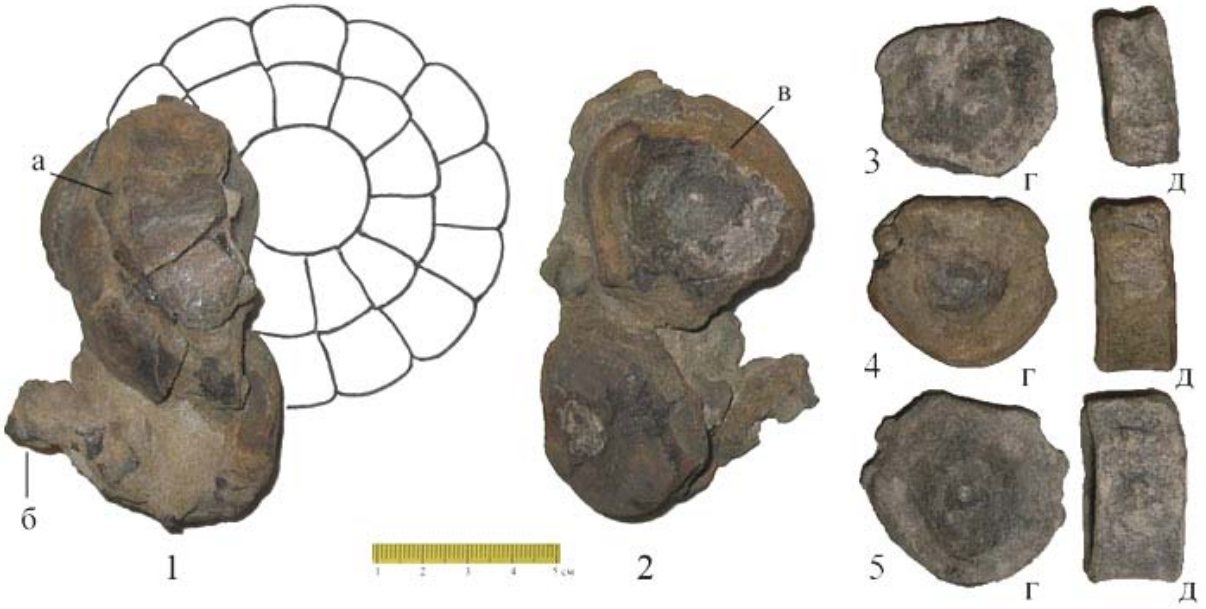


Рис. Кости ихтиозавра *Jasykovia* sp. Nov (УПМ №1391): 1 – скопление костей; 2 – вид с обратной стороны; 3 – шейный позвонок; 4 – переднетуловищный позвонок; 5 – туловищный позвонок; а – фрагмент склеротического кольца; б – остистый отросток невральной дуги; в – атлант; г – вид спереди; д – вид сбоку

Местонахождение: верхний валанжин, зона Teschenites callidiscus; Украина, п-ов Крым, Бахчисарайский район, с. Верхоречье, южный склон г. Резаная.

Описание: склеротическое кольцо № 1391/1 представляет ¼ часть от общего диаметра костных образований, защищавших глазное яблоко ихтиозавра; сложено двумя рядами склеротических пластин (внутренним и внешним); внешний диаметр кольца 10-12 см, внутренний – 5 см.

Атлант + эпистрофей 1391/2 представляют сросшуюся пятиугольную кость, боковая поверхность которой сильно повреждена до захоронения трупоедами; передняя поверхность атланта глубокая.

Шейный позвонок 1391/3 с небольшой вогнутостью в центре, имеет характерную для данного рода форму; высота – 37 мм, ширина – 40 мм, длина – 11 мм. Переднетуловищный позвонок 1391/4 характерной пятиугольной формы; высота – 37 мм, ширина – 40 мм, длина – 12 мм. Туловищный позвонок 1391/5 с размерами: высота – 36 мм, ширина – 40 мм, длина – 17 мм. Для всех позвонков отмечается слабое развитие сочленовных фасеток невральных дуг, а также парапофизов и диапофизов.

Две невральные дуги с шириной невронального канала 16 мм; высота сохраненной части остистого отростка 20 мм. Фрагменты брюшных ребер имеют типичное сечение диаметром 4 мм.

Сравнение. Размеры костей аналогичны таковым ихтиозавров рода *Jasykovia* V. Efimov, 1999, описанных из нижнемелового нижнего берриаса Поволжья и Подмосковья. Характерные особенности строения склеротического кольца, своеобразные пропорции шейных и переднетуловищных позвонков, отличающих их от голотипа, позволяют нам выделить находку в новый вид.

Литература

Барабошкин Е.Ю., Янин Б.Т. 1997. Корреляция валанжинских отложений Юго-Западного и Центрального Крыма // Очерки геологии Крыма. Труды Крымского геологического научно-учебного центра им. Проф. А.А. Богданова. М.: МГУ. Вып. 1. С. 4-26.

Барабошкин Е.Ю. 1997. Новая стратиграфическая схема нижнемеловых отложений междуречья Качи и Бодрака (Юго-Западный Крым) // Вестн. МГУ. Сер. 4. Геология. № 3. С. 22-29.

Барабошкин Е.Ю. 2001. Нижний мел Восточно-Европейской платформы и ее южного обрамления (стратиграфия, палеогеография, бореально-тетическая корреляция): автореф. дис. … д-ра геол.-мин. наук. М.: МГУ. 50 с.

Ефимов В.М. 1999. Ихтиозавры нового рода Yasykovia из верхнеюрских отложений Европейской России // Палеонт. журн. № 1. С. 92-100.

Ефимов В.М. 2006. Перспективы поиска потомков ихтиозавров рода Jasykovia в меловых отложениях России // Краевед. записки. Ульяновск. С. 212-214.

Кравцов А.Г., Келль С.А., Кликушин В.Г. 1983. Фауна меловых отложений Горного Крыма. Л.: ЛГУ. 117 с.

Рябинин А.Н. 1946. Новые находки ископаемых рептилий в Крыму // Природа. № 11. С. 65-66.

Смирнова Т.Н., Барабошкин Е.Ю. 2004. Валанжин-нижнеготеривские комплексы брахиопод междуречья Кача – Бодрак (Юго-Западный Крым) // Стратиграфия. Геологическая корреляция. Т. 12, № 2. С. 48-63.

Baraboshkin E.J. 1999. Berriasian – Valanginian (Early Cretaceous) sea-ways of the Russian Platform basin and the problem of Boreal / Tethyan correlation // Geol. Carpathica. Bratislava. Vol. 50, № 1. P. 1-16.

Eichwald E. 1868. Lethaea Rossica ou paleontology de la Russie, decrite et figuree. Stuttgart. Vol. 2. 1304 p.

АНАЛИЗ ФАЦИЙ ВЕРХНЕБЕРРИАСОВЫХ НИЖНЕВАЛАНЖИНСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ СЕВЕРА ЗАПАДНОЙ СИБИРИ

В.В. Еремеев[1], Н.В. Еремеев[2]
[1]*Геологический институт РАН, Москва, rima@ginras.ru*
[2]*ООО «Научно-исследовательский институт природных газов и газовых технологий ВНИИ ГАЗ», Москва, NEREMEEV@vniigaz gazprom.ru*

ANALYSIS OF FACIES TOP BERRIASIAN SUBSTAGE – BOTOM VALANGINIAN STAGE ADJOURMENT OF THE NORTH OF WESTERN SIBERIA

V.V. Eremeev[1], N.V. Eremeev[2]
[1]*Geolojical institute RAN, Moskow, rima@ginras.ru*
[2]*OOO «Institute gas and gas tecnoloji VNII gaz», Moskow, NEREMEEV@vniigaz gazprom.ru*

Отложения ископаемых шельфов, дельт, лагун, заливов, баров, кос, пересыпей в пределах осадочных бассейнов включают до 80% от общего содержания органического вещества, привнесенного с древесных участков суши, и составляют единые потенциальные нефтегазоносные комплексы. Углеродистое гумусовое органическое вещество поступало с континента совместно с терригенным материалом, осаждалось в соответствии с механической дифференциацией по размерам в пределах прибрежно-морского мелководья и мелководной части шельфа (глубины до десяти метров), где накапливался грубый растительный гумусовый и обломочный песчано-алевритовый материал. В пределах дельты, главным образом периферических частей (глубиной десятки метров), накапливался алеврито-глинистый материал с обилием гумусовой органики. В глубоководной части шельфа, переходящего собственно в морской бассейн, и накапливались преимущественно глинистые осадки с гумусовой обломочной, а также сапропелевой водорослевой органикой.

Фации определяют условия концентрации гумусовой органики, являющейся газопотенциальной и сапропелевой – нефтепотенциальной, а также накопления песчано-алевритовых отложений, играющих роль коллекторов, и глинистых, играющих роль покрышек месторождений.

Отложения верхнего берриаса – нижнего валанжина (Стратиграфический словарь, 1978) залегают в низах неокомского разреза Западной Сибири и являются наиболее перспективным нефтегазоносным комплексом – ачимовская толща. Однако до настоящего времени она изучена недостаточно детально, особенно на севере, что связано с отсутствием естественных обнажений и недостаточным количеством скважин, вскрывших толщу. Помимо того, отсутствуют систематические детальные литолого-фациальные исследования, позволяющие однозначно судить о природе образования отложений.

Нами проведено детальное литолого-фациальное изучение значительного числа скважин севера Западной Сибири (месторождения Гыдан, Тымбай, Туровское, Бованенское, Ямбургское, Есетинское, Уренгойское, Медвежье) методами

литолого-фациального анализа, разработанного П.П. Тимофеевым. Это позволило выявить главнейшие фациальные комплексы отложений, определяющие палеогеографические условия их формирования.

В главнейшие фациальные комплексы верхнебериасовых-нижневаланжинских отложений входят следующие:

Макрофации заливно-лагунного прибрежного мелководья характеризуют осадконакопление в условиях прибрежного полуизолированного застойного мелководья междельтовых пространств бассейна в условиях гумидного климата. Включает следующие фации: 1) глинисто-алевритовых осадков прибрежных частей бассейна с обильной флорой, текстурами взмучивания, оползания; 2) глинистых осадков центральных частей лагун горизонтальнослоистых; 3) песчано-алеврито-глинистых осадков застойного мелководья в полуизолированных понижениях между накоплениями кос, баров, пересыпей с обильным детритом, отпечатками стеблей и листьев. Отложения изучены на глубинах 3720-3700 м (Ямбургское месторождение).

Макрофации открытого подвижного мелководья седиментационного бассейна включают отложения с генетическими признаками, свойственными зоне, примыкавшей к побережью между устьями рек. Выделяются фации: 1) песчаных осадков сильноподвижного мелководья, осадков аккумулятивных форм (баров, подводных валов, пересыпей, кос), формировавшихся за счет прибойных волновых движений воды или вдоль береговых течений. Отличительные генетические признаки: хорошая сортировка, хорошая и средняя окатанность и отмытость от глинистого материала, косая слоистость в форме клиновидных серий слойков, наклоненных друг к другу под углом 10-12°, знаки ряби волнений, течений, выполаживающиеся на пластовой поверхности; 2) алеврито-песчаных осадков прибрежного мелководья и междельтовых пространств. Характеризуется признаками мелководной литорали, примесью гумусовой растительной органики, реликтами раковинного детрита и ходами донных мелководных роющих организмов – хондритов. Значительные скопления гумусового растительного материала наблюдаются вблизи оснований слоев, а в кровле слоев часто наблюдаются знаки волнений, реже течений. Характерны чередования песчаников и алевролитов с глинистыми прослоями; 3) песчаных осадков центральных частей подводной дельты. Песчаники средне-мелкозернистые, среднеокатанные, с примесью глинистого межзернового материала. Слоистость косая однонаправленная, с параллельными швами или слаборазнонаправленная, взаимосрезающаяся, подчеркиваемая скоплениями гумусовой органики, что указывает на активную динамику водной среды; встречаются крупные и мелкие обугленные обломки стволов и стеблей растений, а также включения окатанных и угловатых галек. Этот материал привносился реками в седиментационный бассейн, оседал у устьев и проникал вглубь, являясь продолжением речного аллювия; 4) алеврито-глинистых осадков периферической части подводной дельты. Это среднеокатанные, среднесортированные, с примесью глинистого межзернового материала, осадки. Слоистость преимущественно горизонтальная, реже пологоволнистая, подчеркиваемая обилием тонкого гумусового материала, содержание которого доходит до 2-3%. Отложения изучены на глубинах 2100-3680 м (Уренгойское, Медвежье, Гыданское, Бовенковское, Тамбийское месторождения).

Макрофация мелкодонного морского бассейна. Отражает условия осадконакопления в пределах бассейна с глубинами порядка 50 м. Выделяются фации: 1) алеврито-глинистых осадков краевой зоны бассейна. Отложения характеризуются высоким содержанием тонкой гумусовой органики, подчеркивающей горизонтальную слоистость. Присутствуют тонкие горизонтальные прослои, обогащенные мелкоалевритовым материалом и редкой фауной; 2) глинистых осадков центральной зоны бассейна. Аргиллиты, тонко отмученные с небольшим содержанием гумусовой и присутствием сапропелевой органики и фораминифер. Отложения изучены на глубинах 1130-1460 м (Уренгойское, Бовенковское месторождения).

Макрофация отложений склоновых и внутренних поднятий. Характеризуется генетическими признаками, присущими отложениям, формировавшимся преимущественно у подножия склонов внутренних поднятий. Включает три фации: 1) песчано-алевритовых осадков центральных частей склоновых потоков. Характеризуется средней сортированностью материала, присутствием межзернового глинистого материала, чередованием песчаных и алевритовых прослоев и мелкой косой однонаправленной слоистости, образовавшейся в результате сползания осадков по склону; 2) алевритоглинистых осадков краевых частей склоновых потоков. Характеризуется горизонтально-волнистой, редко линзовидной слоистостью, за счет включений линз песчано-алевритового материала; 3) песчано-алеврито-глинистых оползневых отложений. Отличается текстурами взмучивания и оползания, следами жизнедеятельности роющих организмов, характеризует условия оползней с внутрибассейновых поднятий. Отложения изучены на глубинах 3810-3830 м (Енисейское месторождение).

Анализ распределения выделенных фациальных типов показал, что в ряде скважин в основании залегает небольшой мощности подачимовская толща – аргиллиты тонкоотмученные, с примесью гумусовой органики и мелководной фауны, относящиеся к фации мелкого моря.

Выше, в большинстве скважин, вскрыты отложения открытого подвижного мелководья – зоны, примыкающие к мелководью и располагающиеся между устьями рек. Это отложения аккумулятивных форм: баров, подводных валов, кос. Вверх по разрезу – переходящие в песчаники косослоистые с гумусовой органикой фации центральной части дельты. Они чередуются с алеврито-глинистыми горизонтально-слоистыми разностями с обилием (2-3%) тонкого гумусового материала фации периферической части дельты. Помимо того, они чередуются с песчаниками и алевролитами со значительными скоплениями гумусовой растительной органики фации междельтовых пространств.

Как отмечено рядом авторов, песчано-алевритовые пласты ачимовской толщи отличаются невыдержанностью по площади, располагаются кулисообразно друг относительно друга в субширотном направлении и вытянуты в субмеридиональном направлении. По латерали проницаемые песчаники подвижного мелководья замещаются непроницаемыми глинистыми толщами морского бассейна. То есть указывается на непосредственный переход от дельты в морской бассейн.

Анализ результатов проведенных нами литолого-фациальных исследований и опубликованных материалов показывает, что формирование осадочного неф-

тегазоносного бассейна севера Западной Сибири происходило в условиях цикличных колебательных движений и постоянной смены трансгрессий регрессиями, что вызвало чередование глинистых отложений морского бассейна и песчано-алевритовых отложений подвижного прибрежного мелководья. В конце циклов происходили поднятия областей осадконакопления, приводящие к перерывам, частичным размывам ранее накопленных осадков. В разрезах осадочного чехла в приподнятых зонах, удаленных от источников сноса, перерывы в осадконакоплении были достаточно длительными.

Обилие растительной гумусовой органики, поступившей с континента в пределах ачимовской толщи, отличает ее от баженовской, где преобладает сапропелевая биогенная органика. В ачимовской толще биогенная органика составляет доли процента, редкая фауна является реликтовой, оставшейся от баженовского времени.

В конце раннего валанжина происходило дальнейшее обмеление бассейна, особенно в его восточной части. Многократные колебания уровня моря приводили к периодической смене условий подвижного прибрежного мелководья, сопровождавшихся формированием дельтовых конусов выноса, обстановками мелкого моря. Это обусловило образование выдержанных по простиранию и мощности песчано-алевритовых и глинистых толщ.

Таким образом, ландшафт в пределах ачимовского бассейна имел вид дельтовой равнины, периодически заливаемой морем. Седиментация определялась выносом терригенного и гумусового материала с континента в шельфовую зону и локализацией его с последующим разносом. Формирование ачимовских отложений обусловлено сносом масс обломочного материала с Сибирской платформы, при этом снос материала происходил как с востока на запад, так и с юга на север. Последнее определяется развитием грабенов-рифтов на сводовых поднятиях, охватывающих с юга Западно-Сибирскую синеклизу. Обилие гумусовой органики, поступавшей с континента, и определило формирование высокопродуктивных горизонтов газовых месторождений.

О ЗАКОНОМЕРНОСТЯХ РАЗВИТИЯ АТЛАНТИЧЕСКОГО И ЗАПАДНО-СИБИРСКОГО ОСАДОЧНОГО БАССЕЙНА В РАННЕМ МЕЛУ

В.В. Еремеев[1], Н.В. Еремеев[2]
[1]*Геологический институт РАН, Москва, rima@ginras.ru*
[2]*ООО «Научно-исследовательский институт природных газов и газовых технологий ВНИИ ГАЗ», Москва, NEREMEEV@vniigaz gazprom.ru*

MECHANISMS OF FORMATION ATLANTIC AND WESTERN SIBERIA SEDIMENTARY BASSIN IN EARLY CRETACEOUS

V.V. Eremeev[1], N.V. Eremeev[2]
[1]*Geolojical institute RAN, Moskow, rima@ginras.ru*
[2]*OOO «Institute gas and gas tecnoloji VNII gaz», Moskow, NEREMEEV@vniigaz gazprom.ru*

Проведенное нами изучение эволюции Атлантического океана показало, что в юре и начале раннего мела он представлял собой область мелководной седиментации заливов, лагун и мелководного моря.

В конце раннемелового периода произошло значительное расширение морского бассейна развивающейся Атлантики, который занял центральное пространство между Американским и Евро-Африканским континентами и окаймлялся зоной широкого шельфа с конусами выноса крупных рек с центральными и периферическими частями дельт и междельтовыми пространствами. Седиментация в условиях центральных дельт подтверждается галечно-гравийно-песчано-алевритовым составом осадков, средней сортировкой и высокой степенью окатанности материала, присутствием обломков гумусового органического вещества в виде фрагментов древесных растительных тканей, значительным содержанием минералов тяжелой фракции. Принадлежность осадков к периферическим частям дельт и междудельтовым пространствам доказывается алеврито-глинистым составом, темным до черного цветом, мелкой косой выполаживающейся слоистостью, наличием прослоев, обогащенных гумусовым органическим веществом и обрывками тканей высших растений. Конусы выноса крупных рек поставляли с окружающих континентов обильный терригенный растительный гумусовый материал, осаждавшийся преимущественно в периферических частях дельт, приведший к образованию в дальнейшем «черных сланцев», являющихся потенциально газоносными. Во внешней части шельфа, переходящей в море, формировались черные сланцы с высоким содержанием сапропелевого материала, потенциально нефтеносные. Нами выделено семь крупных потенциально нефтегазоносных конусов выноса: Американский, Фолклендский, Бискайский, Пиренейский, Марокканский, Капский и Ангольский. Фациальная среда создает основные условия для формирования скоплений гумусовой органики, являющейся газопотенциальной, и сапропелевой – нефтепотенциальной, а также песчано-алевритовых отложений, играющих роль коллекторов, и глинистых, играющих роль покрышек.

Для конца раннемелового времени характерна наибольшая ширина шельфовой зоны, наибольший объем осадков и максимум обогащенности органическим веществом осадков за всю историю развития морского бассейна Атлантики, что и определило формирование в этот период высокопродуктивных горизонтов крупнейших возможных месторождений нефти и газа.

Западно-Сибирский осадочный нефтегазоносный бассейн в конце позднеюрского – начале раннемелового времени представлял собой область развития мелководного моря, окаймлявшегося на востоке широким шельфом с конусом выноса крупной реки, поставлявшей гумусовый и терригенный материал со Средней Сибири и Алтай-Саянской области. При этом в определенные периоды создавались условия для формирования наибольшей ширины шельфовой зоны, накопления наибольшего объема осадочного материала, отложений с максимальной обогащенностью гумусовой органикой. Формирование продуктивных горизонтов – ачимовских отложений – происходило в условиях дельты в регрессивную фазу развития бассейна, при активной динамике водной среды. Дельтовые тела явились клиноформными образованиями, носящими отчетливо выраженный циклический характер. Установлена проградация ачимовских дельтовых комплексов в глубь Западно-Сибирского бассейна и прослеживается общая регрессивная направленность процесса осадконакопления.

Таким образом, на основании системного подхода, включающего литолого-фациальный анализ и изучение вещественного состава отложений, установлено сходство как в эволюции осадочных бассейнов Атлантического и Западно-Сибирского, так и в условиях нефтегазообразования.

Это показывает, что прогнозирование возможных скоплений нефти и газа, основанное на литолого-фациальном и минералого-петрографическом, применимо не только для платформ, таких как Западно-Сибирская, Туранская, Скифская, но и в пределах осадочного чехла Мирового океана.

НОВАЯ ТРАКТОВКА ГЕНЕЗИСА ГЛИН АПТСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ВОРОНЕЖСКОЙ АНТЕКЛИЗЫ

А.В. Жабин, А.Е. Звонарев, Д.А. Дмитриев
*Воронежский государственный университет, Воронеж, Zhabin@geol.vsu.ru, zvonandrej@yandex.ru, dmitgeol@*yandex.ru

NEW TREATMENT OF THE CLAYS APTIONS LAYER VORONEZH ANTEKLISE

A.V. Zhabin, A.E. Zvonarev, D.A. Dmitriev
*Voronezh State University, Voronezh, Zhabin@geol.vsu.ru, zvonandrej@yandex.ru, dmitgeol@*yandex.ru

Аптские отложения на территории Воронежской антеклизы имеют широкое распространение, отсутствуя в ее юго-восточной части и врезах речных и балочных долин, где они были размыты в неоген-четвертичное время. Залегают они преимущественно на нерасчлененном готерив-барреме, иногда на девонских породах. Перекрываются альбскими глауконит-кварцевыми песками, а в северной части антеклизы – неогеновыми и четвертичными образованиями.

Изучением аптских отложений в разное время занимались многие исследователи, но наиболее значимый вклад внесли Н.П. Хожаинов и А.Д. Савко. Первый из них выявил общие закономерности изменения фациальных типов по площади антеклизы (Хожаинов, 1979). Зона исключительно морских отложений занимает северо-восточную и восточную ее часть. Она сложена темно-серыми, слюдистыми алевритами с зернами глауконита и с мелким известковым детритом фауны, с прослоями темно-серых глин. К западу от этой зоны и на крайнем западе антеклизы распространены мелководно- и прибрежно-морские отложения, представленные в нижней части тонкими песками, обогащенными титан-циркониевыми минералами. В кровле залегают пески, отличающиеся плохой сортировкой, иногда замещающиеся гравием с катунами глин. В центральной и северо-западной частях антеклизы в разрезе апта выделяются три толщи. Нижняя – аллювиальная с однонаправленной косой слоистостью речного и дельтового типа, сложенная глинистыми разнозернистыми песками с большим количеством неокатанного гравийного материала. Размеры обломков кварца и кремней в этих песках достигают нескольких сантиметров. Средняя – озерно-болотная и авандельтовая, представленная разнозернистыми (преимущественно мелко- и среднезернистыми) песками с линзами огнеупорных глин. Разрез данной толщи венчает прослой так называемых пастиловидных песков. Верхняя – выполненная в основном мелкозернистыми песками морского генезиса. Генезис глин, по мнению Хожаинова, связан с отложениями заболоченных участков, куда терригенный материал поступал во время крупных паводков. При этом болотная растительность играла роль фильтра, задерживающего обломочные и грубодисперсные частицы. В то же время этот автор, констатируя различия в минеральном составе глин, обходит молчанием их причину.

Таким образом, не учитывая отложений морских фаций, Н.П. Хожаиновым выделена дельтовая область громадных размеров, примерно 200 × 300 км, сопоставимая с дельтами крупных современных рек: Волги, Нила. Надо полагать, что при такой дельте должна присутствовать хорошо выраженная долина крупной реки, глубоко врезающаяся в нижележащие породы. Но практически на всем протяжении распространения аптских отложений они залегают на готерив-барремских, мощности которых изменяются незначительно. В крайнем случае, исходя из этого параметра, можно предполагать существование древних долин крайне незначительных размеров.

А.Д. Савко (Савко, 1977), в принципе соглашаясь с выводами Н.П. Хожаинова, считает, что все континентальные аптские отложения сформированы в разных частях нескольких речных долин, развитых на обширной аллювиальной равнине. Основным поставщиком материала служили верхнедевонские породы мамонской толщи, имеющие кварц-каолинитовый состав. Мономинеральность (до 100% каолинита) некоторых глин связана с процессами «проточного» диагенеза первичного полиминерального осадка озер и болот, располагавшихся на повышенных участках прибортовых частей речных долин.

Нами, в отличие от других исследователей, проводилось изучение не только собственно глин, но и глинистой части песков. В результате выявлены закономерности распределения глинистых минералов (рис.) (Жабин, 2008). Для морских отложений характерны иллит-каолинит-смектитовые ассоциации. Количество смектитовой составляющей увеличивается вглубь акватории при пропорциональном уменьшении содержания каолинита. По нашему мнению, исходя из такой прямой связи между этими минералами, генезис смектитов связан с преобразованием каолинита, неустойчивого в щелочной среде морского осадка.

В глинистой фракции континентальных образований доминирует каолинит. Наряду с ним выявляются иллит, смектит, гиббсит. Но ассоциации каолинита с этими минералами не постоянны и неравномерно распределены по площади. В южной и юго-западной части распространения континентальных фаций глинистая составляющая пород представлена каолинитом и иллитом. Содержание последнего не превышает 10%. В зоне Латненского и Криушанского месторождений огнеупорных глин картина распределения ассоциаций более пестрая. Здесь, наряду с иллит-каолинитовыми составами глинистой фракции, выявляются смектит-каолинитовые при содержании смектита до 40%. Часто в обеих ассоциациях присутствует гиббсит. К северу от этой зоны последний встречается крайне редко, отсутствуют и смектит-каолинитовые составы глинистой составляющей. Везде присутствует иллит в количестве около 10%. Необходимо отметить, что в глинистой части верхнедевонских и готерив-барремских пород, которые поставляли материал при формировании аптских отложений, содержание иллита составляет те же 10-15%. То есть этот минерал, наряду с каолинитом, имеет терригенное происхождение.

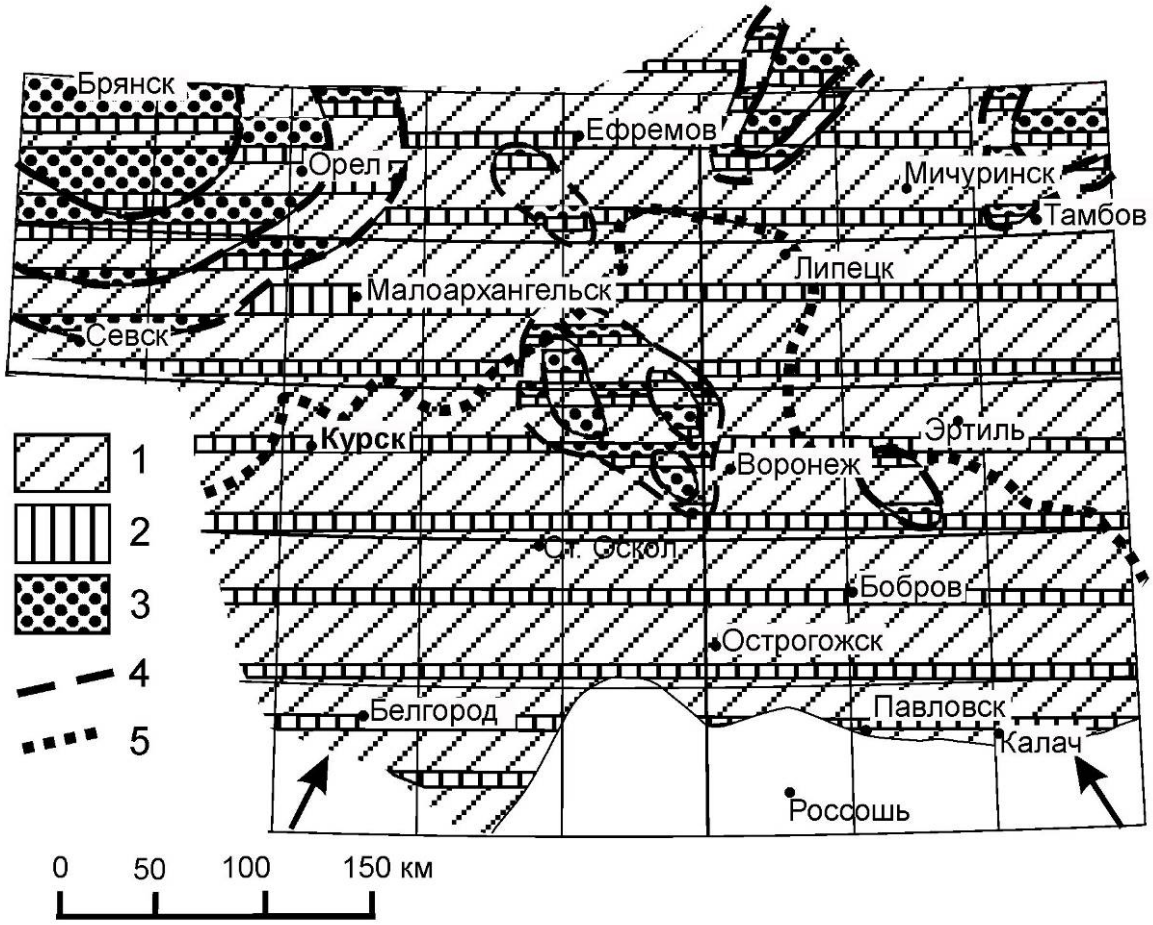


Рис. Схема распределения ассоциаций глинистых минералов в отложениях аптского яруса: 1 – каолинит, 2 – иллит, 3 – смектит, 4 – границы минералогических зон, 5 – береговая линия

Объясняя появление смектита, образующегося только в щелочной среде, в явно кислых озерно-болотных обстановках, А.Д. Савко строит сложную схему его генезиса (Савко, 1977). Он считает, что в кислой среде осадка болот происходит, во-первых, дозревание терригенного каолинита, а во-вторых – разрушение иллита, который через многочисленные стадии смешанно-слойных образований преобразовывался в смектит. Часть последнего, в свою очередь, разрушалась с образованием аутигенного каолинита, гиббсита и, возможно, кварца. Даже не учитывая физико-химические параметры процессов, в которых происходит генезис столь различных минералов, остается непонятным, как из в общем-то ничтожного количества иллита получить достаточно значительные содержания каолинита, смектита, гиббсита и еще какое-то количество кварца. С позиций этого автора трудно объяснить нахождение наряду с каолинитом натриевого монтмориллонита. Как известно, генезис данного минерала связан с преобразованием пирокластики в щелочной среде.

Выявленное нами распределение ассоциаций глинистых минералов в континентальных отложениях связано, прежде всего, с древним рельефом. На приподнятых участках глинистая часть пород (независимо – пески или глины) представлена иллитом и каолинитом. На пониженных – смектитом и каолинитом. В обоих случаях часто с примесью гиббсита. Для образования смектитов решаю-

щими условиями являются щелочная среда и наличие в осадке катионов кальция, магния, натрия, что в условиях озерно-болотных обстановок не разрешимо. В некоторых разрезах широким распространением пользуется щелочная разность монтмориллонита (нами она обнаружена как в песках, так и в глинах).

Как нам представляется, генезис аптских отложений связан с периодическими кратковременными подтоплениями морем прибрежных областей приморской равнины. После каждого спада уровня моря в проточных участках быстро восстанавливался пресноводный режим с нейтральным pH. В болотистых водоемах, напротив, щелочность значительно повышалась, что приводило к частичному растворению каолинита с образованием смектитов. Под воздействием пресноводных осадков данный процесс останавливался, а pH значительно повышался за счет разложения растительных остатков. В результате, как часть новообразованных смектитов, так и терригенный иллит разрушались с образованием аутигенного каолинита. На приподнятых участках малые содержания смектитов встречаются в редких прослойках, что указывает на нечастые случаи поступления морских вод. Здесь в кислой среде осадка идет процесс разрушения иллитов с образованием аутигенного каолинита, вплоть до мономинерального состава глинистой составляющей пород. Гиббсит является явно терригенным минералом, так как встречается в песках и глинах, независимо от фациальных обстановок. Наличие натриевого монтмориллонита указывает на вулканическое событие, произошедшее в середине аптского века. А прослой, содержащий этот минерал, может служить стратиграфическим репером при различных геологических построениях.

Литература

Жабин А.В., Савко А.Д., Сиротин В.И. 2008. Глинистые минералы осадочного чехла Воронежской антеклизы // Тр. НИИГ. Воронеж. № 51. 92 с.

Савко А.Д. 1977. Минералого-генетическая характеристика аптских глин северного склона Воронежской антеклизы // Литология и стратиграфия осадочного чехла Воронежской антеклизы. Воронеж: Изд-во Воронежского госуниверситета. С. 3-10.

Хожаинов Н.П. 1979. Фации аптской дельты Воронежской антеклизы // Литология терригенных толщ фанерозоя Воронежской антеклизы. Воронеж: Изд-во Воронежского госуниверситета. С. 3-26.

АММОНИТЫ И ДВУСТВОРЧАТЫЕ МОЛЛЮСКИ В РЯЗАНСКОМ ГОРИЗОНТЕ: БИОГЕОГРАФИЧЕСКАЯ СТРУКТУРА И ПУТИ МИГРАЦИИ

В.А. Захаров[1], В.В. Митта[2]
[1]*ГИН РАН, Москва, mzarctic@gmail.com*
[2]*ПИН РАН, Москва, mitta@paleo.ru*

AMMONITES AND BIVALVES MOLLUSKS IN THE RYAZANIAN HORIZONT: BIOGEOGRAPHICAL STRUCTURE AND WAYS MIGRATION

V.A. Zakharov[1], V.V. Mitta[2]
[1]*Geological Institute RAN, Moscow, mzarctic@gmail.com*
[2]*Paleontological Institute RAS, Moscow, mitta@paleo.ru*

В последнее десятилетие одним из авторов (В.М.) проводится интенсивное изучение аммонитов и биостратиграфии рязанского яруса Русской платформы. Эти исследования позволили значительно уточнить и детализировать (Митта, 2007а; Митта, Богомолов, 2008) строение базальных биостратонов нижнего мела. Большинство видов аммонитов является эндемиками Среднерусского бассейна, что снижает их корреляционный потенциал. Учитывая, что бухиазоны имеют важное значение для панбореальной корреляции пограничных отложений юры и мела, другим автором (В.З.) продолжено изучение бухий и других двустворчатых рязанского яруса, начатое более 30 лет назад (Месежников и др., 1979). В сообщении излагаются первые результаты совместных исследований – анализ биогеографической структуры ассоциаций аммонитов и двустворок.

Своеобразие рязанского горизонта, точнее его нижней части (зоны Rjasanensis), заключается в таксономическом составе аммонитов: наряду с бореальными Craspeditidae здесь распространены и аммониты тетического происхождения (Neocomitidae и Himalayitidae). Ниже (верхневолжский подъярус) и выше (зона Tzikwinianus рязанского яруса) распространены исключительно Craspeditidae; еще выше (валанжин) встречаются преимущественно потомки краспедитид (Polyptichitidae). Именно наличие тетических аммонитов и редкость бореальных родов аммонитов, переходящих из волжского яруса в рязанский, до недавних пор резко разделяло эти ярусы. В 70-х гг. XX в. группой М.С. Месежникова были начаты масштабные работы по изучению рязанского яруса в типовой области его распространения (бассейн р. Оки), после перерыва возобновленные В.В. Митта. Эти исследования привели к открытию в рязанском ярусе многих бореальных и даже сугубо арктических таксонов аммонитов родового ранга: *Hectoroceras*, *Praetollia*, *Chetaites*, *Praesurites*, *Pseudocraspedites*, а также типичных *Craspedites* (Митта, неопубл. данные) – последних потомков рода, обособившегося от Dorsoplanitidae в средневолжском подъярусе и ставшего родоначальником самостоятельного семейства. Уточнен и состав аммонитов тетического происхождения: если ранее из рязанского яруса указывались только *Riasanites* и "*Euthymiceras*", то к настоящему времени установлено уже восемь таких родов. Из 20 родов аммонитов рязанского яруса только 7 могут быть квалифицированы

как несомненные «аборигены». 6-7 родов являются выходцами из Западной и 1 – из Центральной Тетис. Остальные 3-5 родов больше известны из Арктической палеобиогеографической области и, видимо, мигрировали в Среднерусское море с севера (филогенетические корни некоторых родов недостаточно изучены, и часть их могла сформироваться изначально в Среднерусском бассейне и распространиться на север). Таким образом, в рязанском горизонте оказались смешаны ассоциации аммонитов бореального, суббореального, субсредиземноморского и собственно тетического происхождения (табл. 1).

Двустворчатые моллюски рязанского горизонта гораздо менее изучены. В немногих публикациях, посвященных рязанским двустворкам, приводятся преимущественно описания таксонов из отдельных местонахождений, без анализа биогеографической структуры сообществ (Пожариская, 1971). П.А. Герасимов (1969) провел сравнение видового состава двустворок конца волжского – начала рязанского веков. Для зоны Nodiger им указывается 67 видов, для зоны Rjasanensis – только 25, и все они переходят из верхневолжского подъяруса. Позже П.А. Герасимов описал два новых вида из рязанского горизонта. Родов, свойственных только рязанскому веку, П.А. Герасимовым обнаружено не было.

Анализ биогеографической структуры 24 родов двустворок, 20 из которых были опубликованы П.А. Герасимовым (1969) и 4 впервые установлены В.А. Захаровым по сборам В.В. Митта из Лопатинского карьера Воскресенского фосфоритового рудника, показал, что лишь один подрод *Trigonia* (*Clavotrigonia*) можно рассматривать как «пришельца» с запада (Западно-Европейской биогеографической провинции) и один род (*Buchia* – по составу видов в основании рязанского яруса) является выходцем с севера из Арктической палеобиогеографической области. Остальные 22 таксона родового ранга следует включить в группу аборигенов, так как их предки появились в Среднерусском море в разное время – от келловея до поздневолжского времени (табл. 2). Тем не менее, ассоциации двустворок тоже следует отнести к экотонным, поскольку такие роды, как *Ctenostreon*, *Discoloripes*, *Exogyra*, *Opis*, *Trigonia* (подроды *Clavotrigonia* и *Lyriodon*), относятся к выходцам из перитетических бассейнов. В то же время роды *Buchia*, *Astarte* и "*Cyprina"* являлись обитателями преимущественно бореальных акваторий.

В связи с изоляцией Среднерусского моря с фазы Panderi средневолжского подвека, следует обратить внимание на территориально близкие акватории, откуда могли бы иммигрировать таксоны, известные из ближнего и дальнего окружения Среднерусского моря. Ясно, что бореально-арктические таксоны моллюсков «поступали» с севера, и по этому же водному пути суббореальные (*Craspedites*, etc.) распространялись на север. Связь с Тимано-Печорским морем должна была существовать на протяжении поздневолжского времени и берриаса, поскольку в пределах этих акваторий имеются общие виды как среди аммонитов (*Surites*), так и среди двустворок (*Buchia* и др.). Морские связи существовали с Северокавказским бассейном, через моря Прикаспия и Мангышлака; этим путем в Среднерусский бассейн проникли тетические *Transcaspiites*. Мангышлакский пролив, исходя из ареалов аммонитовых таксонов, открылся не ранее второй половины фазы Rjasanensis. Это подтверждается и данными по двустворкам: совместно с ранними представителями бухий на Русской плите (бассейн Оки) и

повсюду на севере Евразии (бассейн Печоры в Тимано-Печорской области, бассейн Хеты в Хатангской впадине) встречен только один вид *Buchia unschensis*. Этот вид вообще неизвестен с Северного Кавказа. В лучшем по изученности разрезе берриаса на р. Урух идентифицирован преимущественно один вид бухий – *B. volgensis*. Определение И.И. Сей (Колпенская и др., 2002) другого вида, *B. okensis*, представляется сомнительным из-за слабой представительности материала. Расширение ареала некоторых аммонитов тетического происхождения – проникновение рязанитов на юг и транскаспиитов на север, по нашему мнению, совпадает по времени с проникновением бухий на Северный Кавказ. Этой точке зрения не противоречат данные по берриасу Мангышлака (Луппов и др., 1988).

Среди двустворок средне- и верхневолжского подъяруса немало видов, известных только из Западной Европы (Герасимов, 1969). Конечно, в этот список не входят космополитные и транзитные *Entolium*, *Lima*, *Exogyra*, *Gresslya*, *Pleuromya*, но и оставшихся достаточно, чтобы искать прямые связи с морями на западе. 25 лет назад Ю.А. Елецкий (Jeletzky, 1984) высказал предположение о возможной связи Субсредиземноморского и Среднерусского бассейнов в берриас-рязанский век. Эту идею поддержал один из авторов данной публикации (Митта, 2007). На значительном протяжении указанного виртуального водного пути нет осадков берриас-рязанского времени, хотя аммониты рязанского яруса (те же *Riasanites*) известны также из буровых скважин Польши (Марек, 1967 и др.). Однако, как известно, многие ранние по времени осадки позднее оказываются размытыми, и единственным доказательством связи акваторий в таких случаях являются прерывистые ареалы таксонов, в нашем случае аммонитов.

Таким образом, в результате анализа сообществ аммонитов и двустворчатых моллюсков можно утверждать, что в первой половине рязанского века существовали прямые связи Среднерусского морского бассейна с Субсредиземноморским бассейном на западе, Печорским – на севере и Северокавказским – на юге (рис.). Таксономический состав моллюсков рязанского яруса указывает на соответствие этого стратона в полном объеме как средиземноморскому, так и бореальному берриасу.

Исследования поддержаны программами Президиума РАН № 15 и 24.

Литература

Герасимов П.А. 1969. Верхний подъярус волжского яруса центральной части Русской платформы. М.: Наука. 144 с.

Колпенская Н.Н., Никифорова Е.В., Сочеванова О.А. и др. 2000 (2002). Берриас Северного Кавказа (Урухский разрез). Биохронология и корреляция фанерозоя нефтегазоносных бассейнов России. Вып. 2. СПб.: ВНИГРИ. 273 с.

Луппов Н.П., Богданова Т.Н., Лобачева С.В. и др. 1988. Берриас Мангышлака. Л.: Наука. 204 с.

Месежников М.С., Захаров В.А., Шульгина Н.И. и др. 1979. Стратиграфия рязанского горизонта на р. Оке // Верхняя юра и граница ее с меловой системой. Новосибирск: Наука. С. 71-81.

Митта В.В. 2007а. Аммонитовые комплексы базальной части рязанского яруса (нижний мел) Центральной России // Стратигр. Геол. корреляция. Т. 15, № 2. С. 80-92.

Митта В.В. 2007б. Инвазии аммонитов тетического происхождения в берриасский бассейн Русской платформы // Эвстатические колебания уровня моря в фанерозое и реакция на них морской биоты. М.: ПИН РАН. С. 30-33.

Митта В.В., Богомолов Ю.И. 2008. Подразделение рязанского яруса Русской платформы // Меловая система России и ближнего зарубежья: проблемы стратиграфии и палеогеографии: Матер. 4-го Всерос. совещания. Новосибирск: Изд-во СО РАН. С. 126-129.

Пожариская Г.Ф. 1971. Берриасские и нижневаланжинские ауцеллы Русской платформы // Берриас Русской платформы. М. С. 111-141.

Marek S. 1967. Infravalanzyn Kujaw // Biul. Geol. Inst. Vol. 200. P. 133-236.

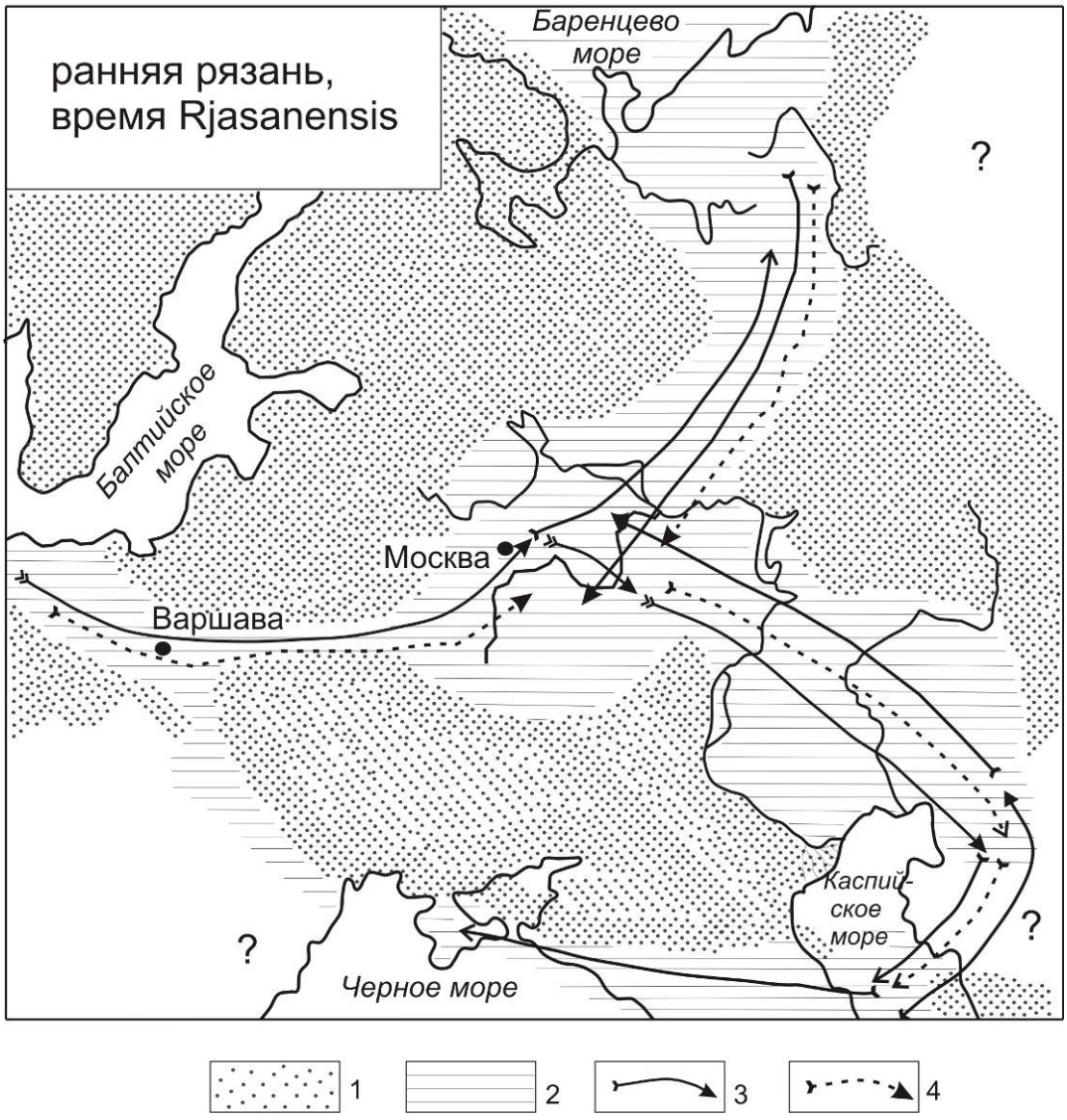


Рис. Предполагаемые пути миграции аммонитов и двустворок в берриас-рязанское время (по Митта, 2007 с доп.).

Условные обозначения: 1 – суша, 2 – море, 3 – пути миграции аммонитов, 4 – пути миграции двустворчатых моллюсков

Таблица 1

Биогеографическая структура родового состава аммонитов рязанского века

Пришельцы с запада и юга (отмечены звездочкой*)	Аборигены	Пришельцы с севера
Subalpinites	*Craspedites*	*Chetaites*
Malbosiceras	*Externiceras*	*Praetollia*
Mazenoticeras	*Caseyceras*	*Pseudocraspedites*
Pomeliceras	*Pronjaites*	?*Hectoroceras*
Dalmasiceras	*Gerassimovia*	
Riasanites	*Surites*	
Riasanella (gen. nov.)	*Peregrinoceras*	
*Transcaspiites**	?*Praesurites*	

Примечание. Вопросительным знаком отмечены таксоны, происхождение которых нуждается в уточнении.

Таблица 2

Биогеографическая структура родового состава двустворчатых моллюсков рязанского века

Пришельцы с запада	Аборигены	Пришельцы с севера
Trigonia (Clavotrigonia) – R	Oxytoma	Buchia
	Isognomon	
	Lima	
	Ctenostreon	
	Plagiostoma	
	Entolium	
	Camptonectes	
	Ostrea – R	
	Exogyra	
	Modiolus	
	Trigonia (Lyriodon)	
	?Myophorella	
	Astarte	
	Opis	
	Discoloripes	
	Mactromya	
	Protocardia– R	
	Cyprina	
	Isodonta	
	Pleuromya	
	Gresslya	
	Myopholas	

ШИРОТНЫЙ ТЕМПЕРАТУРНЫЙ ГРАДИЕНТ ДЛЯ СЕВЕРНОГО ПОЛУШАРИЯ КОНЬЯКСКОГО ВРЕМЕНИ (ИЗОТОПНЫЕ ДАННЫЕ ПО БЕСПОЗВОНОЧНЫМ КОРЯКСКОГО НАГОРЬЯ И ХОККАЙДО)

Ю.Д. Захаров[1], О.П. Смышляева[1], К. Танабэ[2], А.М. Попов[1], Ю. Шигэта[3], Х. Маэда[4]

[1]*Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, Владивосток, yurizakh@mail.ru, olgasmysh@mail.ru*

[2]*Токийский университет, Токио, tanabe@tsunami.geol.s.u.-tokyo.ac.jp*

[3]*Национальный музей природы и науки, Токио, shigeta@kahaku.go.jp*

[4]*Университет в Киото, Киото, maeda@kueps.kyoto-u.ac.jp*

POLE TO EQUATOR TEMPERATURE GRADIENT FOR THE NORTHERN HEMISPHERE OF CONIACIAN TIME (ISOTOPIC DATA FROM INVERTEBRATES OF THE KORYAK UPLAND AND HOKKAIDO)

Y.D. Zakharov[1], O.P. Smyshlyaeva[1], K. Tanabe[2], A.M. Popov[1], Y. Shigeta[3], H. Maeda[4]

[1]*Far Eastern Geological Institute, FEB RAS, Vladivostok, yurizakh@mail.ru, olgasmysh@mail.ru*

[2]*University of Tokyo, Tokyo, tanabe@tsunami.geol.s.u.-tokyo.ac.jp*

[3]*National Museum of Nature and Science, Tokyo, shigeta@kahaku.go.jp*

[4]*Kyoto University, Kyoto, maeda@kueps.kyoto-u.ac.jp*

Установлено, что широтные температурные градиенты были относительно низкими во время мелового периода (Gale, 2000). Некоторые исследователи (Wolfe, Upchurch, 1987), используя метод многофакторного статистического анализа ископаемых листьев покрытосеменных (CLAMP), полагают, что широтные температурные изменения для мелового периода в целом приблизительно соответствуют 0,3 ^{o}C на 1 градус широты. Однако соответствующая информация по отдельным ярусам меловой системы, особенно по коньякскому времени, крайне ограничена. На основе изотопно-кислородных данных, полученных по планктонным фораминиферам из экваториального района Тихого океана, скважины 463 и 305 (3-8^{o} с. палеошир.), и юго-восточных частей Атлантического и Индийского океанов, скважины 258 и 511 (57-58^{o} ю. палеошир.), Б. Хьюбер с соавторами (Huber et al., 1995) приходят к выводу, что по существу не было заметного широтного температурного градиента в интервале коньяк – сантон, потому что рассчитанные изотопные палеотемпературы поверхностных вод тропиков и высоких широт Южного полушария близки (равны соответственно 24 и 21-24 ^{o}C). Однако эти свидетельства вступают в конфликт с данными, полученными по высоким широтам Северного полушария: исследование некоторых коньякских растений Северной Аляски и Корякского нагорья, выполненное на основе метода CLAMP, показало, что среднегодовая температура в этих областях, по-

видимому, достигала соответственно только 12,5 и 9,0 °С (Herman, Spicer, 1996; Spicer, 2000; Герман, 2004).

Единственная попытка рассчитать приблизительно широтный температурный градиент для Северного полушария коньякского времени на основе изотопно-кислородного метода была сделана Р.В. Тейс с соавторами (Тейс и др., 1960; Тейс, Найдин, 1973), исследовавшими ростры *Goniocamax* и *Actinocamax* из бассейнов рек Сож и Сура Могилевской области (13,2-19,3 °С) и ростры *Goniocamax* из района южного побережья Аральского моря (20,1-21,3 °С). Однако возникают определенные трудности при расчете градиента по этим данным в связи с ограниченностью материала.

Цель настоящего исследования состояла в оценке широтного температурного градиента коньякского времени на основе значений $\delta^{18}O$ как семипелагических, так и бентосных беспозвоночных из мелководных отложений широкого диапазона палеоширот Дальнего Востока (от Корякского нагорья на севере до Хоккайдо на юге).

На основе полученных изотопно-кислородных данных было установлено, что температура вод средних и нижних горизонтов мелководных бассейнов Хоккайдо варьировала в течение коньякского времени между 14,5 и 24,6 °С (сравнить с 10,9-22,4 °С в Корякском нагорье) (Захаров и др., 2006; Zakharov et al., 2005). Среднегодовая температура придонных вод коньякских мелководных эпиконтинентальных морей для северных высоких широт (Корякское нагорье), определенная по кальциту двустворчатых моллюсков, обитавших в условиях нормальной солености и обладавших способностью к более или менее устойчивому росту в течение года, видимо, не превышала 14,9 °С, а таковая для средних и низких широт (Хоккайдо), определенная по арагониту раковин аммоноидей, равна предположительно 18,2 °С.

Как аммоноидеи-мигранты из Хоккайдо, заселявшие в коньякское время высокие широты Северного полушария (Корякское нагорье), так и аммоноидеи-аборигены средних-низких широт (Хоккайдо) характеризуются близкими оптимальными температурами роста, но определенное различие в климатических условиях упомянутых областей, несомненно, вызывало у некоторых групп аммоноидей в высоких широтах прекращение роста в холодные сезоны года.

На основе метода CLAMP А.Б. Герман и Р.Э. Спайсер (Spicer et al., 1996; Герман, 2004) получили более низкие среднегодовые температуры для высоких широт коньякского века (9,0-12,5 °С), что частично может быть объяснено бóльшим прогревом поверхностных морских вод этих акваторий по сравнению с прогревом атмосферы, который мог быть вызван преобладанием океанического типа переноса тепла из низких широт к полюсам над атмосферным, а не наоборот, как это считают некоторые исследователи (Li, Keller, 1999).

Полученные результаты убедительно показывают довольно низкое значение широтного температурного градиента, рассчитанного для северной части Азии коньякского времени (0,12 °С на градус широты). Летние, зимние и среднегодовые палеотемпературы придонных вод коньякских мелководных эпиконтинентальных морей высоких широт (Корякское нагорье) были лишь на несколько градусов (соответственно на 2,2, 3,6 и 3,3 °С) ниже таковых, рассчитанных для среднеширотных бассейнов того времени (рис.).

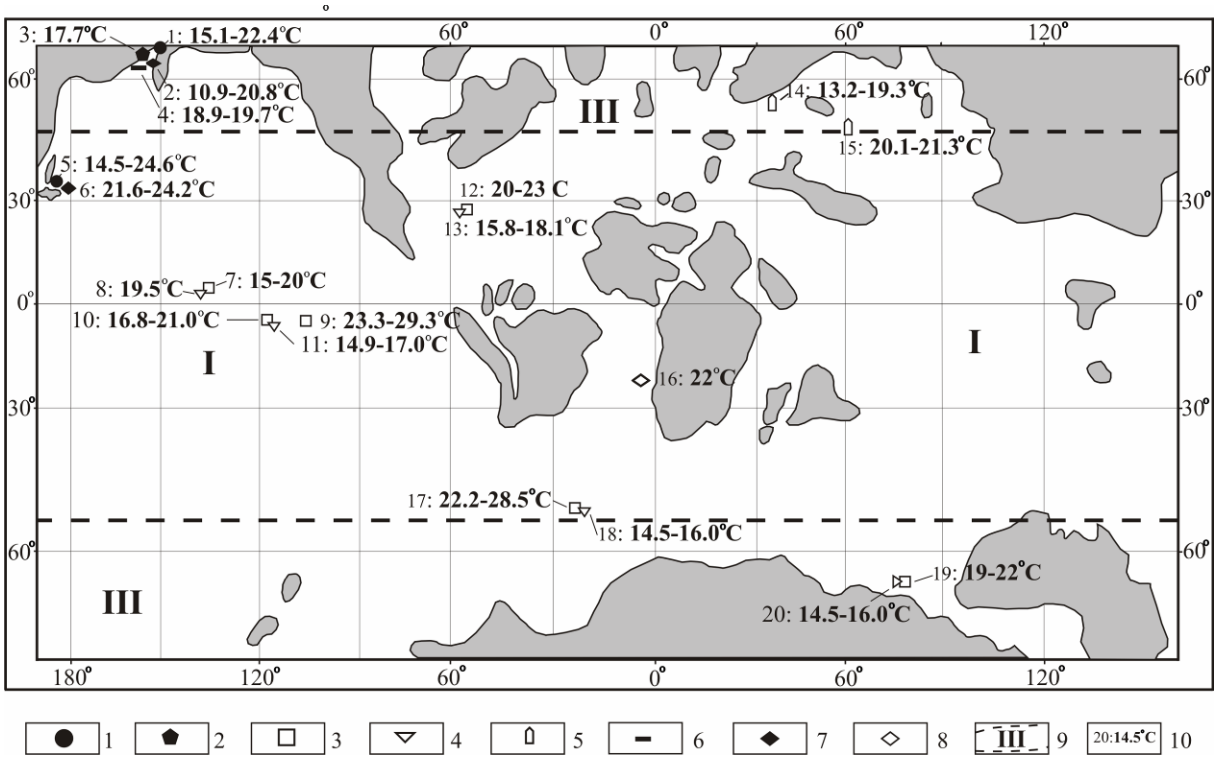


Рис. Изотопные палеотемпературы коньякского времени, рассчитанные:

1 – по раковинам аммоноидей (ориг. данные); 2 – по раковинам брахиопод (ориг. данные); 3 – по раковинам планктонных фораминифер (лит. данные); 4 – по бентосным фораминиферам (лит. данные); 5 – по рострам белемнитид (лит. данные); 6 – по раковинам гастропод (ориг. данные); 7-8 – по раковинам двустворок: 7 – ориг. данные; 8 – лит. Данные. 9 – климатические зоны (I – тропическо-субтропическая, III – умеренно-теплая); 10 – номер местонахождения и палеотемпература. Местонахождения: 1-4 – Таловка (Захаров и др., 2006); 5-6 – Хоккайдо (ориг. данные); 7-8 – поднятие Шатского (Barrera, 1994); 9 – скв. 171 (Horizon) (Barrera, 1994); 10-11 – Тихий океан (скв. 463 и др.) (Boersma, Shackleton, 1981; Barrera, 1994); 12-13 – скв. 1050 (Blake Nose) (Huber et al., 2002); 14 – Русская платформа (Тейс, Найдин, 1973); 15 – южное побережье Аральского моря (Тейс, Найдин, 1973); 16 – скв. 530A (Huber et al., 2002); 17-18 – скв. 511 (Huber et al., 2002); 19-20 – скв. 258 (Naturaliste Plateau) (Huber, 1998; Huber et al., 1995)

Работа выполнена при финансовой поддержке ДВО РАН (грант № 09-III-A-08-402).

Литература

Герман А.Б. 2004. Позднемеловой климат Евразии и Аляски по палеоботаническим данным // Тр. ГИН РАН. Вып. 559. М.: Наука. 160 с.

Захаров Ю.Д., Смышляева О.П., Попов А.М., Шигэта Я. 2006. Изотопный состав позднемезозойских органогенных карбонатов Дальнего Востока. Владивосток: Дальнаука. 204 с.

Тейс Р.В., Чупахин М.С., Найдин Д.П. 1960. Температурное определение по изотопно-кислородному составу биогенного кальцита // Международный геоло-

гический конгресс. 22 сессия. Доклады советских геологов. Проблема 1: Геохимические циклы. М.: Госгеолтехиздат. С. 146-156.

Тейс Р.В., Найдин Д.П. 1973. Палеотермометрия и изотопный состав кислорода органогенных карбонатов. М.: Наука. 255 с.

Barrera E. 1994. Global environmental changes preceding the Cretaceous-Tertiary boundary: Early-Late Maastrichtian transition // Geology. Vol. 22. P. 877-880.

Boersma A., Shackleton N.J. 1981. Oxygen- and carbon-isotope variations and planktonic-foraminifer depth habitats, Late Cretaceous to Paleocene, Central Pacific, Deep Sea Drilling Project sites 463 and 465 // Init. Rep. of the Deep Sea Drilling Project. Vol. 62. P. 513-526.

Li L., Keller G. 1999. Variability in Late Cretaceous climate and deep waters: evidence from stable isotopes // Marine Geology. 161. P. 171-190.

Gale, A.S. 2000. The Cretaceous world // Culver, S.J. and Rawson, P.F. (Eds.). Biotic response to global change. The last 145 million years. London: Cambridge University Press. P. 4-19.

Herman A.V., Spicer R.A. 1996. Paleobotanical evidence for a warm Cretaceous Arctic ocean // Nature. Vol. 380. P. 330-333.

Huber B.T., Hodell D.A., Hamilton Ch. P. 1995. Middle-Late Cretaceous climate of the southern high latitudes: stable isotopic evidence for minimal equator-to-pole thermal gradients // Geol. Soc. Amer. Bull. Vol. 107, № 10. P. 1164-1191.

Huber B.T. 1998. Tropical paradise at the Cretaceous poles? // Science. Vol. 282. P. 2199-2200.

Huber B.T., Norris R.D., MacLeod K.G. 2002. Deep-sea paleotemperature record of extreme warmth during the Cretaceous // Geology. Vol. 30, №. 2. P. 123-126.

Spicer R.A., Herman A.B., Valdes P.J. 1996. Mid and Late Cretaceous climate of Asia and Northern Alaska using CLAMP analysis // Memorial Conference dedicated to V.A. Vakhrameev. Abstracts and Proceedings. Moscow: GEOS. P. 62-67.

Spicer R.A. 2000. Leaf physiognomy and climate change // Culver S.J. and Rawson P.F. (Eds.). Biotic response to global change. The last 145 million years. London: Cambridge University Press. P. 244-264.

Wolfe J.A., Upchurch G.R., 1987. North American nonmarine climates and vegetation during the late Cretaceous // Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology. Vol. 61. P. 33-77.

Zakharov Y.D., Smyshlyaeva O.P., Tanabe K., Shigeta Y., Maeda H., Ignatiev A.V., Velivetskaya T.A., Afanasyeva T.B., Popov A.M., Golozubov V.V., Kolyada A.A., Cherbadzhi A.K., Moriya K. 2005. Seasonal temperature fluctuation in the high northern latitudes during Cretaceous: isotopic evidence from Albian and Coniacian shallow-water invertebrates of the Talovka River basin, Koryak Upland, Russian Far East // Cretaceous Research. Vol. 26, №. 2. P. 113-132.

ПАЛИНОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА АПТСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ В РАЗРЕЗАХ СЕВЕРНОГО КАСПИЯ (НА ПРИМЕРЕ РАКУШЕЧНОЙ ПЛОЩАДИ)

Е.Н. Здобнова
ООО «ЛУКОЙЛ-ВолгоградНИПИморнефть», Волгоград, volgapalyn@bk.ru

PALYNOGICAL CHARACTERISTIC OF APTIAN DEPOSITS OF NORTH CASPIAN (RAKUSHECHNAYA FIELD)

E.N. Zdobnova
OOO «LUKOIL-VolgogradNIPImorheft», Volgograd, volgapalyn@bk.ru

Аптские отложения на территории Северного Каспия распространены повсеместно и вскрыты немногочисленными скважинами. Они трансгрессивно залегают на барремских отложениях и перекрываются альбскими, являясь единым терригенным литолого-стратиграфическим комплексом пород.

Детальное стратиграфическое расчленение нефтеносных отложений часто затруднено по причине малочисленности или отсутствия фаунистических остатков. В связи с этим возрастает роль палинологических исследований.

Палинологический материал позволил автору выделить подъярусные палинокомплексы в обоснованных макрофауной аптских отложениях. При их сопоставлении возникли расхождения в коррелятивных параметрах, что побудило автора привлечь метод катагенетической преобразованности микрофоссилий (Ровнина, 1984; Здобнова, 2009). На основе изучения катагенетической преобразованности палинокомплексов выявлены комплексы микрофоссилий in situ и более преобразованные – переотложенные палиноморфы. Метод позволил уточнить количественные соотношения и таксономический состав палинокомплексов in situ, что, по мнению автора, имеет важное значение для палиностратиграфии.

Аптский ярус. Отложения аптского яруса в объеме трех его подъярусов (рис.) изучены на Ракушечной площади (скв. 2, 4, 6). Впервые этот факт установлен Е.Ю. Барабошкиным по определениям фауны головоногих и брюхоногих моллюсков в скважине 2. По его мнению, аптский ярус имеет трехчленное строение на Северном Каспии, так же как и на его обрамлении. Обоснование трех подъярусов апта по палеонтологическим данным отражено автором в тексте научного отчета по скважине 2 Ракушечной (2005 г.). Сейчас эту точку зрения разделяет и В.Н. Манцурова (Манцурова, 2010).

Нижняя граница апта охарактеризована фауной моллюсков *Deshayesites* cf. *euglyphus* Casey, 1964*; Mesohibolites* sp. indet. (скв. 4, гл. 1392,2 и 1392,4 м).

Верхняя граница проведена в скважине 2 по находке аммонита *Acanthohoplites* sp. juv. (*?Nolaniceras* sp. juv.) (гл. 1178,05 м).

Нижнеаптский подъярус сложен глинами и алевролитами с преобладанием глин. Глины – темно-серые, аргиллитоподобные, неравномерно алевритистые и алевритовые с тонкими линзовидными слойками алевролитов серых и светло-серых.

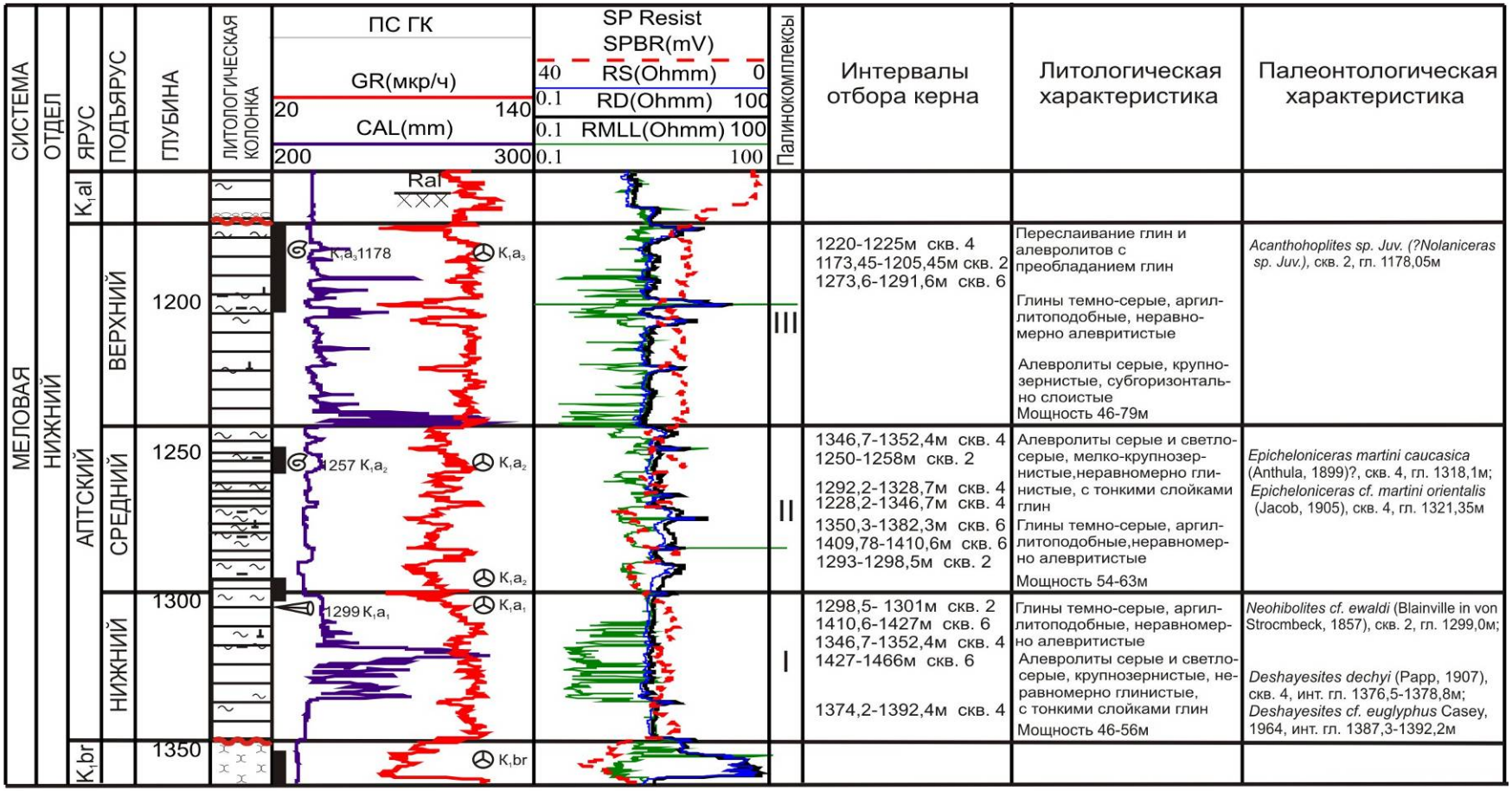


Рис. Сводный геологический разрез отложений аптского яруса Ракушечной площади



Алевролиты – серые с буроватым оттенком, крупнозернистые и разнозернистые, полимиктовые, неравномерно глинистые с углефицированными и пиритизированными растительными фрагментами.

В нижней его части в алевролитах встречена фауна аммонитов *Deshayesites* cf. *euglyphus* Casey, 1964*; Deshayesites* sp. indet. (скв. 4, инт. гл. 1387,3-1392,2 м), отвечающих зоне Deshayesites weissi – Procheloniceras albrechtiaustriae. Выше в алевролитах отмечены *Deshayesites dechyi* (Papp, 1907); *Deshayesites* sp., соответствующие зоне Deshayesites dechyi – D. deshayesi (4, инт. гл. 1376,5-1378,8 м). Верхняя часть подъяруса представлена алевролитами с фауной нижнеаптских белемнитов *Neohibolites* cf. *ewaldi* (Blainville in von Strombeck, 1857) (скв. 2, гл. 1299,0 м), *Mesohibolites* sp. indet. (cf. *Mesohibolites elegans* (Schwetzoff, 1913)*, ?Mesohibolites* sp. juv. (скв. 4, гл. 1350,75; 1351,0 м).

I палинокомплекс (нижнеаптский) характеризуется преобладанием глейхениевых (34-45%): *Plicifera* cf. *delicata* Bolch., *Gleicheniidites* cf. *laetus* (Bolch.) Bolch., *G.* cf. *umbonatus* (Bolch.) Bolch., *G.* cf. *senonicus* Ross, *G. rasilis* (Bolch.) Bolch., *C.* cf. *triplex* (Bolch.) Bolch., *Cyathidites* spp*., Coniopteris* sp. Кроме них встречены *Schizaeaceae* – 4-6%: *Lygodium* sp., *Lygodium multituberculatum* Bolch., *L. simplex* Bolch., *L.* cf. *asper* (Bolch.) Bolch., *L.* aff. *gibberulum* (K.-M.)var. *gibberula* K.-M., *Cicatricosisporites tersus* (Bolch.) Bolch., *Staplinisporites caminus* (Balme) Pocock, *Corniculatisporites* cf. *flavidus* Smirn. & Schamma и др.; *Cedrus libaniformis* Bolch., *C.* cf. *permira* Bolch., *Microforaminifera, Acritarcha, Micrhystridium* sp.

Микрофоссилии, входящие в комплекс спектров нижней и верхней частей подъяруса, отличаются несколько разной насыщенностью в палинологических препаратах и, конечно, сохранностью: в глинах и более глинистых разностях она лучше, чем в алевролитах. Максимальное количество (до 15%) переотложенных палиноморфов: *Plicifera* cf. *delicata* Bolch., *Gleicheniidites umbonatus* (Bolch.) Bolch., *G.* cf. *senonicus* Ross, *C.* cf. *triplex* (Bolch.) Bolch., *Cyathidites minor* Coup. – приурочено к нижней части подъяруса.

Среднеаптский подъярус сложен алевролитами и глинами с преобладанием алевролитов.

Алевролиты – серые и светло-серые с буроватым оттенком, крупнозернистые, полимиктовые, неравномерно глинистые, неравномерно мелкопесчаные до перехода в песчаники.

Глины – темно-серые, уплотненные, неравномерно алевритовые, переходящие в алевролиты.

Раковины головоногих моллюсков *Epicheloniceras martini caucasica* (Anthula, 1899)?; *Epicheloniceras* cf. *martini orientalis* (Jacob, 1905) зоны *Colombiceras crassicostatum – Epicheloniceras subnodosocostatum* отмечены в средней части подъяруса (скв. 4, гл. 1316,1; 1319,35 м), а *Parahoplites* cf. *transitans* Sinzow, 1907 (скв. 2, гл. 1257,2 м) встречен в нижней его части.

II палинокомплекс (среднеаптский) содержит споры *Gleicheniaceae* – 46-66%, среди которых наряду с *Clavifera jachromensis* Bolch. появляются единичные представители рода *Clavifera: C. rudis* Bolch., *C. tuberosa* Bolch.

Schizaeaceae составляют 2-3%: *Cicatricosisporites tersus* (K.-M.) Bolch., *Pilosisporites echinaceum* (Verb.) Bolch. Количество *Disaccites* возрастает – 4-

10%: *Pinuspollenites divulgatus* (Bolch.) M. Petr., *P. insignis* (Bolch.) M. Petr., *P. subconcinus* (Bolch.) M. Petr., *Pinuspollenites* sp. indet., *Podocarpites* sp., *Podocarpus* cf. *cretacea* Bolch., *Cedrus* cf. *libaniformis* Bolch., *C.* cf. *rara* Bolch. , *Caytonipollenites pallidus* (Reiss.) Coup. Микрофитопланктон достаточно разнообразен: *Tasmanites* sp., *Tasmanites spinireticulatus* (Abr. & March.) Zdobn. In litt., *Hystrichosphaeridium* sp., *Micrhystridium* sp., *Veryhachium* sp.

Среднеаптский комплекс микрофоссилий отличается хорошей сохранностью и их насыщенностью в препаратах. Количество переотложенных палиноморф колеблется в пределах 5-7%: *Gleicheniidites umbonatus* (Bolch.) Bolch., *G.* cf. *laetus* (Bolch.) Bolch., *G. rasilis* (Bolch.) Bolch., *G.* cf. *senonicus* Ross, *Clavifera* cf. *triplex* (Bolch.) Bolch., *Coniopteris* sp.

Верхнеаптский подъярус представлен переслаивающимися глинами и алевролитами с преобладанием глин. Он доказан в скважине 2 (гл. 1178,05 м) присутствием аммонита *Acanthohpolites* sp. juv. (*?Nolaniceras* sp. juv.).

III палинокомплекс (верхнеаптский) приурочен к верхней части подъяруса и содержит микрофоссилии удовлетворительной и плохой сохранности с преобладанием глейхениевых (37-46%). Ведущее место в комплексе принадлежит таксонам семейства глейхениевых: *Clavifera. triplex* (Bolch.) Bolch., *C. jachromensis* Bolch., *C. rudis* Bolch., *C. tuberosa* Bolch., *Ornamentifera granulata* (Grig.) Bolch., *Ornamentifera echinata* (Bolch.) Bolch. и семейств *Pinaceae* и *Podocarpaceae* (18-22%). Количество переотложенных палиноморфов возрастает до 10%: *Gleicheniidites umbonatus* (Bolch.) Bolch., *G.* cf. *laetus* (Bolch.) Bolch., *G.* cf. *senonicus* Ross, *Clavifera* cf. *triplex* (Bolch.) Bolch., *Coniopteris* sp. Отмечены редкие находки спор: *Cingulizonates* cf. *floridus* (Balme), *Foraminisporites* sp., и единичных покрытосеменных *Tricolpites* sp. и др.

Видовой состав и количественные соотношения выделенных комплексов палиноморф хорошо выдерживаются в одновозрастных отложениях Северного Каспия и обнаруживают близкое сходство с синхронными комплексами площадей Среднего Каспия (Смирнова, 1986), Восточного Предкавказья (Даниленко, 1973).

Литература

Здобнова Е.Н. 2009. Водоросли *Tasmanites* и миоспоры нижнепермских подсолевых отложений Волгоградского Заволжья и их значение для стратиграфии и нефтегазовой геологии: дис. … канд. геол.-мин. наук. Саратов. 16 с.

Манцурова В.Н. 2010. О подъярусном расчленении аптского и альбского ярусов в разрезах Северного Каспия // Палеострат-2010: тез. докл. М.: МГУ. С. 30-32.

Ровнина Л.В. 1984. Определение исходного типа и уровня катагенеза рассеянного органического вещества палинологическим методом. РД-39-11-1142-84. ИГиРГИ. М.

РЕКОНСТРУКЦИЯ ТЕКТОНО-ЭВСТАТИЧЕСКОГО РЕЖИМА НА ВОСТОКЕ РУССКОЙ ПЛИТЫ В РАННЕМ МЕЛУ НА ОСНОВЕ ЛИТОЛОГО-БАТИМЕТРИЧЕСКОГО МОДЕЛИРОВАНИЯ

С.О. Зорина

ФГУП «Центральный научно-исследовательский институт геологии нерудных полезных ископаемых», Казань, office@geolnerud.net, svzorina@yandex.ru

THE EARLY CRETATEOUS TECTONIC AND EUSTAIC RECONSTRUCTIONS ON THE EASTERN RUSSIAN PLATE ON A BASIS OF LITHOLOGIC AND BATHYMETRIC MODELING

S.O. Zorina

FSUE Central Scientific Research Institute of Geology of Industrial Minerals, Kazan, office@geolnerud.net, svzorina@yandex.ru

В настоящее время не вызывает сомнения, что формирование секвенций на пассивных континентальных окраинах происходит под влиянием глобальных эвстатических флуктуаций. В эпиконтинентальных бассейнах на колебания глобального уровня моря накладывается фактор вертикальных тектонических движений (эпейрогения). Результат их совместного взаимодействия представляет собой часто упоминаемые в литературе «относительные изменения уровня моря», или региональные эвстатические колебания, которые приводят к миграции береговой линии, изменению глубины бассейна, латеральному смещению фаций, т.е. к образованию «чечевиц Головкинского» (Головкинский, 1868), или платформенных секвенций.

Применительно к эпиконтинентальным бассейнам построение региональной эвстатической кривой сводится к оценке изменения батиметрии (углубления или обмеления) бассейна. Моделирование глубины бассейна при вариациях глобального уровня моря и уровня дна седиментации за промежуток времени t позволяет не только выделить этапы осадконакопления и перерывов, но и определить фациальный облик формирующейся осадочной последовательности (рис. 1).

Установлены следующие основные закономерности, справедливые для любого из рассмотренных вариантов. При отсутствии влияния региональной эпейрогении глубина бассейна полностью контролируется фактором глобальной эвстазии (рис. 1 а). При компенсации глобальной эвстазии региональной эпейрогенией осадконакопление не происходит (рис. 1 б). При одновременном росте глобального уровня моря и прогибании дна седиментации углубление бассейна усиливается (рис. 1 в, г). При одновременном падении глобального уровня моря и прогибании поверхности дна глубина бассейна будет зависеть от амплитуды преобладающего процесса. Если преобладает падение глобального уровня над эпейрогеническим прогибанием, территория будет выведена на сушу (рис. 1 д). При преобладании прогибания осадконакопление продолжится.

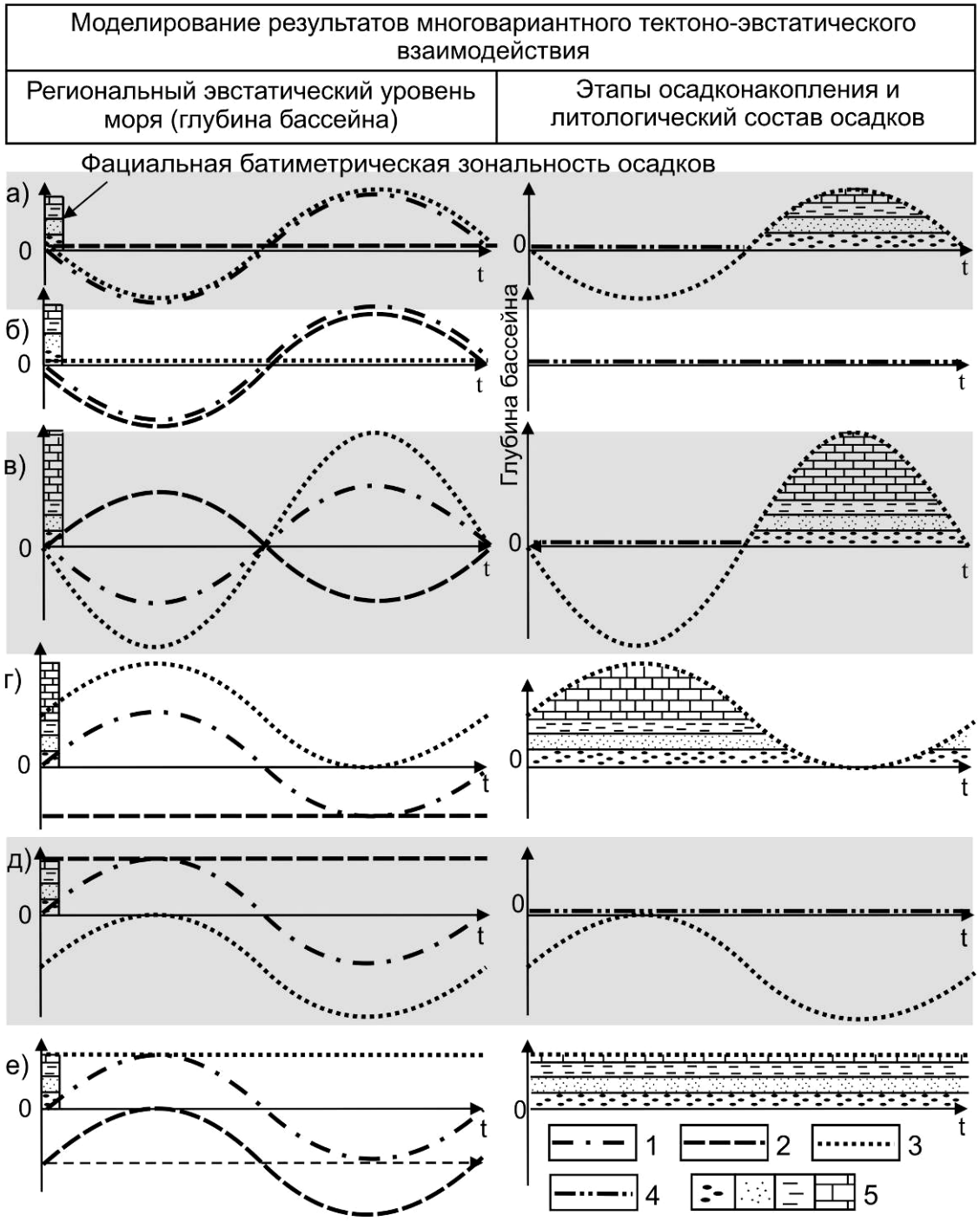


Рис. 1. Литолого-батиметрическое временное моделирование.

Условные обозначения: 1 – глобальный уровень моря; 2 – уровень поверхности осадконакопления; 3 – региональный уровень моря (глубина бассейна); 4 – временной интервал, на который приходится перерыв в осадконакоплении; 5 – фациальный спектр осадков, отлагающихся по мере удаления от береговой линии вглубь бассейна; а) отсутствие эпейрогении; б) компенсация глобальной эвстазии эпейрогенией; в) усиление влияния глобальной эвстазии эпейрогенией; г) глобальный эвстатический цикл и единовременное прогибание; д) глобальный эвстатический цикл и единовременное воздымание; е) глобальный эвстатический и региональный эпейрогенический циклы с единовременным прогибанием

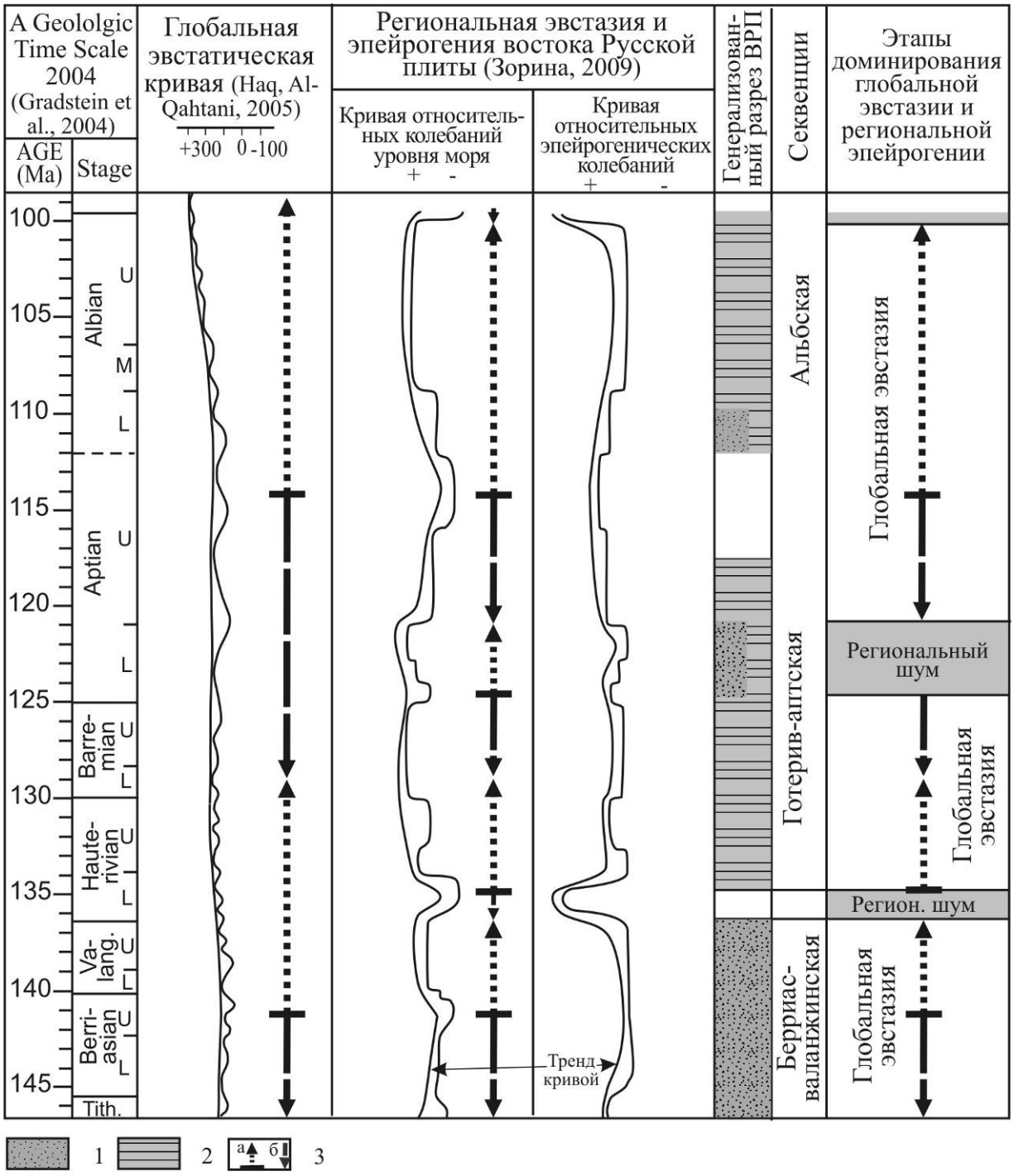


Рис. 2. Реконструкция тектоно-эвстатического режима на востоке Русской плиты в раннем мелу.

Условные обозначения: 1 – пески, песчаники, конгломераты, фосфоритовые «плиты»; 2 – глины; 3 – эвстатические события: а – подъем уровня моря, б – падение

Весьма интересен вариант с наложением циклов глобальной эвстазии и региональной эпейрогении, последний из которых происходит на фоне дополнительного прогибания дна. В этом случае будет сформирована непрерывная последовательность осадков, представленная одной фацией (рис. 1 е).

Следует отметить, что данные модели являются генерализованными. Конкретная осадочная последовательность (например, нижнемеловые отложения востока Русской плиты (ВРП)) представляет собой сложное сочетание разных вариантов проведенного моделирования.

Для реконструкции регионального эвстатического и эпейрогенического режимов на ВРП в раннем мелу решалась задача, обратная проведенному моделированию (Зорина, 2009). По особенностям изменения литологического строения сводного нижнемелового хроностратиграфического разреза ВРП построена кривая относительных колебаний уровня моря (рис. 2). В связи с тем что она является интегральным показателем влияния глобального эвстатического и регионального эпейрогенического факторов, проведено ее сопоставление с глобальной эвстатической кривой (Haq, Al-Qahtani, 2005), что позволило вычленить влияние эпейрогенической составляющей и построить соответствующую кривую.

По результатам проведенной реконструкции тектоно-эвстатической обстановки определены этапы длительного доминирования глобальной эвстазии, во время которых сформировались берриас-валанжинская, готерив-аптская и альбская секвенции ВРП (рис. 2). Вмешательство эпейрогении («регионального шума») установлено в раннем готериве (отсутствие осадков на фоне глобального эвстатического подъема), раннем апте (обмеление бассейна при высоком стоянии глобального уровня моря) и в конце позднего альба (обмеление бассейна при устойчивом росте глобального уровня моря).

Литература

Головкинский Н.А. 1868. О пермской формации в центральной части Камско-Волжского бассейна. СПб.: Тип. Импер. Акад. Наук. 143 с.

Зорина С.О. 2009. Секвенс-стратиграфия нижнемеловых отложений востока Русской плиты // Геология и геофизика. Т. 50, № 5. С. 566-575.

Gradstein F.M., Ogg J.G., Smith A.G. et al. 2004. A Geologic Time Scale 2004. Cambridge: Cambridge University Press. 589 p.

Haq B.U., Al-Qahtani A.M. 2005. Phanerozoic cycles of sea-level change on the Arabian Platform // Geoarabia. Vol. 10, №. 2. P. 127-160. 2 charts.

НОВЫЕ НАХОДКИ АММОНИТОВ ИЗ БЕРРИАСА П-ОВА НОРДВИК

А.Е. Игольников
Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН, Новосибирск, IgolnikovAE@ipgg.nsc.ru, Igolnikov@ngs.ru

NEW AMMONITE'S FINDS FROM BERRIASIAN OF THE NORDVIK PENINSULA

A.E. Igolnikov
Trofimuk Institute of Petroleum Geology and Geophysics, SB RAS, Novosibirsk, IgolnikovAE@ipgg.nsc.ru, Igolnikov@ngs.ru

Общеизвестно, что разрез на п-ове Нордвик – один из самых полных в Арктике, где можно наблюдать последовательность всех зон по аммонитам, бухиям и белемнитам, начиная с верхов средневолжского подъяруса вплоть до основания готерива.

В ходе полевых работ 2007 и 2009 гг. на п-ове Нордвик (мыс Урдюк-Хая) была собрана коллекция берриасских аммонитов. Сделанные нами находки претоллий в зоне Sibiricus, а также низах Kochi полностью подтверждают выводы Н.И. Шульгиной (1985) и М.А. Рогова (Захаров, Рогов, 2008) о более широком стратиграфическом распространении *Praetollia* на севере Сибири (см. рис.). Это ставит под сомнение корректность построений С.Н. Алексеева (1984), по которым претоллии характерны исключительно для низов зоны Sibiricus. В осыпи этой же зоны (обн. № 33) найден аммонит очень близкий *Praetollia (Pachypraetollia) crassa* Aleks., что, в совокупности с нашей находкой, сделанной на Приполярном Урале (Алифиров, Игольников и др., 2008), расширяет ареал распространения этого подрода, который впервые описан в бассейне р. Хета (Алексеев, 1984). Из верхов зоны Sibiricus (обн. № 32, сл. 16) происходит экземпляр, сопоставляемый нами с аммонитом, найденным М.А. Роговым и обозначенным как *Praesurites* sp. juv. из того же обнажения, но низов зоны Kochi (Захаров, Рогов, 2008). На наш взгляд, все эти экземпляры обладают признаками *Praetollia*, как и сам типовой вид рода *Praesurites elegans* Mesezhn. et Aleks., 1983. Вероятно, что логичнее рассматривать данный род как младший синоним *Praetollia.*

Начиная с 80-х годов прошлого века находки в нижних слоях берриаса последних представителей *Craspedites* стали почти нормой. М.А. Рогов приводит изображение *Craspedites* cf. *canadensis* Jeletz. из зоны Sibiricus (Захаров, Рогов, 2008). Нами сделаны три находки, которые можно отнести к этому роду (см. рис.). Один из экземпляров хорошей сохранности обладает признаками, характерными для некоторых волжских краспедитов, обособленных Н.И. Шульгиной (1985) в отдельный подрод *Craspedites (Vitaliites)*, имеющих четкие ребра на вентральной стороне на всех стадиях развития. Однако представители этого подрода исчезают приблизительно в средней части верхневолжского подъяруса. Помимо этого, у нашего экземпляра отсутствуют первичные ребра вплоть до диаметра 50–55 мм. Такой характер скульптуры известен у *Craspedites okensis*, *Craspedites taimyrensis* и др., но только до диаметра 20–25 мм. В связи с этим мы относим наш экземпляр к обсуждаемому подроду с некоторой условностью.

Второй экземпляр принципиально не отличается от вышеописанного, но поскольку имеет плохую сохранность, определен нами как *Craspedites* sp. ind. Третий образец, так же определяемый нами как *Craspedites* sp. ind., по своей сильно сглаженной скульптуре сближается с *Craspedites* cf. *canadensis* Jeletz. (Захаров, Рогов, 2008).

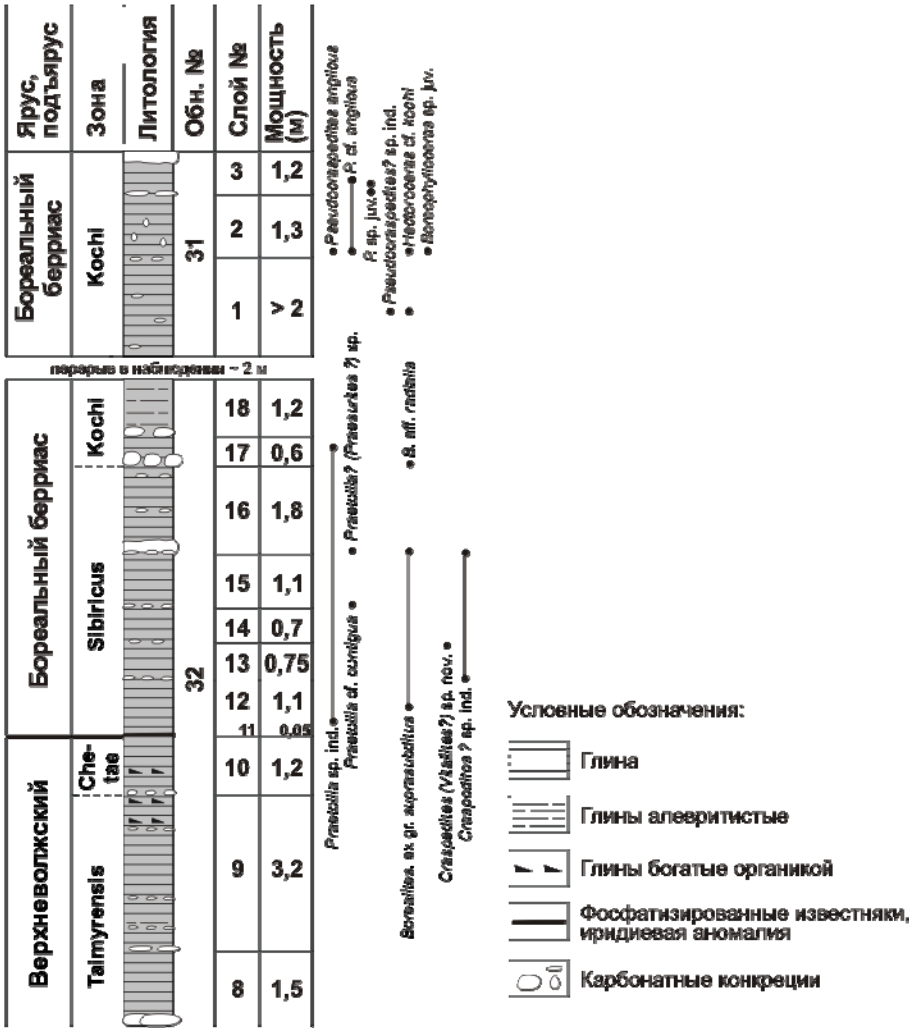


Рис. Сводный разрез (обн. № 31, 32; м. Урдюк-Хая, п-ов Пакса) и распределение аммонитов по данным полевых сезонов 2007, 2009 (обн. № 32 по полевым описаниям В.А. Маринова, нумерация слоев В.А. Захарова и др. (1983); обн. № 31 и нумерация слоев по полевым описаниям автора)

В известково-фосфатном базальном слое берриаса в обнажении № 33 нами обнаружены обломки оборота крупного аммонита. По характеру ребристости мы относим его к *Chetaites ?* sp. ind. Ранее в этом слое находили только *Praetollia* spp. (Захаров и др., 1983; Захаров, Рогов, 2008).

В разрезе также встречены филлоцератиды, а именно в зонах Taimyrensis, Chetae, Sibiricus (все обн. 33), Kochi (обн. 32, 33). Все находки, вероятно, относятся к роду *Boreophylloceras*, а экземпляр из верхов зоны Kochi (обн. 33) мы определяем более уверенно как *Boreophylloceras* cf. *densicostatum* Igol.

Работа выполнена при поддержке программ 15 и 17 РАН.

Литература

Алексеев С.Н. 1984. Новые данные о зональном расчленении берриасского яруса на севере Сибири // В.В. Меннер (Ред.). Пограничные ярусы юрской и меловой систем. М.: Наука. С. 81–106.

Алифиров А.С., Игольников А.Е., Дзюба О.С. 2008. Аммониты и строение разреза волжско-берриасских отложений р. Маурынья (Приполярный Урал): новые данные // Меловая система России и ближнего зарубежья: проблемы стратиграфии и палеогеографии: материалы IV Всероссийского совещ. Новосибирск: СО РАН. С. 20–23.

Захаров В.А., Нальняева Т.И., Шульгина Н.И. 1983. Новые данные по биостратиграфии верхнеюрских и нижнемеловых отложений на полуострове Пакса, Анабарский залив (север Средней Сибири) // В.А. Захаров (Ред.). Палеобиография и биостратиграфия юры и мела Сибири. М.: Наука. С. 56–99.

Захаров В.А., Рогов М.А. 2008. Верхневолжский подъярус на севере Восточной Сибири (п-ов Нордвик) и его панбореальная корреляция по аммонитам // Стратиграфия. Геологическая корреляция. Т. 16. № 4. С. 81–94.

Шульгина Н.И. 1985. Бореальные бассейны на рубеже юры и мела. Л.: Недра. 163 с.

О НЕОБЫЧНОМ ФРАГМОКОНЕ (CEPHALOPODA, COLEOIDEA) ИЗ БАРРЕМСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ГОРНОГО КРЫМА

А.П. Ипполитов
Геологический институт РАН, Москва, ippolitov.ap@gmail.com

ON UNUSUAL PHRAGMOCONE (CEPHALOPODA, COLEOIDEA) FROM THE BARREMIAN OF MOUNTAIN CRIMEA

A.P. Ippolitov
Geological Institute of RAS, Moscow, ippolitov.ap@gmail.com

Введение. Ископаемые мезозойские представители подкласса Coleoidea, помимо широко представленных в геологической летописи ростров белемнитов, включают большое количество единичных и экзотических находок, систематическое положение, происхождение и место в филогении которых неясно. Эти находки в силу редкости не играют существенной роли в стратиграфии, однако чрезвычайно важны для понимания эволюционной истории колеоидей в целом, а потому многократно интерпретировались в обзорных работах с точки зрения функциональной морфологии и филогении.

Около 150 лет назад, в 1868 году, в монографии «Lethaea Rossica» немецким палеонтологом Э. фон Эйхвальдом (von Eichwald, 1868a, p. 1012; 1868b, pl. XXXII, fig. 15) был описан и изображен необычный фрагмокон, найденный близ с. Биясала (совр. Верхоречье) и переданный немецким натуралистом и зоологом Александром фон Нордманом, путешествовавшим по Крыму в 1837 и 1843 годах. Этот образец был определен Эйхвальдом как *Belemnites* aff. *latus* Blainville, несмотря на то, что фрагмокон обладает очень высокими камерами и малой величиной апикального угла, нехарактерными для белемнитов. Находка долгое время не привлекала большого внимания исследователей, и только в 2006 году М.А. Роговым и В.А. Бизиковым (Rogov, Bizikov, 2006, p. 156, pl. 4, fig. 4) она была реинтерпретирована как, возможно, принадлежащая белемнитам с редуцированным ростром – представителям семейства Belemnotheutidae.

В настоящей работе обсуждается возможное систематическое положение необычного фрагмокона. Оригинал хранится в Палеонтолого-стратиграфическом музее кафедры динамической и исторической геологии Санкт-Петербургского государственного университета под № 2/2039.

Стратиграфическое положение находки. Хотя точный возраст находки не указан, состав пород, выполняющих ядро, однозначно показывает, что находка происходит из маломощной конденсированной толщи цефалоподовых известняков верхнего готерива – нижнего баррема, также известных в литературе как «коясджилгинская свита». Детальное описание и расчленение этой толщи приводится в работах Е.Ю. Барабошкина (1997 и др.). Характерный кирпично-красный цвет пород свидетельствует о вероятном происхождении из отложений зоны Holcodiscus caillaudianus нижнего баррема. В работе Друщица и Нероденко (1983) есть упоминание о «фрагмоконе белемнотеутиды» из нижнебарремских отложений Крыма (вероятно, эта же находка фигурирует как *Conoteuthis* в дру-

гой работе Нероденко (1983)), однако указание на значительную величину апикального угла фрагмокона (20–50°) резко не согласуется с признаками фрагмокона, описанного Эйхвальдом.

Описание фрагмокона и его систематическая принадлежность. Оригинал (рис. 1) представляет собой фрагмент ядра ортоконического фрагмокона из трех



Рис. 1. Необычный фрагмокон, описанный Э.Эйхвальдом. С. Верхоречье, ?нижний баррем, зона Holcodiscus caillaudianus: а – репродукция изображения Эйхвальда (von Eichwald, 1868b, pl. XXXII, fig. 15; б – с вентральной стороны; в – с дорсальной стороны; г – сзади; д – справа; е – этикетки Эйхвальда. Длина шкалы – 1 см

камер, без каких-либо признаков сохранившегося раковинного вещества. Следовательно, для установления систематической принадлежности можно использовать только его биометрические признаки. Фрагмокон имеет длину 20,1 мм, величина дорзовентрального диаметра последней камеры – 17,5 мм, латерального – 17,2 мм. Длина последней камеры – 5,7 мм, ширина сифона на заднем конце сохранившегося фрагмента – 1,5 мм.

Фрагмокон Эйхвальда по величине апикального угла (8–9°) резко отличается как от «классических» белемнитов (обычно 17–25°), так и от белемнитов с редуцированным ростром (сем. Belemnotheutidae – 12–25°), а прямая перегородочная линия исключает отнесение к Diplobelidae. Похожими являются представители только двух таксономических групп: триасово-нижнеюрских Aulacoceratidae и средне-верхнемеловых представителей семейства Groenlandibelidae Jeletzky, 1966.

Стратиграфически близкие Groenlandibelidae, в состав которых обычно включаются два номинальных рода, *Naefia* Weizel, 1930 и *Groenlandibelus* Jeletzky, 1966, распространены широко: они описаны из верхнего апта Большого Кавказа (Doguzhaeva, 1996), сеномана Индии (Vartak et al., 2010), туронских и пограничных сантон-кампанских отложений Японии (Hirano, Obata, Ukishima, 1991; Hewitt, Yoshiike, Westermann, 1991; Hayakawa, Takahashi, 1993), кампан-маастрихтских отложений Чили (Wetzel, 1930; Bandel, Stinnesbeck, 2006), Южной Индии (Doyle, 1986), Антарктического полуострова и Северной Америки (Jeletzky in Hewitt et al., 1991). Эта группа считается древними представителями отряда Spirulida и не близкородственна белемнитам. Их положение в системе колеоидей, функционально-морфологическая интерпретация и классификация являются предметом острых дискуссий среди специалистов (обзоры см. Doguzhaeva, 1996; Bandel, Stinnesbeck, 2006). Следует отметить, что большая часть находок, описанных как *Naefia*, представлена фрагмоконами плохой сохранности, и обоснование отнесения их именно к Groenlandibelidae, диагностическими признаками которых являются строение протоконха, широкий сифон, редуцированный ростр (см. Jeletzky, 1966) и характерный проостракум (см. Jeletzky, 1966; Doyle, 1986; Bandel, Stinnesbeck, 2006), в большинстве случаев очень шаткое. По сути, оно обосновывается только тем, что в стратиграфически близких интервалах находки других систематических групп колеоидей со сходной морфологией фрагмоконов не описаны.

Второй группой, чрезвычайно близкой по характеристикам фрагмокона, является очень древняя группа колеоидей – аулакоцератиды. Эти формы по внешнему облику были близки белемнитам, но отличались наличием архаичных признаков (например, наличия жилой камеры) и имели арагонитовый состав ростра. Их находки особенно многочисленны в верхнем триасе – нижней юре, а последние несомненные представители Aulacoceratida известны из тоарского яруса нижней юры (обзор см. Doyle, 1990). Большинство специалистов согласны с включением в этот таксон фрагмоконов из оксфордских отложений Франции, описанных под названием *Ausseites (?) argoviensis* (Dreyfuss, 1957).

Учитывая то, что большая часть находок *Naefia* существенно моложе находки Эйхвальда, а находки последних аулакоцератид – существенно древнее, автором была сделана попытка выявить базовые различия между фрагмоконами

этих таксонов на основании биометрического исследования. По обширным литературным данным (фотографиям, рисункам, иногда зарисовкам) была составлена база данных с измерениями основных параметров для различных таксонов колеоидей, в том числе 84 представителей Aulacoceratida и 21 – Groenlandibelidae. По Groenlandibelidae дополнительно были привлечены биометрические данные по многочисленным образцам, приведенные в работе Хирано с соавторами (Hirano et al., 1991, tab. 2).

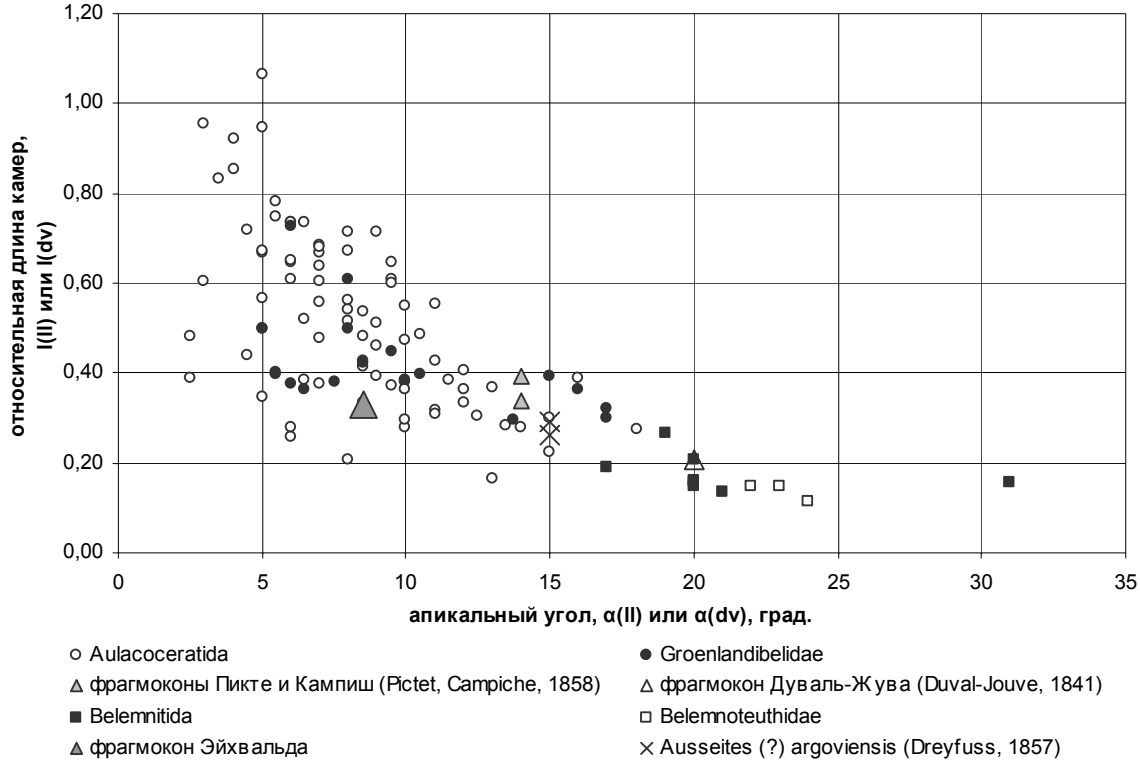


Рис. 2. Соотношение виличин апикального угла и относительной длины камер у разных групп ископаемых колеоидей

Результаты и обсуждение. Основные параметры (апикальный угол, длина камер) у разных авторов могли измеряться различающимися способами, поэтому все материалы были измерены заново по единой системе. Для сравнения фрагмоконов наиболее важными являются величина апикального угла α (измеренная в дорзовентральном (α (dv)) или латеральном ракурсе (α (ll)), а также отношение длины камеры к ее диаметру, латеральному или дорзовентральному (l/ll или l/dv) и относительная ширина сифона ds/dv и ds/ll. Эмпирически было установлено, что почти всегда величины апикального угла в дорзовентральном и латеральном ракурсах различаются не более чем на 0,5–2°, а dv≈ll, поэтому значения относительной длины камер l/dv и l/ll практически совпадают. Это снимает ограничения на возможность сравнения образцов, изображенных только в латеральном и только в дорзовентральном ракурсе.

Из проведенного анализа, результаты которого обобщены на рис. 2–4, следует несколько важных выводов.

1. Строгого критерия для биометрического разделения Groenlandibelidae и Aulacoceratida по основным признакам фрагмокона не существует. Это ставит под вопрос правомерность отнесения к Groenlandibelidae только по основным признакам фрагмокона многих находок плохой сохранности, ранее описанных как *Naefia*. Наиболее надежным признаком для диагностики является относительный диаметр для разделения сифона (0,04–0,12 для большинства Aulacoceratida против 0,10–0,17 у несомненных Groenlandibelidae).

2. В составе Groenlandibelidae выделяется две группы, различающиеся величиной апикального угла: некоторые находки имеют малый апикальный угол (5–10°), другие – существенно больший (14–17°) (рис. 2, 3). Во вторую группу входит типовой материал как рода *Groenlandibelus* (голотип *G. rosenkrantzi* – 16-17°), так и *Naefia* (топотипический материал *N. neogaeia* – 17°). Это свидетельствует в пользу точки зрения Риеграфа (Riegraf, 1995), согласно которой родовые названия *Naefia* и *Groenlandibelus* считаются синонимами. Различия между родами *Naefia* и *Groenlandibelus*, на которые указывают некоторые авторы, представляются или нечетко обоснованными (Bandel, Stinnesbeck, 2006), или не учитывающими особенности строения (Vartak et al., 2010) типового материала *Naefia neogaeia*. В то же время корректность отнесения к Groenlandibelidae некоторых фрагмоконов с малым апикальным углом (9°) не подлежит сомнению, так как для них известен проостракум (см. Doyle, 1986, fig. 1).

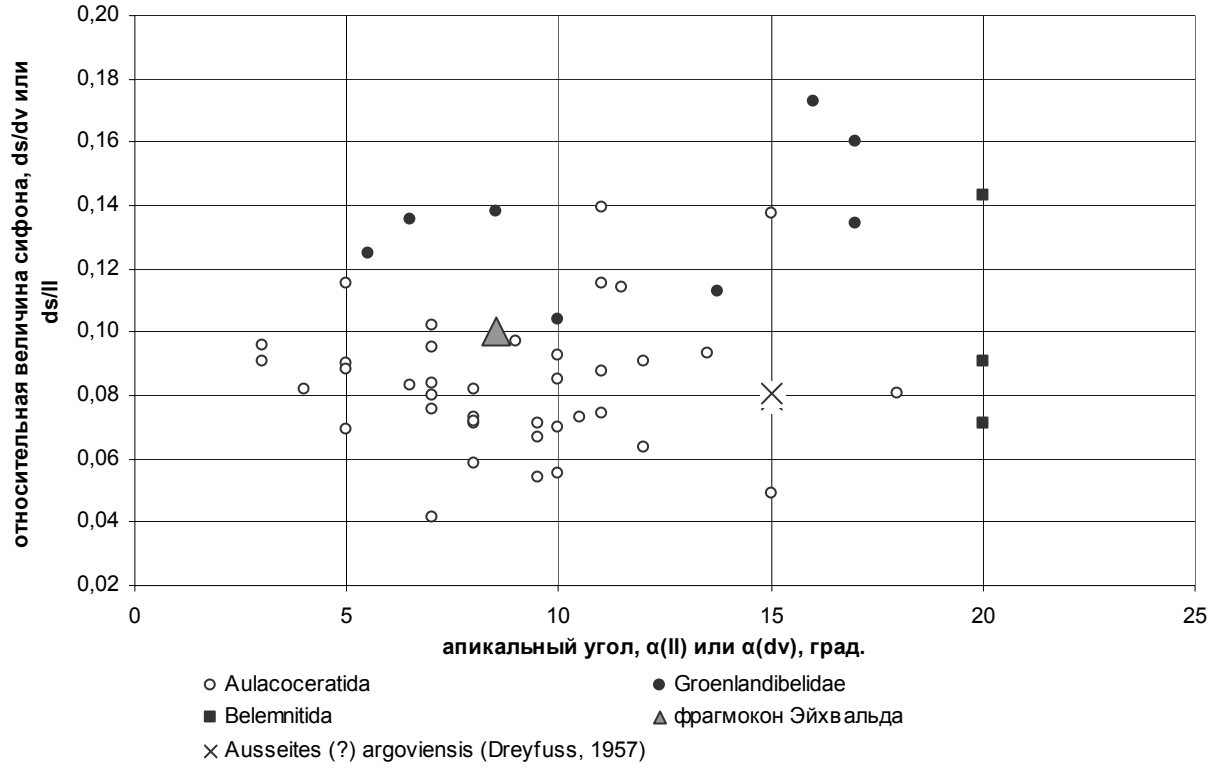


Рис. 3. Соотношение величин апикального угла и относительного диаметра сифона у разных групп колеоидей

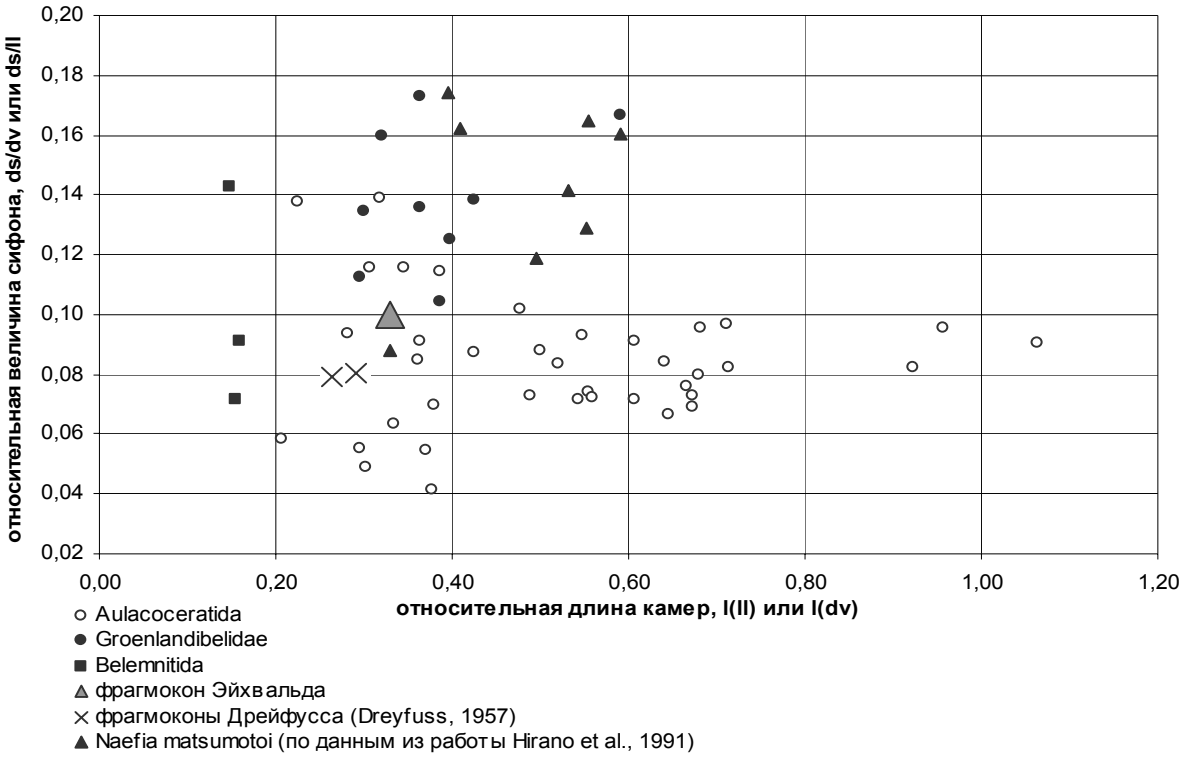


Рис. 4. Соотношение относительной длины камер и относительного диаметра сифона у разных групп колеоидей

3. Биометрические характеристики фрагмокона *Belemnites latus* (= *Duvalia lata*, по современной классификации), изображенного Дюваль-Жувом (Duval-Jouve, 1841, pl. 6, fig. 11), с которым Эйхвальд сближал находку, типично белемнитовые и резко отличаются от описываемого фрагмокона. Фрагмоконы из альба Франции, изображенные Пикте и Кампиш (Pictet, Campiche, 1858, pl. XIII, fig. 7,8), с которыми Эйхвальд также сравнивал свою находку, судя по величине апикального угла, вероятнее всего, относятся к Groenlandibelidae.

4. Фрагмокон, описанный Эйхвальдом, по биометрическим характеристикам более сходен с аулакоцератидами, чем с Groenlandibelidae. От большинства известных находок представителей *Naefia* он отличается более узким сифоном (ds/dv = 0,10), а также более крупными размерами. В таком случае эта находка является самой молодой среди аулакоцератид; а в случае принадлежности к Groenlandibelidae – самой древней находкой представителей указанного семейства.

Интерпретация условий существования. Особенности формирования толщи цефалоподовых известняков подробно рассмотрены Е.Ю. Барабошкиным (Барабошкин и др., 2002). Согласно интерпретации этого исследователя, известняки представляют собой конденсированный разрез, формировавшийся в пелагической обстановке на существенном удалении от береговой линии. Глубина формирования осадков оценивается в 500–600 м (Барабошкин, Энсон, 2003). В современной фауне отряд Spirulida представлен единственным видом *Spirula spirula* (Linnaeus, 1758), ведущим глубоководный мезопелагический образ жизни, а позднемеловые представители (*Naefia*) считаются относительно глубоко-

водными организмами, погружавшимися на глубины до 450–580 м (Hewitt et al., 1991, p. 52). Считается (Jeletzky, 1966; Hewitt et al., 1991), что редукция ростра при сохранении фрагмокона не позволяла *Naefia* поддерживать горизонтальную ориентировку тела, типичную для придонных организмов. С другой стороны, в другой работе выдвигалось предположение, что *Naefia* населяли шельфовую зону с глубинами не более 50–80 м, хотя и допускалось, что это могло быть связано с отсутствием белемнитов в палеоэкосистемах (Hirano et al., 1991).

Таким образом, если принять гипотезу принадлежности фрагмокона к спирулидам, появление Groenlandibelidae именно в глубоководном интервале разреза нижнемеловых отложений представляется логичным.

Литература

Барабошкин Е.Ю. 1997. Новая стратиграфическая схема нижнемеловых отложений междуречья Качи и Бодрака (Юго-Западный Крым) // Вестн. МГУ. 1997. Сер. 4. Геология. № 3. С. 22–29.

Барабошкин Е.Ю., Веймарн А.Б., Копаевич Л.Ф., Найдин Д.П. 2002. Изучение стратиграфических перерывов при производстве геологической съемки. Методические рекомендации. М.: Изд-во МГУ. 163 с.

Барабошкин Е.Ю., Энсон К.В. 2003. Палеобатиметрия валанжин-аптского бассейна Горного Крыма по индексам прочности раковин аммонитов // Вестн. МГУ. Сер. 4. Геология. № 4. С. 8–17.

Друщиц В.В., Нероденко В.М. 1983. Сравнительный анализ строения скелета белемнитид, диплобелид и белемнотеутид // Старобогатов Я.И., Несис К.Н. (ред.). Систематика и экология головоногих моллюсков. Сб. науч. тр. Л.: Зоологический ин-т АН СССР. С. 43–45.

Нероденко В.М. 1983. Стратиграфічне розповсюдження нижньокрейдових белемнітів // Вісник Київського університету. Геологія. Вип. 2. С. 41–50.

Bandel K., Stinnesbeck W. 2006. *Naefia* from the Quiriquina Formation (Late Maastrichtian, Chile): relationship to modern Spirula and ancient Coleoidea (Cephalopoda) // Acta Universitatis Carolinae – Geologica. Vol. 49. P. 21–32.

Doguzhaeva L.A. 1996. Two early Cretaceous spirulid coleoids of the northwestern Caucasus: their shell ultrastructure and evolutionary implications // Paleontology. Vol. 39. Pt. 3. P. 681–707.

Doyle P. 1986. *Naefia* (Coleoidea) from the Late Cretaceous of southern India // Bulletin of the British Museum (Natural History), Geology. Vol. 40. P. 133–139.

Doyle P. 1990. The biogeography of Aulacocerida (Coleoidea) // Pallini G., Cecca F., Cresta S. and Sanantonio M. (Eds.): Atti del Secondo Convegno Internazionale. Fossili, Evoluzione, Ambiente. Pergola 25-30 ottobre 1987. Pergola, 1990. P. 263–271.

Dreyfuss M. 1957. Présence d'un Céphalopode de la famille des Aulacocératidés dans l'Argovien des environs des Gorniès (Hérault) // Bull. de la Société geol. de France. Ser. 6. T. 7. Fasc. 1–3. P. 61–65.

Duval-Jouve J. 1841. Bélemnites des terrains crétacés inférieurs des environs de Castellane (Basses-Alpes) considérées géologiquement et zoologiquement, avec la description de ces terrains. Paris: Fortin, Masson et cie. 80 p.

Von Eichwald E. 1868a. Lethaea rossica ou paléontologie de la Russie. Second volume. Période moyenne. Texte. Stuttgart: E. Schweizbart (E. Koch). Vol. 2, sect. 2. Pp. i-xxxvi, 833–1304.

Von Eichwald E. 1868b. Lethaea rossica ou paléontologie de la Russie. Second volume. Période moyenne. Atlas. Stuttgart: E. Schweizbart (E. Koch). pls. 31–40.

Hayakawa H., Takahashi T. 1993. Turonian coleoid *Naefia matsumotoi* from Tappu area, Hokkaido and its taphonomical significance [in Japanese] // Fossils. Vol. 54. P. 61–65.

Hewitt R.A., Yosiike T., Westermann G.E.G. 1991. Shell microstructure and ecology of the Cretaceous coleoid cephalopod *Naefia* from the Santonian of Japan. Cretaceous Research. Vol. 12. P. 47–54.

Hirano H., Obata I., Ukishima M. 1990. *Naefia matsumotoi*, a unique coleoid (Cephalopoda) from the Upper Cretaceous of Japan // Saito Ho-on Kai Special Publications. № 3. P. 201–221.

Jeletzky J.A. 1966. Comparative morphology, phylogeny, and classification of fossil Coleoidea // The University of Kansas Paleontological Contributions. № 42. Mollusca. Article 7. P. 1–162.

Pictet F.-J., Campiche G. 1858. Description des fossiles du Terrain Crétacé de Sainte-Croix. Part 1. Livr. 3. // Pictet F.-J. (Ed.). Matériaux pour la paleontology Suisse ou recueil de monographies sur les fossiles du Jura et des Alpes. 2e Série. 380 p.

Riegraf W. 1995. Cephalopoda dibranchiata fossiles (Coleoidea) // Fossilium catalogus. I: Animalia. Pars 133. Amsterdam/New York: Kugler. 411 p.

Rogov M., Bizikov V. 2006. New data on Middle Jurassic-Lower Cretaceous Belemnoteuthidae from Russia. What can shell tell about the animal and its mode of life // Acta Universitatis Carolinae – Geologica. Vol. 49. P. 149–163.

Vartak A., Fuchs D., Ghare V. 2010. *Naefia* sp. from the Cenomanian of south-eastern India // Ferrantia (Travaux scientifiques du Musée national d'histoire naturelle Luxembourg). № 59. P. 176–183.

Wetzel W. 1930. Die Quiriqina-Schichten als Sediment und paläontologisches Archiv // Palaeontographica. Bd. 73. P. 49–104.

РАЗВИТИЕ СЕНОМАН-ТУРОНСКОЙ БИОТЫ ФОРАМИНИФЕР СЕВЕРО-ВОСТОЧНОГО КАВКАЗА В СВЯЗИ С АБИОТИЧЕСКИМИ ФАКТОРАМИ

Н.А. Исаева
Институт геологии ДНЦ РАН, Махачкала, dangeo@iwt.ru

EVOLUTION OF CENOMANIAN-TURONIAN BIOTA OF FORAMINIFERS OF THE NE CAUCASUS IN CONNECTION WITH ABIOTIC FACTORS

N.A. Isaeva
Insttitute of Geology DSC RAS Makhachkala, Russia, dangeo@iwt.ru

Рассмотрение развития биоты океана в связи с изменениями абиотических факторов показывает, что длительные интервалы без резких изменений среды, в условиях трансгрессии, активной гидродинамики и разнообразия экологических ниш способствуют увеличению биоразнообразия и количества организмов. Сокращение биоты вызывается быстрым изменением условий, особенно многократной сменой противоположных тенденций (трансгрессия-регрессия, потепление-похолодание и др.). Кроме того, отрицательное влияние оказывает такое однозначно вредное для развития организмов событие, как глобальное развитие аноксии в океанах (Бараш, 2005).

В мезозойских осадочных толщах, накопившихся в бассейне Северо-Восточного Кавказа, запечатлены многочисленные литолого-геохимические и палеоэкологические следы геологических событий, проявивших себя как в глобальном, так и в межрегиональном масштабе. В мощных и достаточно полных меловых разрезах Дагестана прослеживаются несколько горизонтов, обогащенных органическим веществом (ОВ) отложений, коррелирующих с так называемыми «океаническими бескислородными событиями» (Oceanic Anoxic Events или OAE) (Гаврилов и др., 2006). В меловых разрезах Дагестана (Араканы, Герга, Аймаки, Леваши, Акуша и других) это событие ярко выражено на границе сеномана и турона.

Изучение сеноман-туронских ассоциаций фораминифер позволяет раскрыть динамику происходивших биогенных процессов во время этих событий. Установлено, что комплекс фораминифер из нижней части сеномана состоит примерно из равного числа бентосных (*Marssonella oxycona* (Reuss), *Textularia cuneata* Vass., *T. foeda* Reuss, *Tritaxia daghestanensis* Sam. и др.) и планктонных видов (*Thalmanninella brotzeni* (Sigal), *Hedbergella portsdownensis* (Williams-Mitch.) и др.).

В связи с начавшимся в среднем сеномане углублением морского бассейна увеличивается содержание планктона. Внезапное увеличение отношения планктон/бентос в середине сеномана получило наименование «среднесеноманского перелома» (mid-cenomanian non-sequense) (Carter, Hart, 1977; Hart, Tarling, 1974).

В позднесеноманский век в комплексах наблюдается преобладание планктонных форм, их содержание из отдельных прослоев доходит до 98%, на долю

бентосных представителей приходится 1,2%. Процентное соотношение бентосных и планктонных форм в комплексах фораминифер, а также соотношение видов, обладающих агглютинированной и известковистой раковинами, отражают до некоторой степени режим существовавшего морского бассейна.

Биономические условия позднесеноманского бассейна благоприятствовали пышному развитию фораминифер. Среди планктонных форм для этого времени особенно характерны представители сем. Globotruncanidae, в частности роталипор, тальманнинелл, преглоботрункан, а также хедбергелл. Характерными для верхнего сеномана являются: *Thalmanninella deeckei* (Franke), *Hedbergella caspia* (Vass.), появляется *Praeglobotruncana stephani* Gand., продолжают существовать бентосные формы: *Gaudryina serrata* Franke, *Pseudovalvulineria cenomanica concave* (Vass.), *Gavelinella cuvillieri* Carb. и др.

Как видно, изменение физико-химических факторов привело к изменению условий обитания фораминифер, что повлекло за собой изменение видового состава ассоциаций.

Исчезновение сеноманских «глубоководных» роталипор было результатом позднесеноманского широкомасштабного «бескислородного события».

В нижнетуронский век территория в районе селений Ансалта, Аймаки, Акуша представляла собой мелководный морской бассейн. В связи с этим в фораминиферовых ассоциациях наблюдается резкое сокращение количества раковин и числа видов килеватых таксонов до полного их исчезновения. Обновление видов происходит, в основном, за счет появления вайтнелл. Кризис фораминиферовых сообществ, в том числе вымирание «глубоководных» роталипор, был вызван широкомасштабным «бескислородным событием» (Тур, 1998).

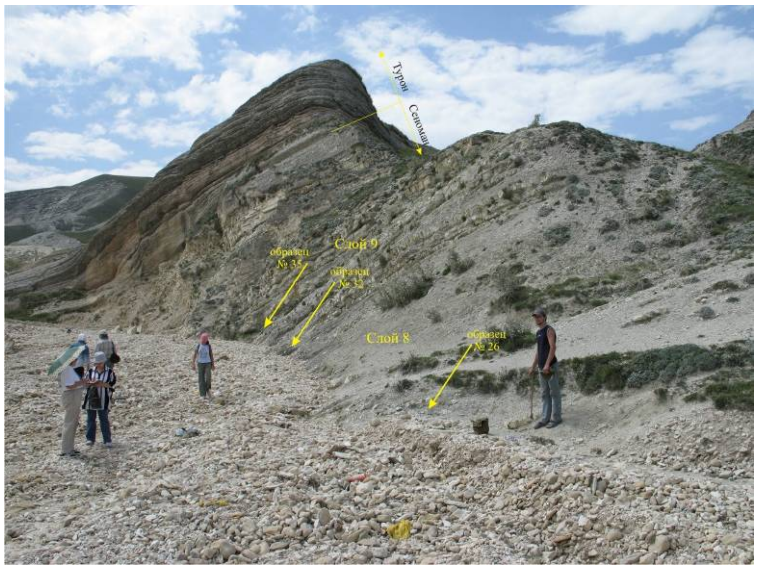


Рис. 1. Разрез в районе с. Акуша (граница сеноман – турон)

В верхнетуронских комплексах фораминифер значительно увеличивается процентное содержание бентосных форм, особенно в комплексах из нижней части верхнего турона, в которых бентосные виды составляют от 87% до 100% ком-

плекса. Наиболее характерными, по данным К.Г. Самышкиной, представителями бентосных фораминифер для верхнетуронских отложений являются следующие: *Spiroplectamina praelonga* (Reuss), *Eggerellina intermedia* (Reuss), *Ataxophragmium* aff. *depressum* (Pern.), *Gaudryina laevigata* Franke. Из планктонных фораминифер в единичных экземплярах отмечается *Globotruncana lapparenti* Brotz. Присутствие бентосных фораминифер в нижних слоях верхнего турона объясняется тем, что в начале этого века бассейн был неглубоким, но последующая туронская трансгрессия привела к тому, что вся территория Дагестана была погружена на значительную глубину. Возникает широкий, открытый бассейн, сообщавшийся с бассейном Средиземноморской провинции. Во время периодических кратковременных сообщений в Дагестанский бассейн проникают представители двукилевых глоботрункан, которые в последующий коньякский век получили здесь широкое распространение.

«Океаническое бескислородное событие» на границе сеноман-турона (рис. 1) достаточно хорошо выражено в разрезе с. Акуша, где нами были отобраны образцы и проведен отбор фауны. В данном разрезе отложения сеноманского яруса без признаков несогласия залегают на нижележащих отложениях верхнего альба. Литологически сеноманские отложения представлены чередованием известняков светло-серых, пелитоморфных с зеленоватыми мергелями и темно-серыми, почти черными, алевролитами. Терригенные прослои чаще всего представлены зеленоватыми и серовато-зеленоватыми мергелями и характерны для нижнего сеномана. В отложениях верхнего сеномана преобладают прослои, представленные темно-серыми песчанистыми глинами и алевролитами, содержащими редкие пиритизированные конкреции. Мощность сеномана в данном разрезе достигает 45–50 м (рис. 2).



Рис. 2. Разрез в районе с. Акуша (сеноман)

В разрезе с. Акуша по данным изучения фораминифер выделяются три микрофаунистические зоны, которые совпадают с зонами, выделенными К.Г. Самышкиной в 1979 г. Для нижнего сеномана выделена зона *Thalmanninella*

brotzeni, для среднего – зона *Thalmanninella deeckei*, для верхнего – *Rotalipora cushmani*, с характерными для каждой зоны видами фораминифер.

Мощность туронского яруса в разрезе с. Акуша определяется в 35–40 м. Граница сеноман-турона отмечается некоторым изменением литологического состава пород. Нижнетуронский подъярус представлен чередованием известняков светло-серых, включающих линзовидные кремнистые образования с прослоями темно-серых алевролитов, содержащих мелкие конкреции пирита. Данное явление связано с кратковременным нарушением газового режима бассейна – заражением его дна сероводородом. Сероводородные заражения водной толщи в бассейнах с более или менее постоянными аноксидными обстановками возникают в основном вследствие миграции H_2S из илов, обогащенных ОВ, в наддонную воду. Накопление в илах с повышенным содержанием ОВ токсичных элементов и образование сероводорода были ведущими факторами отрицательного воздействия, прежде всего на бентосную фауну.

На основании изучения фораминифер установлены микрофаунистические зоны: для нижнего и среднего турона – зона *Helvetotruncana helvetica* с характерными видами фораминифер, для верхнего туронского подъяруса – микрофаунистические слои, содержащие большое количество бентосных фораминифер, зоны *Globotruncana angusta* u *Globotruncana lapparenti* (рис. 3).

Для полной характеристики условий жизнедеятельности биоты в рассматриваемом горизонте проведена пробоподготовка образцов для изучения химического состава пород, а также кристаллохимических особенностей глинистых минералов. Эти данные послужат дополнительной информацией, позволяющей дать наиболее полную характеристику условий, в которых происходили катастрофические события.

Анализ меловой фауны показывает, что сеноман-туронское аноксидное событие, с которым во многих местах связано образование отложений, обогащенных $C_{орг.}$, сопровождалось вымиранием высокоспециализированных, так называемых «глубоководных», таксонов. Изменение океанографических параметров – возникновение дефицита O_2 в придонных слоях толщи воды, часто сопровождавшееся образованием H_2S, и одновременное появление значительного количества токсических веществ – являлось, видимо, мощным регулятором филогенетического развития фораминифер. Эти явления не только «уничтожали» высокоспециализированные роды Rotalipora-Thalmanninella, но и приводили к появлению новых морфотипов с более высокой степенью специализации (Гаврилов, Копаевич, 1996).

Изучение микропланктона вкупе с литологическими характеристиками переходного сеноман-туронского интервала указывает на заметные изменения палеоэкологической обстановки в бассейне Северо-Восточного Кавказа. Комплексное воздействие на биоту рассмотренных факторов играло, очевидно, весьма существенную роль в ее перестройке – вымирании старых и расцвете новых форм.

В связи с этим важное значение приобретает анализ динамики ассоциаций, а также выяснение причинно-следственных связей абиотических изменений и биологических событий.

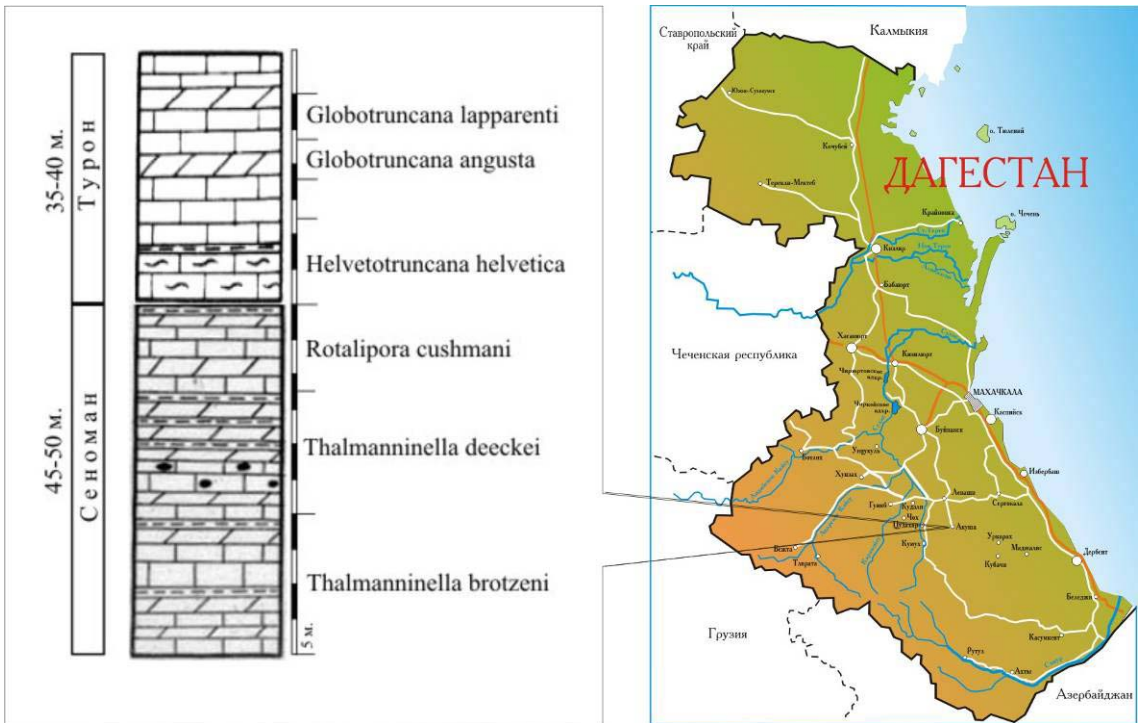


Рис. 3. Разрез переходных сеноман-туронских отложений в районе с. Акуша

Литература

Бараш М.С. 2005. Влияние абиотических событий на развитие микрофоссилий океана // Микропалеонтология в России на рубеже веков. М.: ГЕОС. С. 7.

Гаврилов Ю.О., Щербинина Е.А., Черкашин В.И. 2006. Отображение глобальных и межрегиональных биосферных событий мезозоя и кайнозоя в осадочных комплексах Северо-Восточного Кавказа (Дагестан) // Тр. Ин-та геологии ДНЦ РАН. Вып. 50. Махачкала. С. 15.

Гаврилов Ю.О., Копаевич Л.Ф. 1996. О геохимических, биохимических и биотическиских следствиях эвстатических колебаний // Стратиграфия. Геологическая корреляция. М.: Наука. Т. 4. №4. С. 11–12.

Найдин Д.П., Алексеев А.С. 1981. Значение данных океанического бурения для интерпретации обстановки накопления и условий обитания фауны сеномана Горного Крыма // Эволюция организмов и биостратиграфия середины мелового периода. Владивосток. С. 10–11.

Самышкина К.Г. 1983. Фораминиферы и стратиграфия меловых отложений Восточного Кавказа // М.: Наука. С. 30–31.

Тур Н.А. 1998. Планктонные фораминиферы сеноманских, туронских и коньякских отложений Северо-Восточного Кавказа: автореф. дис. СПб. С. 21–23.

КОЛЛЕКЦИЯ ПОЗДНЕМЕЛОВЫХ ЭХИНОИДЕЙ (МОРСКИЕ ЕЖИ) ИЗ ФОНДОВ ВОЛЬСКОГО КРАЕВЕДЧЕСКОГО МУЗЕЯ

Е.А. Калякин[1], В.Б.Сельцер[1], В.В.Брехов[2]
[1]*Саратовский государственный университет, Саратов, eakalyakin@mail.ru; seltservb@mail.ru*
[2]*Вольский краеведческий музей*

COLLECTION OF LATE CRETACEOUS ECHINOIDS FROM THE VOLSK MUSEUM OF NATURAL HISTORY

E.A. Kalyakin[1], V.B. Seltser[1], V.V. Brekhov[2]
[1]*Saratov State University, Saratov, eakalyakin@mail.ru; seltservb@mail.ru*
[2]*Volsk Museum of Natural History*

Фауна позднемеловых морских ежей на территории Нижнего Поволжья является довольно распространенной и нередко представлена хорошо сохранившимися остатками. Большей частью она приурочена к мел-мергельному комплексу отложений. Первые упоминания о находках мы можем встретить в работах начала XIX века. Однако специального изучения этой группы в данном регионе никогда не проводилось.

Одним из крупных местонахождений являются многометровые толщи мела, вскрываемые в карьерах вблизи города Вольска. Эти разрезы имеют богатую историю изучения и известны геологам более 150 лет.

При изучении данной группы организмов в верхнемеловых отложениях Вольских карьеров целесообразно исследовать коллекционный фонд Вольского краеведческого музея, в котором представлен разнообразный ископаемый материал. Основная заслуга в его создании принадлежит М.Н. Матесовой, которая в 20–30-е годы XX в. проводила изучение Вольских разрезов и сборы окаменелостей (Матесова, 1930). Ею описано уникальное монотаксонное захоронение панцирей – «Микрастрово кладбище». Часть сборов передавалась на определение М.М. Москвину и Н.А. Пославской. В последующем пополнение коллекции проводилось заведующим отделом природы Вольского краеведческого музея В.В. Бреховой, а также В.А. Малюковым.

В настоящее время сборы насчитывают более 130 экземпляров морских ежей хорошей сохранности, но, к сожалению, с неточными указаниями уровней находок.

Осмотр и ревизия коллекции, проведенные в 2008–2009 гг. позволили установить, что таксономическое разнообразие эхиноидей представлено 16 видами, характеризующими весь верхнемеловой интервал разреза Вольских карьеров. Большая часть коллекции, вероятнее всего, собрана в карьере «Большевик».

Коллекционный материал представлен родами *Echinocorys* Breynius 1732, *Micraster* Agassiz 1836, *Isomicraster* Lambert 1901, *Conulus* Klein 1734, *Phymosoma* Haime 1853, *Offaster* Desor 1858, *Galeola* Klein 1778.

Наиболее полно охарактеризованными как в видовом, так и в количественном отношении являются представители рода *Echinocorys*. В коллекции присут-

ствуют следующие виды: *Echinocorys marginatus* (Goldfuss, 1826), *Echinocorys* cf. *gibbus* (Lamarck, 1816*), Echinocorys* cf. *conoideus* (Goldfuss, 1826), *Echinocorys ovatus* (Leske, 1778). Данные формы являются характерными для кампанских отложений и происходят, вероятнее всего, из интервала именуемого «узловатым» мелом, нижнекампанский возраст которого установлен по находкам фауны аммонитов, белемнитов и фораминифер (Олферьев и др., 2009). В коллекции среди эхинокорисов нами также определены: *Echinocorys pyramidatus* (Portlock, 1843), *Echinocorys* cf. *ciplyensis* (Lambert, 1898), характеризующие верхнекампан-маастрихтский интервал.

Далее по количеству видов и экземпляров стоит отметить род *Micraster,* представленный в коллекции 5 видами. В ходе работы были определены верхнетурон-коньякские *Micraster corbovis* Forbes 1850, *Micraster cortestudinarium* Goldfuss, 1826, *Micraster rogalae* Nowak, 1909, а также нижнекампанский *Micraster coravium* Poslavskai et Moskvin и верхнекампанский *Micraster brongniarti* Hebert, 1856.

Остатки морских ежей рода *Isomicraster* представлены в фондах только двумя раннекампанскими видами: *Isomicraster gibbus* (Lamarck, 1816) и *Isomicraster faasi* (Rouchadze, 1940). Они также происходят из отложений «узловатого» мела карьера «Большевик».

Морские ежи рода *Offaster* представлены *Offaster pilula* (Lamarck, 1816) и *Offaster* cf. *pomeli* Munier-Chalmas, 1884. С большой долей уверенности можно сказать, что данные виды, характеризующие нижнекампанскую часть разреза, происходят из отложений «узловатого» мела. Более того, *Offaster pilula* (Lamarck, 1816) принимается многими исследователями реперным видом, позволяющим в числе прочих судить о возрасте вмещающих пород.

В обширной коллекции единичны представители родов *Conulus*, *Phymosoma* и *Galeola,* из которых определены раннекампанские *Conulus matesovae* Poslavskaja et Moskvin, 1959 и *Galeola senonensis* (d'Orbigny, 1853). Находки первого происходят из «узловатого» мела, а представители *Galeola* – вероятно, из одновозрастных отложений карьера «Красный Октябрь».

Панцири *Phymosoma* являются наиболее редкими. В экспозиции музея выставлены два экземпляра *Phymosoma* cf. *granulosum* (Goldfuss, 1826) хорошей сохранности. Данный вид является типично маастрихтским (Послависка, Москвин, 1959; Савчинская, 1974).

В результате проведенной ревизии коллекции эхиноидей из фондов музея, а также анализа опубликованных ранее материалов удалось оценить таксономическое разнообразие.

Проводя сопоставление послойных сборов авторов и материалов коллекции, удается установить с определенной точностью адрес находок, имеющихся как в фондах, так и в экспозиции. Коллекционный материал является существенным дополнением, которое может быть использовано при монографическом описании и привлечено для решения биостратиграфических задач на региональном уровне.

Коллекция остатков эхиноидей (учитывая ее объем и сохранность), собранная за много десятилетий несколькими поколениями сотрудников Вольского краеведческого музея, безусловно, является уникальной. Представленный мате-

риал позволяет оценить картину биоразнообразия как позднемеловых эхиноидей, так и в целом всей позднемеловой фауны в пределах Саратовского Поволжья.

Литература

Матесова М.Н. 1930. Геологические экскурсии в окрестностях города Вольска // Тр. Вольского окружного науч.-образовательного музея. Вольск: Красный печатник. Вып. 3. 46 с.

Олферьев А.Г., Беньямовский В.Н. и др. 2009. Верхнемеловые отложения севера Саратовской области. Ст. 1. Разрез карьера «Большевик» в окр. Вольска // Бюл. МОИП. Отд-ние геологии. Т. 84. Вып. 2. С. 5–46.

Послависская Н.А., Москвин М.М. 1959. Эхиноидеи // Атлас верхнемеловой фауны Северного Кавказа и Крыма. М.: Гостоптехиздат. С. 237–304.

Савчинская О.В. 1974. Эхиноидеи // Атлас верхнемеловой фауны Донбасса. М.: Недра. С. 303–332.

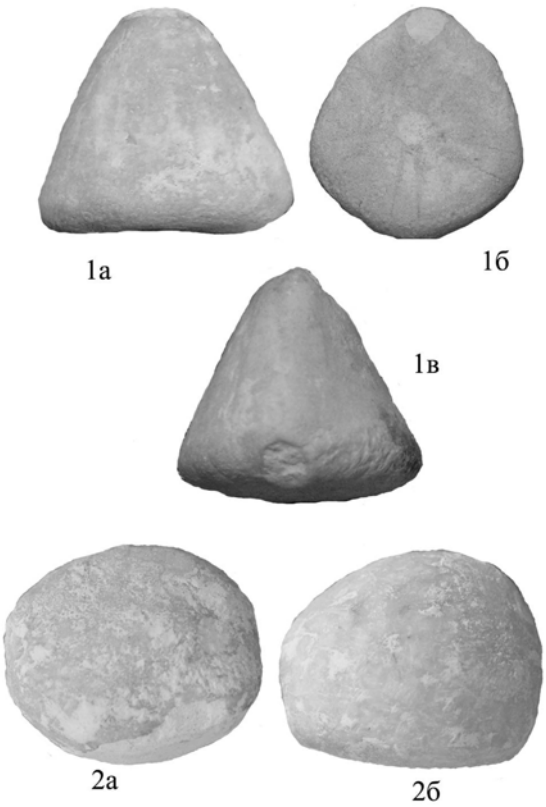


Таблица. Некоторые формы эхиноидей из фондов Вольского краеведческого музея:

1а – в – *Conulus matesovae* Poslavskaja et Moskvin (Х 1) экз. ВКМ №16126/9. 1а – вид сбоку, 1б – вид снизу, 1в – вид сзади.

2 а – б – *Offaster pilula* (Lamarck) (Х 2,5) экз. ВКМ 16126/8. 2а – вид снизу, 2б – вид сбоку.

БЕЛЕМНИТЫ ПОГРАНИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ЮРЫ И МЕЛА ЯРОСЛАВСКОЙ ОБЛАСТИ

Л.И. Каменцев
Всероссийский научно-исследовательский институт геологии и минеральных ресурсов Мирового океана, Санкт-Петербург, levkamentcev@mail.ru

BELEMNITE IN DEPOSITS AT THE JURASSIC-CRETACEOUS BOUNDARY IN THE YAROSLAVSKAYA REGION

L.I. Kamentcev
All-russian research institute of the geologies and mineral resource of the World ocean (VNIIOkeangeologiya), Saint-Petersburg, levkamentcev@mail.ru

В ходе проведения нами в 1994–2004 годах полевых исследований отложений волжского яруса и неокома юрской и меловых систем Рыбинского района Ярославской области был рассмотрены разрезы, содержащие фауну головоногих моллюсков, в т.ч. и белемнитов. В ходе проведения исследований был собран большой коллекционный материал, описаны обновленные разрезы, содержащие (нередко многочисленные) ростры белемнитов. В обнажении на р. Черемуха нами (Каменцев, Кузьмин, 2000) задокументирован разрез отложений киммериджа – средней волги, в котором в отложениях зоны virgatites virgatus имеется т.н. белемнитовый горизонт, переполненный рострами этих головоногих моллюсков. Согласно Киселеву (Атлас, 2003) вышележащие породы верхней волги переотложены в четвертичные отложения. Согласно нашим наблюдениям белемниты *A. russiensis* в зоне virgatites virgatus встречаются совместно с *A. volgensis*, что снижает нижнюю границу стратиграфической распространенности этого вида. В публикации Митты (1995) утверждается, что данный вид появляется только в отложениях вышележащей зоны Epivergatites nikitini, а в сводке (Герасимов, Митта и др., 1986) наличие данного вида в отложениях зоны virgatites virgatus Московской и Ярославской областей оставлено под вопросом.

В известном обнажении у деревни Глебово выше известного верхнего фосфоритового слоя готеривского возраста также встречается *P. lateralis*. На основании палеоэкологических наблюдений размерности ростров нами сделан вывод о последовательном обмелении в районе обнажения на р. Черемуха от зоны virgatus к вышележащей зоне fraglis.

В некоторых разрезах четвертичных отложений наблюдаются переотложенные ростры белемнитов, в т.ч. вымываемые из береговых моренных отложений, в частности на берегу р. Волги у р. Тихвинское. В этом месте отмечаются находки *A. russiensis* и *A. volgensis*, которые являются зональной формой для зоны virgatites virgatus средневолжского подъяруса, что показывает наличие пород данного возраста в доледниковое время. Таким образом, открывается возможность использования ростров белемнитов для исследования геоморфологии и четвертичной истории Ярославского Поволжья.

Литература

Атлас геологических памятников природы Ярославской области. 2003 // Ярославль: Изд-во ЯРПУ. 120 с.

Герасимов П.А., Митта В.В., Качанова М.Д. 1995. Ископаемые волжского яруса Центральной России. ВНИГНИ Московской городской станции юных натуралистов // М. 116 с.

Герасимов П.А. 1986. Моллюски волжского яруса Московской и Ярославской области и их зональное распределение // Юрские отложения Русской платформы. Сб. науч. тр. Л.: ВНИГРИ. 195 с.

Каменцев Л.И. Кузьмин А.А. 2001. Отложения верхней волги Рыбинского района Ярославской области // Проблемы стратиграфии и палеогеографии бореального мезозоя: материалы научной сессии. Пятые Саксовские чтения, 23–25 апреля 2001 г. Новосибирск. С. 62–63.

МЕСТНАЯ СТРАТИГРАФИЧЕСКАЯ СХЕМА ВЕРХНЕМЕЛОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ЮЖНО-ОРШАНСКОЙ СТРУКТУРНО-ФАЦИАЛЬНОЙ ЗОНЫ (БЕЛАРУСЬ)

Л.А. Каримова
Республиканское унитарное предприятие «Белорусский научно-исследовательский геологоразведочный институт», Минск, karimova@igig.org.by

LOCAL STRATIGRAPHIC CHART OF THE UPPER CRETACEOUS OF THE SOUTHERN ORSHA STRUCTURAL-FACIES ZONE (BELARUS)

L.A. Karimova
Republican Unitary Enterprise «Belarussian Research Geological Exploration Institute», Minsk, karimova@igig.org.by

В последние десятилетия в Беларуси изучению верхнемеловых отложений Южно-Оршанской структурно-фациальной зоны (СФЗ) уделяется большое внимание в связи с интенсивным освоением заключенных в них полезных ископаемых – мергельно-меловых пород и фосфоритов. Исследуемая территория в административном отношении соответствует большей части Могилевской области, а в структурном плане приурочена к юго-восточной окраине Оршанской впадины, восточной части Белорусской антеклизы (Кличевское поднятие) и зоне сочленения антеклизы и впадины. Современные представления о биостратиграфии верхнего мела Южно-Оршанской СФЗ были отражены в обновленной Стратиграфической схеме меловых отложений Беларуси 2005 г. (Акимец, Каримова, 2005). Однако в представленной схеме не была решена проблема выделения региональных и местных стратиграфических подразделений, отвечающих современным требованиям, предъявляемым к ведению геологических работ (Стратиграфический кодекс..., 2006). Исходя из этих требований, в рамках выполнения тематических работ по подготовке стратиграфической основы для геологических карт новой серии масштаба 1:200000, в верхнемеловой толще Южно-Оршанской СФЗ впервые выделены местные стратиграфические подразделения – свиты: костюшковичская (нижний сеноман), залесовичская (средний – верхний сеноман) и чаусская (турон – нижний коньяк). Все местные стратоны выделены по разрезам буровых скважин, пробуренных в 90-х годах XX-го столетия при среднемасштабном картировании территории Могилевской области. Биостратиграфическое расчленение рассматриваемых отложений выполнено на основании заключенных в них фораминифер и редких моллюсков и дано в соответствии со Стратиграфической схемой меловых отложений Беларуси (Акимец, Каримова, 2005).

Наиболее полная последовательность местных стратонов установлена в центральной и юго-восточной частях Южно-Оршанской СФЗ. Здесь прослеживаются все три свиты и находятся их стратотипические разрезы.

Костюшковичская свита. Название получила по д. Костюшковичи Кричевского района, где находится ее стратотипический разрез – скважина КР-10

(глуб. 61,6–63,5 м). Отложения костюшковичской свиты имеют наибольшее развитие на территории СФЗ. Свита с размывом или четким литологическим контактом, выраженным скоплением фосфоритовых желваков, гальки кварца и других окремненных пород, залегает на озерских (альбских) отложениях нижнего мела, а в местах их отсутствия – на более древних образованиях средней юры, среднего и верхнего девона. В отдельных разрезах количество фосфоритовых конкреций достигает 5–7%, они образуют фосфоритовые горизонты, представляющие собой крепко сцементированные песчаники на фосфоритовом цементе. В пределах Мстиславльской площади фосфориты встречаются в виде пластовых тел и образуют так называемую «фосфоритовую плиту», являющуюся хорошим стратиграфическим репером. Нижняя граница свиты проводится в основании нижнего фосфоритового горизонта, выше которого встречены фораминиферы, характерные для нижнего сеномана. Перекрывается согласно образованиями залесовичской свиты, с которыми связана постепенным переходом.

В юго-восточной и центральной частях Южно-Оршанской СФЗ свита сложена светло-серыми с зеленоватым оттенком песками и песчаниками, глауконит-кварцевыми, карбонатными, мелко-среднезернистыми, в различной степени плотными, слабо слюдистыми, с частыми конкрециями и желваками фосфоритов. К западу и северу, по мере приближения к границам современного распространения, в песчаных породах свиты отмечаются прослои алевритов (алевролитов). На отдельных участках свита полностью представлена алевритами (алевролитами).

На каротажных диаграммах свита обособляется пиком на кривой естественной радиактивности пород и отрицательной аномалией кажущегося сопротивления.

В песках и песчаниках костюшковичской свиты содержатся фораминиферы, принадлежащие зоне Gavelinella cenomanica, которая в соответствии с зональной шкалой по бентосным фораминиферам Беларуси имеет раннесеноманский возраст (Акимец, Каримова, 2005). В отложениях свиты наряду с фораминиферами встречаются фрагменты скелетов и зубы рыб, спикулы кремнистых губок и редкие раковины моллюсков. В числе последних встречены *Monticulina nikitini* (Arkh.) и *Praeactinocamax* sp. (Акимец, 1963). Палеонтологические остатки, содержащиеся в рассматриваемой свите, позволяют условно относить ее к нижнесеноманскому подъярусу Общей стратиграфической шкалы (ОСШ).

Мощность свиты закономерно постепенно возрастает с севера на юг (от 0,1 до 5,0 м) и с запада на восток (от 0,8 м до 7,4 м).

Залесовичская свита. Стратотипический разрез в скважине Залесовичи КР-12 Кричевского района (глуб. 57,4–58,0 м). Отложения свиты распространены так же широко, как и подстилающие ее костюшковичские отложения. С последними она связана постепенным переходом, отличаясь большей глинистостью и карбонатностью слагающих ее пород. Нижняя граница определяется по появлению в разрезе вида-индекса и руководящих видов среднесеноманской зоны Guembelitria cenomana. Отложения залесовичской свиты согласно перекрываются чаусской свитой. На периферийных участках, где отложения чаусской свиты отсутствуют, залесовичская свита залегает под осадочным чехлом неогеновых или четвертичных образований, реже перекрывается глинистыми отложе-

ниями элювия мела. Свита сложена мелом или мелоподобными мергелями, серовато-белыми с зеленоватым оттенком, насыщенными в различной степени песчаным материалом, с редкими фосфоритовыми стяжениями и единичными гравийными зернами кварца. Отмечается увеличение глинистых и уменьшение песчанистых частиц вверх по разрезу. В пределах всей рассматриваемой территории свита, как правило, однородна, и лишь в западных разрезах она имеет двухчленное строение. Здесь в ее основании залегают серовато-зеленоватые, реже буровато-серые песчаники, кварц-глауконитовые, на глинисто-известковистом цементе, с включением редких конкреций и желваков фосфоритов, гравийных зерен кварца и мелких остатков раковин моллюсков. Вверх по разрезу песчаники постепенно переходят в песчанистый мел. В восточной части СФЗ в некоторых разрезах свиты в ее самой верхней части отмечается слой светло-серого глинистого мела с ходами илоедов, представляющие собой крупные и мелкие пятна различной формы, более темные или более светлые, чем основная порода.

В свите присутствуют два комплекса фораминифер нижней подзоны Guembelitria cenomana и верхней подзоны Gaudryina serrata зоны Lingulogavelinella globulosa, стратиграфический объем которой согласно схеме верхнего мела Беларуси отвечает среднему и верхнему сеноману. На позднесеноманский возраст залесовичской свиты указывают также находки в ее отложениях *Praeactinocamax* ex gr. *plenus* (Blainv.) (Акимец, 1963).

Мощность свиты на западе рассматриваемой территории колеблется от 0,3м до 7,2 м, на востоке достигает 8,6 м. В связи с тем, что нижняя и верхняя границы залесовичской свиты по промыслово-геофизическим и литологическим данным проводятся весьма условно, не исключено, что мощность свиты не всегда соответствует истинной.

Завершается разрез верхнего мела ***чаусской свитой.*** Наименование получила по Чаусскому району, где у д. Новоселки (скважина МГ-25, глуб. 21,0–73,4 м) вскрыт ее стратотип. Свита, залегающая с постепенным переходом на залесовичских отложениях, в отличие от последних распространена менее широко. Известна в основном по буровым скважинам, и лишь в долинах рек Сож, Остер и Волчас мергельно-меловые породы свиты выходят непосредственно на дневную поверхность. Значительный перерыв в осадконакоплении отделяет ее от вышезалегающих отложений кайнозоя.

Свита представлена довольно однообразной толщей карбонатных пород. В центральной и юго-восточной частях территории, где разрез свиты имеет трехчленное строение, в его основании залегает пачка глинистого мела (мелоподобного мергеля), серовато-белого, монолитного, очень крепкого. Из этой части разреза выделен фораминиферовый комплекс зоны Gavelinlla nana, которая, согласно Стратиграфической схеме верхнего мела Беларуси, условно отвечает нижнетуронскому подъярусу ОСШ (Акимец, Каримова, 2005). Кроме фораминифер в свите содержатся редкие остатки раковин иноцерамов и двустворчатых моллюсков, остракоды, фрагменты скелетов и чешуи рыб. Выше по разрезу следует пачка светло-серого глинистого иноцерамового мела, содержащего прослои мела чистого, белого. Комплексы фораминифер, выделенных из отложений средней пачки свиты, содержат виды-индексы и характерные виды зон

Gavelinella ammonoides и Gavelinella moniliformis. Эти биостратоны являются зональными подразделениями верхнемеловой шкалы по бентосным фораминиферам Беларуси и, согласно схеме верхнего мела, условно отвечают соответственно средне- и верхнетуронскому подъярусам ОСШ. Верхняя часть разреза свиты представлена пачкой белого писчего мела, содержащего редкие прослои светло-серых мелоподобных мергелей, с включением ростров белемнитов *Goniocamax lundgreni* (Stoll.), фрагментов призматического слоя раковин иноцерамов, скелетов и чешуи рыб, остатков других групп макрофауны и многочисленных фораминифер, принадлежащих нижнеконьякской зоне Gavelinella kelleri (Акимец, 1963; Акимец, Каримова, 2005). Стратиграфический объем чаусской свиты в полных разрезах оценивается как турон – нижний коньяк.

Мощность свиты заметно возрастает с северо-запада на юго-восток с 1,0 м до 53,0 м.

Предложенная местная стратиграфическая схема (на уровне свит) для верхнемеловых отложений Южно-Оршанской СФЗ разработана в соответствии с рекомендациями Белорусской стратиграфической комиссии следовать требованиям, предъявляемым Стратиграфическим кодексом (2006), вошла в Стратиграфическую схему меловых отложений Беларуси и будет использована при производстве геолого-съемочных и поисково-разведочных работ (Решения…, 2006; Стратиграфический кодекс, 2006).

Литература

Акимец В.С. 1963. Новые данные по стратиграфии и фораминиферам верхнемеловых отложений Белоруссии // Палеонтология и стратиграфия БССР. Сб. 4. Мн. С. 190–215.

Акимец В.С., Каримова Л.А. 2005. Стратиграфическая схема меловых отложений Беларуси // Літасфера. № 1 (22). С. 114–123.

Решения Белорусского республиканского стратиграфического совещания по проектам новых стратиграфических схем Беларуси. 2006 // Літасфера. № 1 (24). С. 137–155.

Стратиграфический кодекс России. 2006. Изд. 3. СПб.: ВСЕГЕИ.

НИЖНЕМЕЛОВЫЕ ОСТРАКОДЫ РАЗРЕЗА ВЕРХОРЕЧЬЕ (ЮЗ КРЫМ)

М.С. Карпук, Е.М. Тесакова
Московский государственный университет, Москва, maria.k.mix@gmail.com; ostracon@rambler.ru

LOWER CRETACEOUS OSTRACODES FROM VERHORECH'E SECTION (SW CRIMEA)

M.S. Karpuk, E.M. Tesakova
Moscow State University, Moscow, maria.k.mix@gmail.com; ostracon@rambler.ru

Нижнемеловые остракоды Крыма изучены сравнительно неплохо только в самом низу разреза, в берриасе. В разное время ими занимались Дж. Нил, Л.П. Раченская, Е.М. Тесакова, Ю.Н. Савельева, А.В. Манушкина. Но об остракодах из других ярусов известно совсем мало. Т.И. Немировская по баррем-аптским остракодам ЮЗ Крыма (р-н с. Верхоречье) опубликовала статью, в которой установлено 25 форм, до вида определены только пять, и выделены три комплекса остракод, отвечающих верхнему баррему, нижнему и верхнему апту (Немировская, 1972). К сожалению, в статье не приводятся изображения остракод, и провести полное сравнение видовых списков с настоящей работой нельзя. Кроме того, имеются краткие сведения по остракодам нижнего апта (разрез глиняного карьера Заводской балки, близ Феодосии) и верхнего апта (г. Красная) (Савельева, Тесакова, 2010). Таким образом, переизучение остракод из Верхоречья – опорного разреза баррем-аптских отложений ЮЗ Крыма – необходимый шаг к познанию разнообразия и стратиграфического значения остракод этого отрезка времени, а в перспективе – и к построению региональной схемы по остракодам.

Материалом к настоящему исследованию послужили сборы М.С. Карпук 2009 г. Описание, графическое изображение сводного разреза Верхоречье и его расчленение по наннопланктону проведено Е.А. Щербининой (рис.). Все остракоды были сфотографированы в лаборатории электронной микроскопии ПИН РАН и определены с учетом современных требований систематики.

По остракодам различаются две основные части: низы верхнего баррема (обр. 206–210) и верхи верхнего баррема – нижний апт (обр. 211–218).

Нижняя часть верхнего баррема охарактеризована 21 видом, из которых только 4 – *Protocythere triplicata* (Roemer), *Brachycythere* aff. *spinoides*, *Bairdia* sp. 1 и *B*. sp. 2 – являются фоновыми, встреченными почти во всех образцах. Доминируют и определяют лицо этого комплекса крупные, богато орнаментированные раковины видов *P. triplicata* и *B.* aff. *spinoides*, по имени которых названы слои, выделенные нами в этой части разреза. Слои определяются распространением индексов.

Верхняя часть верхнего баррема – нижний апт разительно отличается преимущественным развитием семейства Cytheruridae, объединяющим только мелкоразмерные формы и представленным родами *Parexophthalmocythere, Cytheropteron, Pedicythere, Loxoella, Procytherura, Vocontiana, Raymoorea* и др.,

встреченными на разных уровнях, а также повсеместным распространением *Robsoniella minima* Kuznetzova, доминирующим в большинстве образцов. Кроме того, на разных уровнях здесь встречены различные *Bairdiidae, Cytherella, Paracypris, Pontocyprella, Protocythere* и ряд форм, оставленных в открытой номенклатуре. Всего 30 видов. Эта часть разреза выделена нами в слои с *Robsoniella minima* по распространению этого вида.

Надо сказать, что граница между слоями с остракодами очень четкая (обр. 210). На этом уровне совместно встречены все три индекса (индексы нижних слоев – последний раз, а индекс верхних – впервые в разрезе), причем ни один из них здесь доминантом не является. Нижние индексы – последние и уже редкие представители уходящей эпохи, а верхний индекс – пока еще не частый представитель идущих на смену новых условий. Доминирует на границе как раз представитель цитерурид – *Loxoella variealveolata* Kuznetzova. Однако первые цитеруриды появляются в разрезе еще раньше, в середине слоев с P. triplicata и B. aff. spinoides, на уровнях обр. 208 и 209. Это свидетельствует о постепенной смене условий, когда характерные комплексы двух взаимозамещающих биофаций частично накладываются, и мы наблюдаем в разрезе совместную встречаемость некоторых таксонов (сравнительно эврибионтных или пионерных), характерных для разных условий.

Особый интерес вызывают некоторые закономерности совместной встречаемости ряда сопутствующих видов из слоев с R. minima. Так, на двух интервалах разреза отмечена совместная встречаемость видов *Cytherella infrequens* Kuznetzova и Gen. et sp. 9. Одновременно с этим *Paracypris acuta* (Cornuell) и *Parexophthalmocythere rodewaldensis* Bartenstein and Brand, также образующие пару экологически связанных видов, также дважды отмеченные в разрезе, но уже на других уровнях, встречаются только в отсутствии двух первых. Таким образом, внутри слоев с R. minima выявляются четыре самостоятельных подслоя, отвечающих периодически сменявшим друг друга двум основным обстановкам. Поскольку эта смена носила явно циклический характер, по-видимому, можно предполагать их связь с T/P событиями.

Однако, несмотря на большое сходство остракод в каждой паре подслоев с одинаковыми индексами, имеются и некоторые отличия, позволяющие все-таки эти подслои различать. Так, только в нижнем интервале с C. infrequens – Gen. et sp. 9 отмечена форма Gen. et sp. 10. Причем, на фоне незначительной численности всех видов на этом уровне, он является одним из доминантов, как и вид-индекс Gen. et sp. 9. В этой части разреза выделяются подслои с C. infrequens – Gen. et sp. 9 – Gen. et sp. 10.

Верхний интервал с C. infrequens – Gen. et sp. 9 отличается пятикратным (!) увеличением численности индексов и присутствием вида Bairdioppilata ex gr. *luminosa* Kuznetzova, поэтому эту часть разреза выделяем как подслои с C. infrequens – Gen. et sp. 9 – B. ex gr. luminosa.

Интересно, что и вторая пара подслоев обнаруживает сходную тенденцию: пусть не количественное, но таксономическое разнообразие нижнего уровня с P. acuta и P. rodewaldensis существенно беднее. Здесь, кроме единичных створок видов-индексов, встречен только *R. minima*, зато представленный более чем

60 экземплярами. В этом интервале разреза выделяются подслои с P. acuta – P. rodewaldensis.

Верхний уровень с P. acuta и P. rodewaldensis, кроме единичных экземпляров индексов и доминанта *R. minima*, охарактеризован еще *Protocythere propria* (Sharapova) и *Brachicythere* sp. 1 в своей нижней части, и *Loxoella variealveolata*var. *monospinosa* Kuznetzova, *Bairdia* sp. 5, *Procytherura* sp. 1, Gen. et sp. 8 и Gen. et sp. 12 в верхней. Это позволяет выделять подслои с P. acuta – P. rodewaldensis – P. propria.

Работа поддержана грантом РФФИ № 09-05-00456.

Литература

Немировская Т.И. 1972. О барремских и аптских остракодах Юго-Западного Крыма (с. Верхоречье) // Вопросы геологии осадочных отложений Украины. К.: Наук. думка. С. 15–20.

Савельева Ю.Н., Тесакова Е.М. 2010. Новые данные об аптских остракодах Крыма // IV Международный симп. «Эволюция жизни на Земле» (ELE-2010). 10–12 ноября 2010 г.: материалы конф. Томск (в печати).

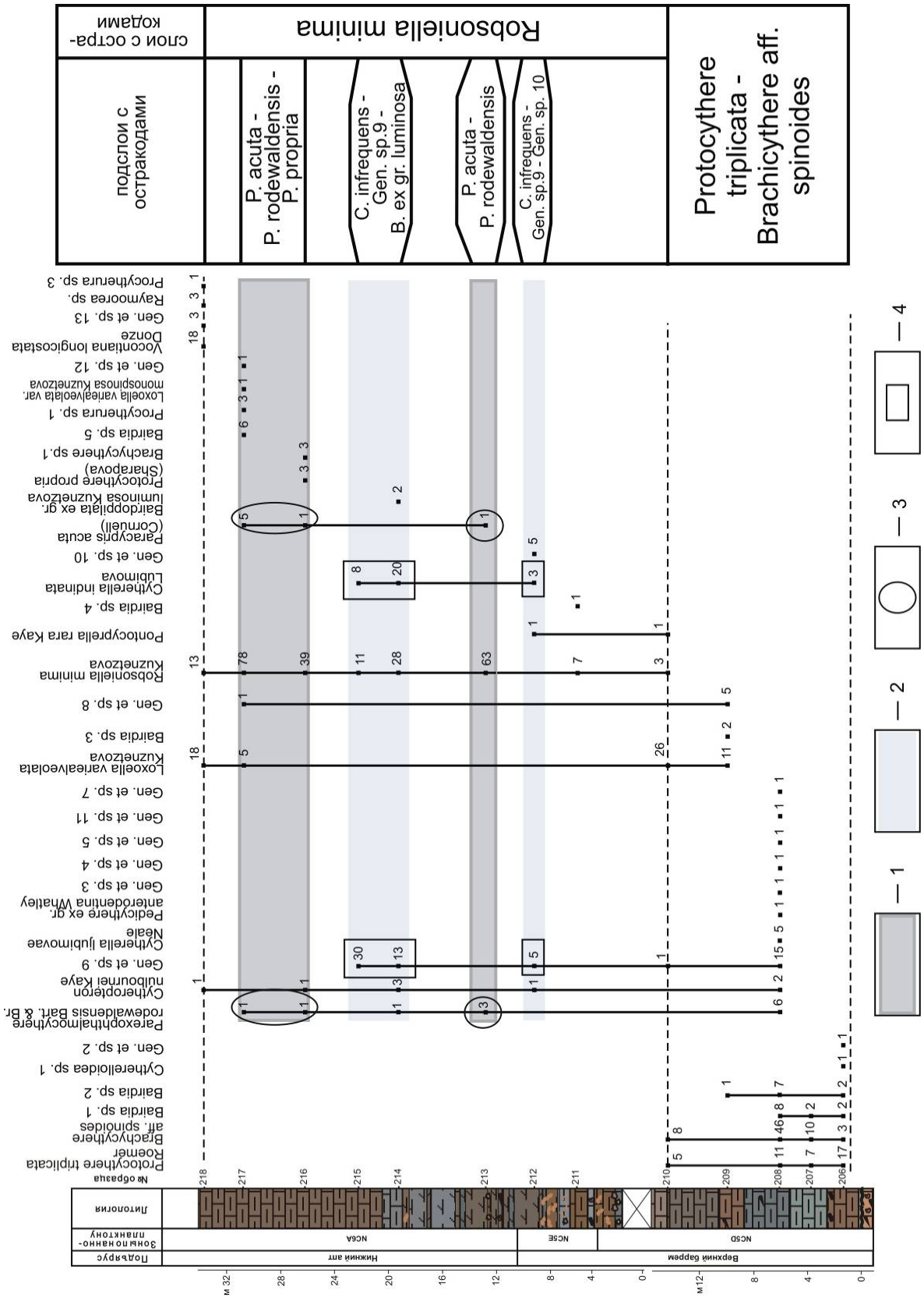


Рис. Стратиграфическое расчленение разреза Верхоречье (ЮЗ Крым) по остракодам. 1, 3 – экологическая пара P. acuta и P. rodewaldensis и уровни ее распространения, 2, 4 – экологическая пара C. infrequens и Gen. et sp. 9 и уровни ее распространения

МОДЕЛЬ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ДЛИТЕЛЬНОСТЕЙ ПОЛЯРНЫХ ИНТЕРВАЛОВ КАК КРИТЕРИЙ ДЛЯ ОЦЕНКИ КАЧЕСТВА РАЗНЫХ ВАРИАНТОВ МАГНИТОСТРАТИГРАФИЧЕСКИХ ШКАЛ МЕЛОВОЙ СИСТЕМЫ

Б.И. Клайн, А.Ю. Куражковский, Н.А. Куражковская
Геофизическая обсерватория «Борок» филиал ИФЗ им. О.Ю. Шмидта РАН, 152742 п. Борок, Ярославская обл., e-mail: klain@borok.yar.ru

MODEL OF THE DISTRIBUTION OF POLAR INTERVALS DURATIONS AS TEST FOR THE ESTIMATION OF QUALITY OF DIFFERENT VERSIONS OF MAGNETOSTRATIGRAPHIC SCALES OF CRETACEOUS SISTEM

B.I. Klain, A.Yu. Kurazhkovskii, N.A. Kurazhkovskaya
Geophysical Observatory «Borok» of Schmidt Institute of Physics of the Earth, Russian Academy of Science, Borok, Yaroslavl oblast, e-mail: klain @ borok.yar.ru

Режим полярности является наиболее исследованной характеристикой поведения древнего геомагнитного поля, но, тем не менее, процесс ее изучения нельзя считать завершенным. Используемые в настоящее время шкалы полярности имеют значимые различия в оценке количества и продолжительности интервалов полярности даже «недавнего» геологического прошлого, начиная с мелового периода и далее вглубь геологического времени (Харланд и др., 1985; Дополнения…, 2000; Гужиков и др., 2007; Gradstein et al., 2008). Одним из наиболее ярких расхождений во взглядах на режим полярности мела является продолжающаяся дискуссия о наличии или отсутствии инверсий во время мелового суперхрона прямой полярности (интервал 125–85 млн лет). Необходимость дальнейших исследований режима полярности мела связана с тем, что данные о поведении характеристик геомагнитного поля имеют ключевое значение при обсуждении вопросов глубинной геодинамики (взаимосвязи процессов в земном ядре и на ее поверхности), разработке теории магнитного геодинамо, а также позволяют осуществлять «дальние» корреляции в стратиграфии. Попытки исследований распределения длин полярных интервалов начались практически одновременно с формированием шкал полярности. Так, в работах (Рузмайкин, Трубихин, 1992; Cox, 1968) было показано, что статистика распределения их продолжительностей для последних 80 млн лет подчиняется пуассоновскому распределению.

В настоящей работе на основе исследования распределений длительностей полярных интервалов обсуждается различие между наиболее часто используемыми шкалами полярности.

Исследование распределений длительностей полярных интервалов проводилось нами по методике, достаточно подробно изложенной в работе (Клайн и др., 2009). На рис. 1 представлены зависимость длительности полярных интервалов Δt от возраста для последних 170 млн лет (а) и функция распределения продолжительности полярных интервалов (б), полученных по данным шкалы (Gradstein et al., 2008). Видно, что распределение имеет «хвост», то есть имеется

относительно небольшое число длительных интервалов (рис. 1б), которые вносят существенный вклад в характеристики полученного распределения, а именно в оценку средних значений и дисперсий. В связи с этим их нельзя априори исключать из рассмотрения. Распределения, в которых нельзя пренебречь редкими событиями, называются распределениями с «тяжелыми хвостами» (*heavy tails или fat tails*) (Малинецкий, Потапов, 2000). «Хвосты» таких распределений удовлетворительно описываются степенной функцией вида $f(x) = x^{-\alpha}$ при x, превышающем некоторый порог x_o. Причем необязательно, чтобы все распределение аппроксимировалось степенной функцией (при всех диапазонах наблюдаемых значений x), а достаточно, чтобы оно выполнялось при $x > x_o$. Сплошной линией показана аппроксимация экспериментальных данных степенной функцией с показателем $\alpha = 1.5$. На этом же графике для сравнения пунктиром дана аппроксимация экспериментальных точек экспоненциальной функцией вида $f(x) = a \cdot \exp(-\beta x)$. Наглядно видно, что эмпирическая функция распределения длин интервалов гораздо хуже аппроксимируется экспоненциальной функцией, чем степенной, хотя формально коэффициенты корреляции относительно велики (при выборе степенной функции коэффициент корреляции равен 0.97, а при аппроксимировании экспоненциальной функцией составляет 0.79).

Кроме того, по шкале (Gradstein et al., 2008) мы исследовали характер распределений Δt на двух временных интервалах: 0–33 млн лет и 33–66 млн лет. В этих диапазонах геологического времени распределение длин полярных интервалов аппроксимируется экспоненциальной функцией, но с разными показателями β, равными 4,25 и 1,45 соответственно. Таким образом, шкалы полярности, проанализированные в работах (Рузмайкин, Трубихин, 1992; Cox, 1968), принципиально не отличаются в оценке распределения длительностей полярных интервалов кайнозоя от работы (Gradstein et al., 2008).

В диапазонах 0–170 и 0–80 млн лет распределения продолжительностей полярных интервалов, рассчитанных по данным (Gradstein et al., 2008), имеют принципиальные различия. Это проявляется в том, что распределение Δt в течение последних 170 млн лет наилучшим образом аппроксимируется степенной функцией, а на интервале 0–80 млн лет – экспоненциальной.

В интервале 66–170 млн лет сравнительный анализ распределений Δt был выполнен по шкалам (Гужиков и др., 2007) и (Gradstein et al., 2008). Эти шкалы полярности построены на различном геологическом материале. Для построения шкалы (Гужиков и др., 2007) использовались морские отложения, образовавшиеся на Русской плите и сопредельных территориях. Основой шкалы (Gradstein et. al., 2008) служили данные, полученные при изучении линейных магнитных аномалий. Обе шкалы основаны на наиболее современных данных об инверсиях поздней юры – мела. Из них следует, что в меловом суперхроне наблюдались инверсии, но количество этих инверсий согласно шкалам (Gradstein et al., 2008) и (Гужиков и др., 2007) различается. Функции распределения продолжительности полярных интервалов по этим шкалам представлены на рис. 2. Там же показана аппроксимация полученных распределений степенной и экспоненциальной функциями. Видно, что распределение, полученное по шкале (Gradstein et al., 2008), явно степенное, а по шкале (Гужиков и др., 2007) – экспоненциальное.

Таким образом, в интервале 66–170 млн лет статистика распределения длин полярных интервалов, полученная по шкале (Gradstein et al., 2008), резко контрастирует со статистикой шкалы (Гужиков и др., 2007), а также с распределениями в интервале 0–80 млн лет. Эти различия могут определяться различной степенью точности определения числа инверсий в меловом периоде. Исходя из данных (Gradstein et al., 2008), можно предположить, что на границе 80 млн лет произошло изменение в механизме генерации геомагнитного поля, вместе с тем, судя по данным (Гужиков и др., 2007), в интервале 0–170 млн лет подобного не происходило.

Проведенный статистический анализ шкал полярности можно использовать в качестве критерия для выбора той или иной модели поведения инверсий в меловом периоде. По нашему мнению, совпадение статистики в интервале 0–66 млн лет по (Gradstein et al., 2008) со статистикой по (Гужиков и др., 2007) в интервале 66–170 млн лет служит доводом в пользу корректности данных (Гужиков и др., 2007). Кроме того, данные о поведении палеонапряженности (Куражковский и др., 2010) также свидетельствуют о том, что на границе 80 млн лет принципиальных изменений в режиме генерации геомагнитного поля не происходило. Наиболее вероятно, что качественные различия в поведении частоты инверсий по шкалам (Gradstein et al., 2008) и (Гужиков и др., 2007) связаны с особенностями морского осадконакопления и образования океанических базальтов.

Работа выполнена при поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (грант № 08-05-00385-а).

Литература

Жамойда А.И. (отв. ред.). 2000. Дополнения к Стратиграфическому кодексу России. СПб.: ВСЕГЕИ. 111 с.

Гужиков А.Ю., Барабошкин Е.Ю., Фомин В.А. 2007. Магнитостратиграфическая шкала меловой системы: современное состояние, проблемы построения и перспективы развития // Первушов Е.М. (ред). Меловая система России и ближнего зарубежья: проблемы стратиграфии и палеогеографии. Саратов: Изд-во Саратовского ун-та. С. 69–86.

Клайн Б.И., Куражковский А.Ю., Куражковская Н.А. 2009. Распределение длительностей полярных интервалов // Щербаков В.П. (Ред.). Материалы семинара «Палеомагнетизм и магнетизм горных пород, теория, практика, эксперимент». Ярославль: Изд-во «Еще не поздно» ООО «Сервисный центр». С. 111–115.

Куражковский А.Ю., Куражковская Н.А., Клайн Б.И., Брагин В.Ю. 2010. Геомагнитное поле в геологическом прошлом (за последние 400 млн лет) // Геология и геофизика. Т. 51. № 4. С. 486–495.

Малинецкий Г.Г., Потапов А.Б. 2000. Современные проблемы нелинейной динамики. М.: Эдиториал УРСС. 336 с.

Рузмайкин А.А., Трубихин В.Л. 1992. Статистика инверсий геомагнитного поля за последние 80 млн лет // Геомагнетизм и аэрономия. Т. 32. № 5. С. 170–175.

Харланд У.Б., Кокс А.В., Ллевеллин П.Г. и др. 1985. Шкала геологического времени. М.: Мир. 188 с.

Cox A. 1968. Lengths of geomagnetic polarity interval // J. Geophys. Res. V. 73. P. 3247–3260.

Gradstein F.M., Ogg G.J., van Kranendonk M. et al. 2008. On the geologic time scale 2008 // Newsletters on stratigraphy. V. 43/1. P. 5–13.

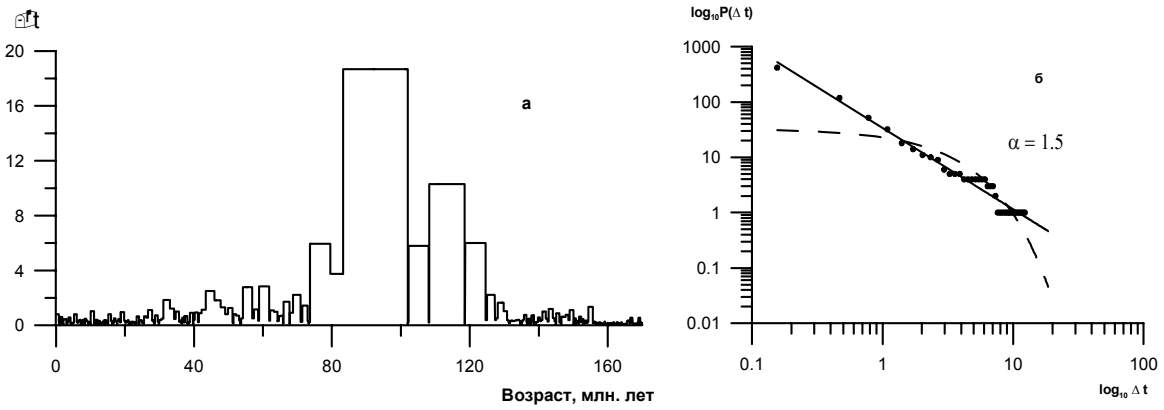


Рис.1. а) Зависимость продолжительности интервалов полярности Δt от возраста; б) функция распределения продолжительности полярных интервалов (кружками) по шкале (Gradstein et al., 2008) в течение 0–170 млн лет.

Аппроксимация экспериментальных данных степенной и экспоненциальной функциями показана сплошной и пунктирной линиями соответственно

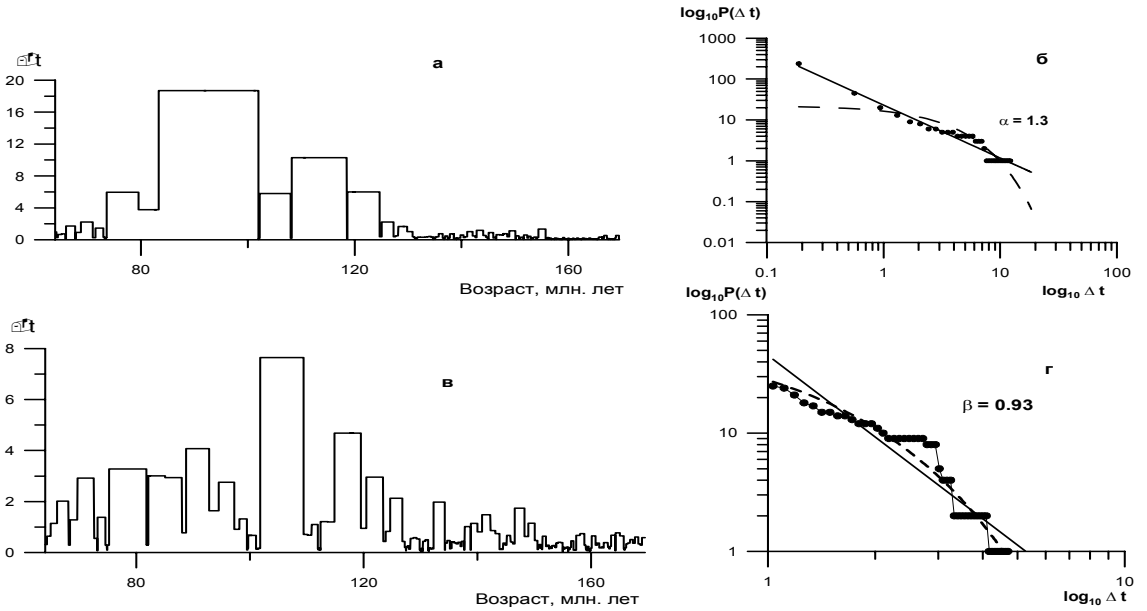


Рис. 2. Зависимость продолжительности интервалов полярности Δt от возраста по шкале (Gradstein et al., 2008) (а) и по шкале (Гужиков и др., 2007) (в), функция распределения продолжительности полярных интервалов (кружками) в течение 66–170 млн лет по шкале (Gradstein et al., 2008) (б) и по шкале (Гужиков и др., 2007) (г).

Аппроксимация экспериментальных данных степенной и экспоненциальной функциями показана сплошной и пунктирной линиями соответственно

РОЛЬ ПЛАНКТОННЫХ ФОРАМИНИФЕР В СТРАТИГРАФИИ ВЕРХНЕГО МЕЛА ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ И МАНГЫШЛАКА

Л.Ф. Копаевич
Московский государственный университет, Москва, lfkopaevich@mail.ru

ROLE OF PLANKTONIC FORAMINIFERS IN STRATIGRAPHY OF THE LATE CRETACEOUS OF EATERN-EUROPEAN PLATFORM AND MANGYSHLAK

L.F. Kopaevich
Moscow State University, Moscow, lfkopaevich@mail.ru

Верхнемеловые отложения Восточно-Европейской платформы (ВЕП) традиционно расчленялись на основе распределения в разрезах бентосных фораминифер. Применение стандартной планктонной шкалы возможно лишь в структурах южного обрамления платформы – в Крыму и на Северном Кавказе. Причина ограничения связана с палеогеографическим аспектом, так как систематический состав планктонных фораминифер (ПФ) в мелководных отложениях ВЕП характеризуется низким таксономическим разнообразием и незначительным количеством экземпляров каждого вида. Представители быстро эволюционирующих таксонов, имеющих короткий стратиграфический интервал распространения, здесь отсутствуют или представлены немногочисленными экземплярами. Однако существуют интервалы, где комплексы планктонных фораминифер становятся более разнообразными и содержат экземпляры видов, имеющих ранг зональных. Это позволяет выделить слои, сопоставимые с зонами южного обрамления платформы. Изучение распространения планктонных фораминифер в разрезах ВЕП и ее юго-восточного обрамления (Мангышлак) позволило выделить 12 комплексов, которые сопоставлены с делением по бентосным фораминиферам, а также с зональными подразделениями по макрофоссилиям.

Слои с Hedbergella planispira (комплекс I) характеризуются обилием представителей вида-индекса, а также *Hedbergella caspia* (Vasilenko), *H. delrioensis* (Carsey), *H. infracretacea* (Glaessner), *Globigerinelloides bentonensis* (Morrow), *G. ultramicra* (Subbotina). Ограничение слоев: от первого появления вида-индекса до появления комплекса II.

Слои с Hedbergella holzli (комплекс II) охарактеризованы ассоциацией планктонных фораминифер весьма близкой к выделяемой в пределах Средиземноморской области зоной Whiteinella archaeocretacea. Для этого интервала характерно присутствие многочисленных *Hedbergella holzli* (Hagn et Zeil)), а также *Whiteinella archeocretacea* Pessagno, *W. brittonensis* (Loebl. et Tapp.), *W. paradubia* (Sigal), *H. planispira* (Tappan) и *H. delrioensis* (Carsey). Имеющийся в нашем распоряжении материал по разрезам Коксыиртау (Мангышлак), Банновка (Саратовское Поволжье), Чернетово и Фокино (Воронежская антеклиза) показывает присутствие комплекса с *Hedbergella holzli* на рубеже сеномана и турона (Найдин и др., 1994; Kopaevich, 1996; Walaszczyk et al., 2004). Причем в этом интервале ПФ

преобладают, их содержание достигает 60–65%. Преобладание ПФ (до 72%) в верхнесеноманских отложениях Волыно-Подолии отмечено С.В. Розумейко (1973). Верхнее ограничение слоев совпадает с появлением килеватых ПФ рода *Marginotruncana*.

Слои с Marginotruncana pseudolinneiana (комплекс III) выделяются на уровне среднего турона и содержат обильный комплекс планктонных фораминифер, среди которых отмечены *Marginotruncana psedolinneiana Pessagno, M. marginata* (Reuss)*, Dicarinella canaliculata* (Reuss)*,* а также формы предшествующего комплекса. Комплекс выделяется в большинстве разрезов платформы (Розумейко, 1973; Олферьев и др., 2005). Ограничение слоев: от появления первых представителей зонального вида до появления видов *Marginotruncana coronata* (Bolii) и *M. renzi* (Gandolfi).

Слои с Marginotruncana coronata/M. renzi (комплекс IV) характеризуются дальнейшим увеличением содержания ПФ (до 30%) с килеватым периферическим краем. В состав него помимо видов-индексов входят виды комплекса III, а также *Archaeoglobigerina cretacea* (d'Orbigny), *A.* aff. *bosquensis* Pessagno, *A. blowi* Pessagno, *Hedbergella delrioensis* Carsey. В разрезах Воронежской антеклизы на этом уровне присутствуют единичные особи сильно выпуклых дикаринелл. Присутствие килеватых таксонов на этом стратиграфическом уровне отмечено и в разрезах Волыно-Подолии (Розумейко, 1973). Стратиграфическое положение этих слоев отвечает верхней части турона – нижней части коньяка. Нижняя граница зоны совпадает с появлением видов-индексов, верхняя – нечеткая.

Вышележащие отложения коньяка и сантона содержат бедный комплекс планктонных фораминифер, состоящий из бескилевых таксонов – *Archaeoglobigerina* и *Globigerinelloides*. Явным преобладанием пользуется вид ***Archaeoglobigerina cretacea*** **(d'Orbigny)**, по имени которого названы слои с комплексом V. Они отвечают большей части коньякских и сантонских отложений. Среди килеватых таксонов постоянно присутствует *Marginotruncana marginata* (Reuss). Представители этого вида проходят через весь верхний сантон и встречаются также и в отложениях нижнего кампана. Сходный комплекс ПФ указывается М. Карон для отложений бореального и австрального климатического поясов – комплекс с *Hedbergella-Whiteinella-Archaeoglobigerina* с постоянным присутствием *Marginotruncana marginata* (Reuss) (Caron, 1985). Нижнее и верхнее ограничение слов нечеткое.

На уровне верхнего сантона выделяются слои с **Globigerinelloides asper** (комплекс VI). Наряду с видом-индексом в составе комплекса преобладают представители бескилевых глоботрунканид. Так, в разрезе Мезино-Лапшиновка, расположенного к северо-западу от Саратова, встречен комплекс ПФ, состоящий из *Whiteinella* и *Archaeoglobigerina* (Олферьев и др., 2004). Такая характеристика интервала типична для высоких широт Северного и Южного полушарий, а также для мелководных эпиконтинентальных бассейнов умеренных климатических поясов.

Отложения зон Gavelinella stelligera (верхняя часть) и Bolivinoides strigillatus соответствуют **слоям с Globotruncana bulliodes (Vogler)** (комплекс VII), в которых, помимо вида-индекса, присутствуют также виды предшествующего комплекса. Ограничение слоев: от первого появления *Globotruncana bulloides* (Vogler) до первого появления *Globotruncana arca* (Cushman).

Слои с Globotruncana arca (комплекс VIII) могут быть выделены в основании кампана по появлению вида-индекса. Его распространение отмечается в разрезах Донбасса, Прикаспийской синеклизы, а также Мангышлака. В остальных участках ВЕП глоботрунканы и другие ПФ редки, поэтому слои выделить не всегда возможно. Так, в разрезе Вишневое в этом интервале присутствуют только редкие *Archaeoglobigerina cretacea* (d'Orbigny) и *Globigerinelloides volutus* (White) (Олферьев и др., 2007).

Слои с Globigerinelloides multispinus (комплекс IX) выделены по появлению вида-индекса на фоне присутствия большого количества археоглобигерин, а также появления *Rugoglobigerina rugosa* (Plummer)*, Rugoglobigerina kelleri* (Subbotina). Они хорошо прослеживаются во всех разрезах Восточно-Европейской платформы и Мангышлака. Впервые выделены в Польше в ранге зоны (Peryt, 1980) как интервал от первого появления *Globigerinelloides multispinus* до первого появления *Rugoglobigerina pennyi* в верхнем кампане – основании маастрихта Центральной Польши. В разрезах платформы выделение одноименных слоев возможно по причине постоянного присутствия *G. multispinus* (Lalicker) на фоне общей бедности планктонного комплекса.

Слои с Contusotruncana morozovae (комплекс X) характеризуются появлением вида-индекса. Слои выделяются в разрезах Прикаспийской синеклизы и Мангышлака. Состав комплекса здесь достаточно представительный, присутствуют транзитные виды килеватых таксонов – *Globotruncana arca* (Cushman), *G. bulloides* Vogler, *G. linneiana* (d'Orbigny), *G. mariei* Banner et Blow, *Contusotruncana fornicata* (Plummer), также *Rugoglobigerina rugosa* (Plummer), *R. pilula* (Belford), *R. kelleri* (Subbotina). В единичных знаках появляются *Globotruncana majzoni* Sacal et Debourle.

В разрезах ВЕП комплекс фораминифер намного беднее, однако в разрезе Вишневое в средней части налитовской свиты фиксируются единичные *R. kelleri* (Plumm.) и *C. morozovae* (Vass.). Однако выделить здесь слои не представляется возможным из-за прерывистого распространения этих форм. Отложения слоев с *Contusotruncana morozovae* отвечают верхней части зоны Brotzenella monterelensis*,* а также зоне Globorotalites emdyensis. В разрезах Саратовского Поволжья могут быть выделены одноименные слои с нечеткими границами на уровне слоев с *Bolivinoides draco miliaris.*

Следующий комплекс содержит в своем составе преимущественно раковины ругоглобигерин, что позволяет выделить здесь **слои с Rugoglobigerina** (комплекс XI) – *Rugoglobigerina hexacamerata* (Brönnimann), *R.macrocephala* (Brönnimann), *R. rugosa* (Plummer). В разрезах Прикаспия и Мангышлака их появление приурочено к границе кампанского и маастрихтского ярусов, а слои с *Rugoglobigerina* соответствуют зонам Neoflabellina reticulata и Brotzenella complanata. В разрезе Вишневое отложения зоны Neoflabellina reticulata отсутствуют, но соответствующие слои хорошо выделяются на уровне зоны Brotzenella complanata (Олферьев и др., 2007). В разрезах Восточного Прикаспия к этому уровню приурочено постоянное присутствие вида *Globigerinelloides messinae* (Brönnimann), и были выделены слои с этим названием.

Слои с **Psedotextularia elegans** (комплекс XII) выделяются на уровне зоны Brotzenella praeacuta – Hanzawaia ekblomi (Alekseev et al., 1999). Здесь присутст-

вуют все виды предшествующего комплекса, кроме вида-индекса присутствуют *Globigerinellodes subcarinatus* (Brönnimann) и *G. biforaminatus* (Hofker). Встречены также единичные глоботрунканы *Globotruncanita stuarti* в разрезах Мангышлака и ругоглобигерины в разрезах Мангышлака и ВЕП (Олферьев и др., 2007).

Литература

Копаевич Л.Ф. 1975. Позднемеловые планктонные фораминиферы Восточного Прикаспия: автореф. дис. … канд. геолого-минералогических наук. М. 29 с.

Найдин Д.П., Копаевич Л.Ф. 1977. О зональном делении верхнего мела Европейской палеобиогеографической области // Бюл. МОИП. Отд-ние геологии. Т. 52, вып. 5. С. 92–112.

Найдин Д.П., Беньямовский В.Н., Копаевич Л.Ф. 1984. Методы изучения трансгрессий и регрессий (на примере позднемеловых бассейнов Западного Казахстана). М.: Изд-во МГУ. 163 с.

Олферьев А.Г., Беньямовский В.Н., Алексеев А.С. и др. 2004. Опорный разрез верхнего мела у села Мезин-Лапшиновка и проблема границы сантона и кампана в Саратовском Поволжье // Стратиграфия. Геологическая корреляция. Т. 12, № 5. С. 56–90.

Олферьев А.Г., Копаевич Л.Ф., Валащик И. и др. 2005. Новые данные о строении сеноман-коньякских отложений западного склона Воронежской антеклизы (Брянский район) // Вестн. Московского ун-та. Сер. 4 Геология. № 4. С. 3–16.

Олферьев А.Г., Беньямовский В.Н., Вишневская В.С. и др. 2007. Верхнемеловые отложения северо-запада Саратовской области. Статья 1. Разрез у д. Вишневое. Лито- и биостратиграфический анализ // Стратиграфия. Геологическая корреляция. Т. 15, № 6. С. 62–109.

Розумейко С.В. 1978. Фораминиферы верхнемеловых отложений юго-запада Восточно-Европейской платформы. К.: Наукова думка. 177 с.

Beniamovskii V.N., Kopaevich L.F. 1996 (1998). Foraminiferid zonation in the Upper Santonian – Maastrichtian of the European paleobiogeographical area (EPA) // Zentralblatt fur Geologie und Paläontologie. Teil I. № 11/12. P. 1149–1169.

Caron M. 1985. Cretaceous planktonic foraminifera // Bollı H.M., Saunders J.B., Perch-Nielsen K. (eds): Plankton stratigraphy. P. 17–86. Cambridge University Press.

Kopaevich L.F. 1996. The Turonian strata in southwestern Crimea and Mangyshlak (foraminiferal biostratigraphy and palaeobiogeography) // Mitt. Geol.-Palaont. Inst. Univ. Hamburg. Heft 77. P. 203–211.

Peryt D. 1980. Planktic Foraminifera zonation of the Upper Cretaceous in the Middle Vistula River valley, Poland // Palaeontol. Polonica. Vol. 41. P. 1–101.

Walaszczyk I., Kopaevich L.F., Olferiev A.G. 2004. Inoceramid/foramimiferal succession of the Turonian and Coniacian (Upper Cretaceous) of the Briansk Region (Central European Russia) // Acta Geol. Pol. Vol. 54, № 4. P. 597–609.

ГРАНИЦА МЕЛА – ПАЛЕОГЕНА ОТ МЕЛКОВОДНОГО ШЕЛЬФА ДО КОНТИНЕНТАЛЬНОГО СКЛОНА В ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ЧЕРНОГО МОРЯ: АССОЦИАЦИИ ФОРАМИНИФЕР И ЛИТОФАЦИИ

Л.Ф. Копаевич[1], В.Н. Беньямовский[2], А.С. Алексеев[1], Е.В. Яковишина[1]
[1]*Московский государственный университет, Москва, lfkopaevich@mail.ru*
[2]*Геологический Институт РАН*

CRETACEOUS-TERTIARY BONDARY TRANSECT FROM SHALLOW SHELF TO CONTINENTAL SLOPE IN THE EASTERN BLACK SEA REGION: FORAMINIFER ASSEMBLAGES AND LITOFACIES

L. Kopaevich[1], V. Benyamovskiy[2], A. Alekseev[1] , E. Yakovishina[1]
[1]*Moscow State University, Moscow, lfkopaevich@mail.ru*
[2]*Geological Institute, Russian Academy of Sciences*

Авторами представлены некоторые данные по строению опорных разрезов пограничных маастрихт-датских отложений и содержащихся в них комплексов бентосных и планктонных фораминифер по опорным разрезам двух различных структурно-фациальных зон Горного Крыма – Качинского поднятия и Индоло-Кубанского прогиба. Резко отличные литологические и фораминиферовые комплексы отражают разные водные массы шельфовой части моря с глубинами средней-нижней сублиторали (по разрезам Бельбек) и пелагиали с глубинами континентального склона и его подножья (г. Клементьева в Индоло-Кубанском прогибе) и обстановку перехода от Качинского шельфа к глубоководной Черноморской впадине. Исследования напрямую связаны и с выяснением геодинамической и историко-тектонической эволюции Черноморского бассейна и Крымско-Кавказской области. В частности, как отмечает А.М. Никишин и др. (2001)? в маастрихте – палеоцене могла иметь место дополнительная фаза растяжения, связанная с оформлением глубоководной Черноморской впадины. На вероятность такого сценария указывет то, что в Восточном Крыму на продолжении Восточно-Черноморского бассейна относительно глубоководные отложения кампана или маастрихта – палеоцена различными горизонтами ложатся с размывом на более древние меловые отложения.

Качинское поднятие. В Бельбекском разрезе нами изучались самые нижние слои дания, представленные монотонной толщей мшанковых известняков, в верхней части которой присутствует горизонт кремней, а в базальной части отмечается слой карбонатных песчаников с обилием глауконита в приконтактовой зоне. Датские отложения залегают на размытой неровной поверхности верхнемаастрихтских отложений. Верхние изученные маастрихта относятся к XXIV пачке (чередование плотных и мягких песчанистых мергелей) и переходу ее вниз к XXIII пачке (мергели песчанистые, песчаники с *Chlamys*) верхнемелового разреза Юго-Западного Крыма (Алексеев, 1989). По всему интервалу вплоть до контакта с данием встречаются ростры белемнитов *Neobelemnella kazimiroviensis*. В верхнемаастрихтском комплексе господствуют бентосные секреционные фораминиферы, среди которых доминируют аномалиниды. На вто-

ром месте по видовому разнообразию стоят булиминиды, далее следуют дискорбиды и лагениды. Агглютинирующие бентосные фораминиферы малочисленны и представлены видами из вернеулинин и текстуляриин. Планктонные фораминиферы единичны.

В маастрихтских мергелях **Бельбекского разреза** планктонные фораминиферы *Pseudotextularia elegans, Heterochelix* sp., *Globotruncana* sp. и *Planoglobulina riograndensis* крайне редки. Комплекс бентосных фораминифер внизу содержит *Gaudryina pyramidata, Brotzenella praeacuta, Anomalinoides subcarinatus, A. pinguis, Cibicides kurganicus, Cibicidoides voltzianus, C. aktulagayensis, C. bembix, Praebulimina laevis, Bolivina incrassata, B. plaita.* Выше появляются *Anomalinoides* ex gr. *danica,* а в верхней части *Falsoplanulina ekblomi, Cibicidoides commatus.* Данный комплекс позволяет выделить верхнемаастрихтские зоны XXV и XXVI шкалы по бентосным фораминиферам верхнего мела востока Европейской палеобиогеографической области (ЕПО) (Алексеев, 1989) или верхнемаастрихтскую зону Brotzenella praeacuta – Hanzawaia ekblomi шкалы по бентосным фораминиферам верхнего мела Восточно-Европейской платформы (Alekseev, 2002, Олферьев, 2003; Яковишина, 2006). На границе с датскими известняками отмечается исчезновение почти всех маастрихтских видов. В основании датской толщи появляются ряд бентосных видов *Gyroidinoides octocamerata, Osangularia lens, Brotzenella* aff. *acuta, Anomalinoides danicus, A. burlingtanensis,* а выше встречены *Ataxophragmium frankei, Anomalinoides nobilis, Cibicidoides succedens.* Эти виды имеют широкое распространение в датских отложениях эпиконтинентальных морей ЕПО (Беньямовский, 2003; Олферьев, 2003).

Индоло-Кубанский прогиб. В этой структурно-фациальной зоне изучен разрез г. Клементьева, который резко отличается как по литологии, так и по комплексам фораминифер от разрезов Качинского поднятия.

Верхнемаастрихтская часть разреза представлена пачкой чередования слоев глинистых мергелей, глинистых известняков и опесчаненных известняков. Последние отмечены в нижней и средней части верхнемаастрихтской пачки пород. Датская часть разреза Клементьева представлена внизу слоем песков, выше сменяющейся пачкой, составленной прослоями опесчаненных известняков – почти карбонатных песчаников, которые разделены слоями глинистого известняка и глинистого мергеля. Резко отличающейся особенностью маастрихтских и датских комплексов фораминифер разреза Клементьево по сравнению с одновозрастными бельбекскими комплексами является присутствие среди их бентосной части значительного числа различных агглютинирующих фораминифер, относящихся к разным крупным группам фораминифер, обладающих агглютинированной стенкой: астроризин, саккомин, аммодисцин, хормозинин, спироплектаминин, трохаминин, вернеулинин, атаксофрагмиинин и текстуляриин горы Клементьева Восточного Крыма является присутствие среди них значительного числа агглютинирующих фораминифер, относящихся к группе «примитивных» и других агглютинирующих фораминифер, которые широко распространены на континентальном склоне Северной Атлантики и западной части Тетиса. По особенностям вертикального распределения агглютинирующих здесь по ним выделяются (снизу вверх) зоны Hormosina ovulum, Remesella varians и Spiroplectammina spectabilis, которые установлены в батиальных верхнемааст-

рихтских отложениях Северной Атлантики и запада Тетиса. Выделены следующие зоны *Abathomphalus mayaroensis* Zone с преобладанием различных heterohelicids: *Heterolepa globosa*, *H. navarroensis*, *H. pseudotessera*, *H. pulchra*, *H. striata*, *Pseudoguembelina punctulata*, *Pseudotextularia deformis*, *P. elegans*, *Recemiguembelina intermedia*, *R. fructicosa*, *Planogolobulina brazoenzis*, *P. arervulinoides* and in globotruncanids *Globotruncana arca*, *Globotruncanita stuarti*, *Abathomalus mayaroensis*, *Contusotruncana contusa*, *Globotruncanella havanensis*, *G. petaloides*, *Rugoglobigerina rugosa, Archeoglobigerina bosquensis*, *A. blowi*, and rare planomalinids *Globigerinelloides volutus*, *G. messina*, *G. biforaminata* (Khunt W.,1992). В датской части выделены слои с *Dorothia* aff. *pupa* и *Clavulinoides trilatera*, комплекс которых также составлен агглютинирующими, известными из датских батиальных отложений Западного Тетиса и Северной Атлантики.

Литература

Алексеев А.С. 1989. Верхний отдел меловой системы // Геологическое строение Качинского поднятия. Стратиграфия мезозоя. С. 123–157.

Беньямовский В.Н. 2003. Проливы, водные массы, течения и палеобиогеографическое районирование морских бассейнов палеоцена Северо-Западной Евразии по фораминиферам // Бюл. МОИП. Отделение геологии. Т. 78. Вып. 4. С. 57–78.Беньямовский В.Н, Копаевич Л.Ф., Алексеев А.С., Яковишина Е.В. 2006. Отражение в позднемаастрихтско-датских комплексах фораминифер Горного Крыма шельфовых и склоновых обстановок // Палеострат-2006. Годичное собрание секции палеонтологии МОИП. М. С. 10–12.

Беньямовский В.Н, Копаевич Л.Ф., Алексеев А.С., Яковишина Е.В. 2006. Новые данные по фораминиферам пограничного маастрихт-датского интервала Горного Крыма (стратиграфия, батиметрия и палеобиогеография) // Тез. докл. LII сессии Палеонтологического о-ва. СПб. С. 20–21.

Олферьев А.Г., Алексеев А.С. 2003. Зональная стратиграфическая шкала верхнего мела Восточно-Европейской платформы // Стратиграфия. Геологическая корреляция. Т. 11, № 2. С. 75–101.

Олферьев А.Г., Алексеев А.С. 2005. Стратиграфическая схема верхнемеловых отложений Восточно-Европейской платформы. Объяснительная записка // М.: Палеонтологический ин-т РАН. 203 с.

Яковишина Е.В. 2006. Строение и условия формирования карбонатных отложений верхнего маастрихта Крыма: автореф. дис. … канд. геолого-минералогических наук. М. 22 с.

Alekseev A.S., Kopaevich L.F. 2002. Foraminiferal biostratigraphy of the uppermost Campanian-Maastrichtian in SW Crimea (Bakhchisaray and Chakhmakhly sections) // Bull. Inst. Royal Sc. Nat. V. 67. P. 103–118.

Khunt W., Geroch S., Kaminski M.A., et al. 1992. Upper Cretaceous abyssal claystones in the North Atlantic and Western Tethys: current status of biostratigraphical correlation using agglutinated foraminifers and palaeoceanographic events // Cretac. Res. V. 13. P. 467–478.

ФОРАМИНИФЕРЫ И РАДИОЛЯРИИ ИЗ КОНЬЯК-САНТОНСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ РАЗРЕЗА УРУХ (СЕВЕРНАЯ ОСЕТИЯ)

Л.Ф. Копаевич[1], В.С. Вишневская[2]
[1]Московский государственный университет, Москва, lfkopaevich@mail.ru
[2]Геологический институт РАН, Москва, valentina@ilran.ru

FORAMINIFERA AND RADIOLARIA FROM CONIACIAN-SANTONIAN OF THE URUKH SEQUENCES (NORTH OSETIA)

L.F. Kopaevich[1], V.S. Vishnevskaya[2]
[1]Moscow State University, Moscow, lfkopaevich@mail.ru
[2]Geological Institute RAN, Moscow, valentina@ilran.ru

Разрез по р. Урух на Северном Кавказе является ключевым для бореально-тетической корреляции низов мела, поскольку содержит аммонитовые комплексы, позволяющие проводить сопоставление тетического берриаса как со стратотипом, так и с суббореальным рязанским горизонтом. Согласно комплексу кокколитофорид разрез по р. Урух также оказывается промежуточным между типично суббореальными (Англия, Шотландия, Русская плита России) и тетическими (Южная Франция, Испания) разрезами.

Именно благодаря сонахождению южных/тетических и северных/бореальных фаун разрез по р. Урух заслужил особое внимание, в связи с чем в 1987 г. на этом разрезе проводилось международное полевое совещание, посвященное границе юры и мела на Северном Кавказе.

Выполненные ранее В.С. Вишневской и Ю.В. Агарковым (1998) исследования радиолярий из верхнемеловой части этого разреза подтвердили не меньшую значимость позднемеловой микрофауны разреза по р. Урух для корреляции суббореальных толщ Восточно-Европейской платформы с бореальными Западной Сибири и тетическими Средиземноморья.

Изученные фораминиферы и радиолярии происходят из образца Х-17-77, который был отобран в предположительно коньяк-сантонской части разреза (см. рис.), исследованного по левому притоку р. Урух в 2,7 км к югу от окраины с. Ахсарисар (западная часть Северной Осетии). В 1997 г. Ю.В. Агарковым (Вишневская, Агарков, 1998; Вишневская, 2001) разрез в верхнесеноман-кампанском интервале (117,5 м) был опробован на микрофауну с интервалом в 1 см. Именно в образце Х-17-77 удалось выделить многочисленные фораминиферы наряду с радиоляриями. Все образцы обрабатывались на микрофауну с помощью слабого раствора фтористоводородной кислоты.

Фораминиферовая ассоциация представлена планктонными видами, относящимся к глоботрунканидам и хетерохелицидам. Среди последних присутствуют представители рода Sigalia, которые указывают на скорее сантонский возраст образца Х-17-77 (Nederbragt, 1990).

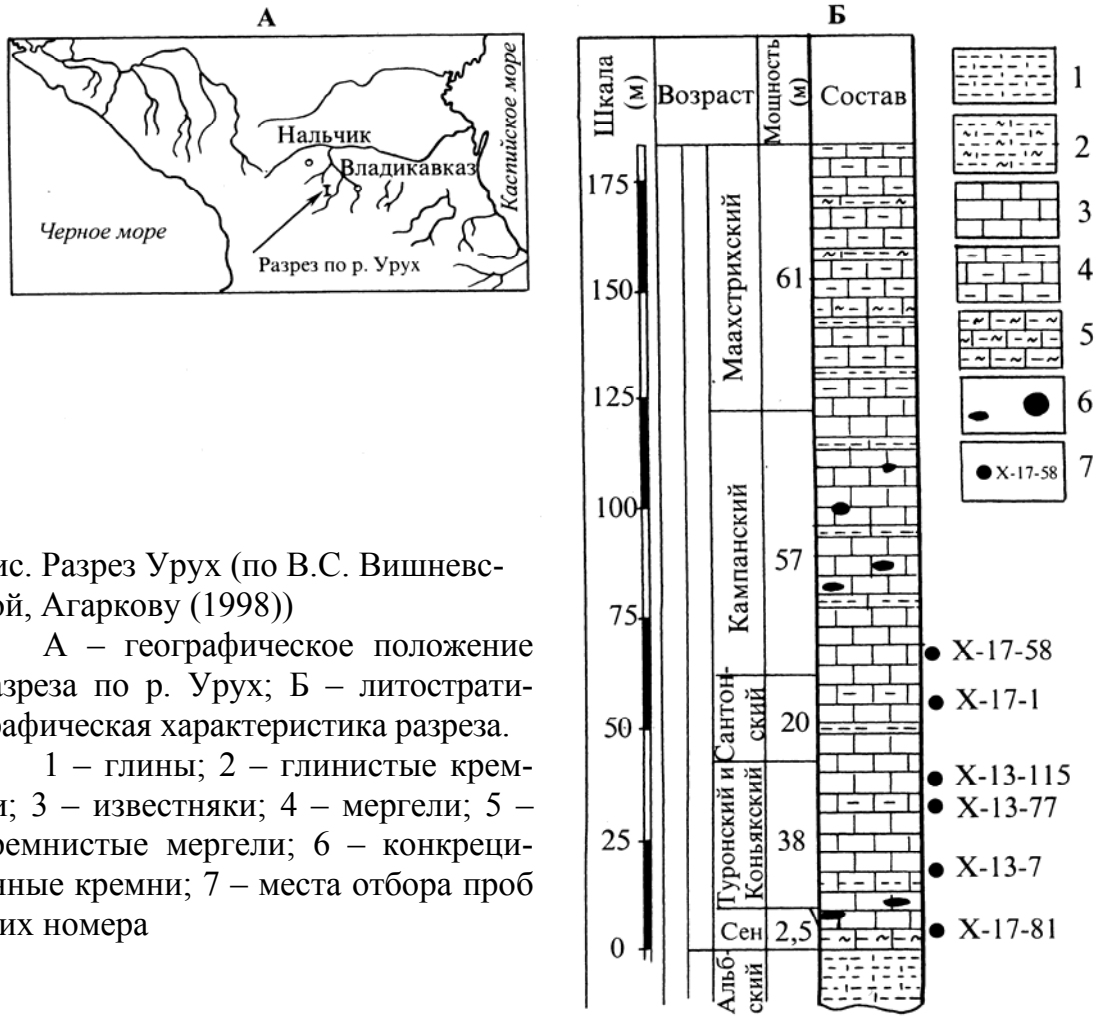


Рис. Разрез Урух (по В.С. Вишневской, Агаркову (1998))

А – географическое положение разреза по р. Урух; Б – литостратиграфическая характеристика разреза.

1 – глины; 2 – глинистые кремни; 3 – известняки; 4 – мергели; 5 – кремнистые мергели; 6 – конкреционные кремни; 7 – места отбора проб и их номера

Комплекс глоботрунканид из этого образца содержит в своем составе преимущественно представителей рода *Marginotruncana*, характерных как для Средиземноморской, так и для суббореальной ассоциации (Robaszynski, Caron, 1995; Walaszczyk et ak., 2004). Среди них следует отметить такие формы, как *Marginotruncana pseudolinneiana* Pessagno, *M. renzi* (Gandolfi), *M. coronata* (Bolli). Эти виды распространены со среднего турона по сантон включительно.

Их количественное преобладание, наряду с присутствием рода *Sigalia*, указывает на продолжающееся влияние Тетиса (Nederbragt). В то же время многие типично средиземноморские таксоны здесь отсутствуют.

Из кремнистого известняка нижележащих слоев (образец Х-13-77) определен представительный комплекс радиолярий, включающий *Cavaspongia antelopensis* Pessagno, *Alievium superbum, Crucella cachensis* Pessagno, *Orbiculiforma vacaensis* Pessagno, *Pseudoaulophacus floresensis* Pessagno, *Lithostrobus* aff. *rostovzevi* Lipman, *Dictyomitra densicostata* Pessagno, D. *multicostata* Zittel, *Amphipyndax stocki* (Campbel et Clark), *Theoconus* ex gr. *Coronatus* Squinabol, *Spongostichomitra elatica* (Aliev), *Xitus ? spicularius* (Aliev). Возраст радиоляриевой ассоциации определен как коньякский благодаря массовому присутствию в этой ассоциации индекс-вида *Alievium superbum*, который для Калифорнийского побережья и Средиземноморья считается зональным турон-коньякским видом. Еще Э. Пессаньо (Pessagno, 1976), основываясь на кали-

форнийских разрезах, предложил выделять туронскую зону Alievium superbum, хотя допускал присутствие этого вида и в нижнем коньяке, что впоследствии подтвердилось выделением этой зоны для Пацифики (Schaaf, 1986) как турон-коньякской. Совместное сонахождение Alievium superbum с Cavaspongia antelopensis, Crucella cachensis, Orbiculiforma vacaensis подтверждает коньякский возраст.

Из мергелистых окремнелых известняков переходной коньяк-сантонской пачки (образец Х-13-115, определены радиолярии *Euchitonia santonica* Lipman, *E. triradiata* Lipman, *Histiastrum membraniferum* Lipman, *Crucella aster* (Lipman), *C. latum* (Lipman), *Pseudoaulophacus floresensis* Pessagno, *Archaeospongoprunum nishiyamae* Nakaseko et Nishimura, *Lithostrobus rostovzevi* Lipman. Присутствие последних двух видов позволяет сделать предположение о возможной принадлежности этой части разреза уже к сантону. В то же время в этом комплексе появляется значительное число видов, описанных Р.Х. Липман (1952) из сантона Русской плиты и Западной Сибири.

Проведенное нами исследование радиолярий и фораминифер Предкавказья, выполненное на примере турон-кампанских отложений эталонного разреза по р. Урух, показало, что они могут быть использованы для корреляции бореальных и тетических фораминиферовых и радиоляриевых ассоциаций. Наиболее выраженными бореальными элементами отличаются сантон-маастрихтские радиоляриевые ассоциации Среднего Поволжья, в то время как радиолярии юга Русской плиты обнаруживают отчетливые тетические элементы и требуют разработки собственной схемы зонального расчленения по радиоляриям.

Литература

Вишневская В.С. 2001. Радиоляриевая биостратиграфия юры и мела России. М.: ГЕОС.

Вишневская В.С., Агарков Ю.В. 1998. Позднемеловые радиолярии Северного Кавказа как недостающее звено в корреляции тропических и бореальных шкал // Докл. РАН. Т. 360. № 5. С. 655–659.

Липман Р.Х. 1952. Материалы к монографическому изучению радиолярий верхнемеловых отложений Русской платформы // Палеонтология и стратиграфия. М.: Госгеолиздат, С. 24–51.

Nederbragt A.J. 1991. Late Cretaceous biostratigraphy and development of Heterohelicidae; planktic foraminiferas // Micropaleontol. Vol. 37. № 4. P. 329–372.

Pessagno E.A. 1976. Radiolarian zonation and biostratigraphy of the Upper Cretaceous portion of the Great Valley Sequence, California Coast Ranges // Micropaleontol. Spec. Publ. № 2. P. 1–95.

Robaszynski F., Caron M. 1995. Foraminifères planctoniques du Crétacé: commentaire de la zonation Europe-Mediterranée // Bull. Soc. geol. France. Vol. 166, № 6. P. 681–692.

Schaaf A. 1986.Radiolaria from DSDP, Leg 89 // Init. Rep. DSDP, Wash. (D. C.). Vol. 89. P. 321–326.

Walaszczyk I., Kopaevich L.F., Olferiev A.G. Inoceramid/foraminiferal succession of the Turonian and Coniacian (Upper Cretaceous) of the Briansk Region (Central European Russia) // Acta Geol. Pol. 2004. Vol. 54, № 4. P. 597–609.

СЕКВЕНСС ТРАТИГРАФИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ И ЦИКЛИЧНОСТЬ СЕДИМЕНТАЦИИ МЕЛОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ БУРЕИНСКОГО ОСАДОЧНОГО БАССЕЙНА (ХАБАРОВСКИЙ КРАЙ)

В.В. Крапивенцева
Институт тектоники и геофизики им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН, Хабаровск, karpova@itig.as.khb.ru

SEQUENCE STRATIGRAPHIC ANALYSIS AND SEDIMENTATION CYCLICITY OF THE CRETACEOUS DEPOSITS OF THE BUREYA SEDIMENTARY BASIN (KHABAROVSK TERRITORY)

V.V. Krapiventseva
Kosygin Institute of Tectonics and Geophysics, Far East Branch, Russian Academy of Sciences, Khabarovsk, karpova@itig.as.khb.ru

Буреинский осадочный бассейн (Бб) расположен на восточной окраине Буреинского массива и в целом имеет субмеридиональное простирание. Площадь бассейна составляет в среднем 10,5 тыс. км^2. Фундаментом бассейна служат докембрийские комплексы, прорванные палеозойскими гранитами. История развития его довольно сложна и распадается на несколько этапов, характеризующих соответствующий тип бассейна.

Для юрско-меловой истории осадконакопления Бб характерна многопорядковая цикличность. Анализ состава, строения, мощности циклов и их границ позволяет выделить циклы трех порядков: суперсеквенсы, секвенсы и парасеквенсы (Кириллова, 2001).

Юрский суперсеквенс 1–50 млн лет, J_1 (синемюр) – J_3 (оксфорд), мощность 5,5–8 км, включает 5 секвенсов, разделенных несогласиями и перерывами (Кириллова, Крапивенцева, 2003).

Характер и направленность цикличности в первом суперсеквенсе хорошо согласуется с глобальной кривой эвстатических колебаний Мирового океана. С синемюра до кимериджа прослеживается глобальное постепенное повышение уровня моря с регрессиями в начале плинсбаха, тоаре, начале аалена и в конце бата. В целом направленность развития Бб во время формирования первого суперсеквенса регрессивная, завершившаяся накоплением келловей-оксфордских угленосных отложений талынджанской свиты. Наблюдаемая цикличность связана с региональными тектоническими событиями, и прежде всего с коллизией Буреинского и Восточно-Сибирского блоков, начавшейся в ранней юре на западе и завершившейся в средней юре на востоке. Затем в позднем оксфорде – кимеридже (7 млн лет) последовал длительный перерыв в седиментации. На этом этапе существовал, видимо, форландовый морской бассейн пассивной континентальной окраины на краю Буреинского массива (Кириллова, 2000).

После коллизии вышеназванных блоков и в результате реорганизации движения литосферных плит на Восточноазиатской окраине в поздней юре начался рифтогенез, наиболее отчетливо проявившийся в Буреинском бассейне в раннемеловое время. Раннемеловая история развития Буреинского бассейна, как и других бассейнов Дальневосточного региона, тесно связана с позднеюрской (Кириллова, 2000).

Верхнеюрско-нижнемеловой суперсеквенс 2–30 млн лет, J_3 (титон) – K_1 (нижний апт) мощностью 1300-2300 м включает три секвенса, разделенных поверхностями размыва и горизонтами грубообломочных пород в основании каждого секвенса (Кириллова, Крапивенцева, 2003) (рис.).

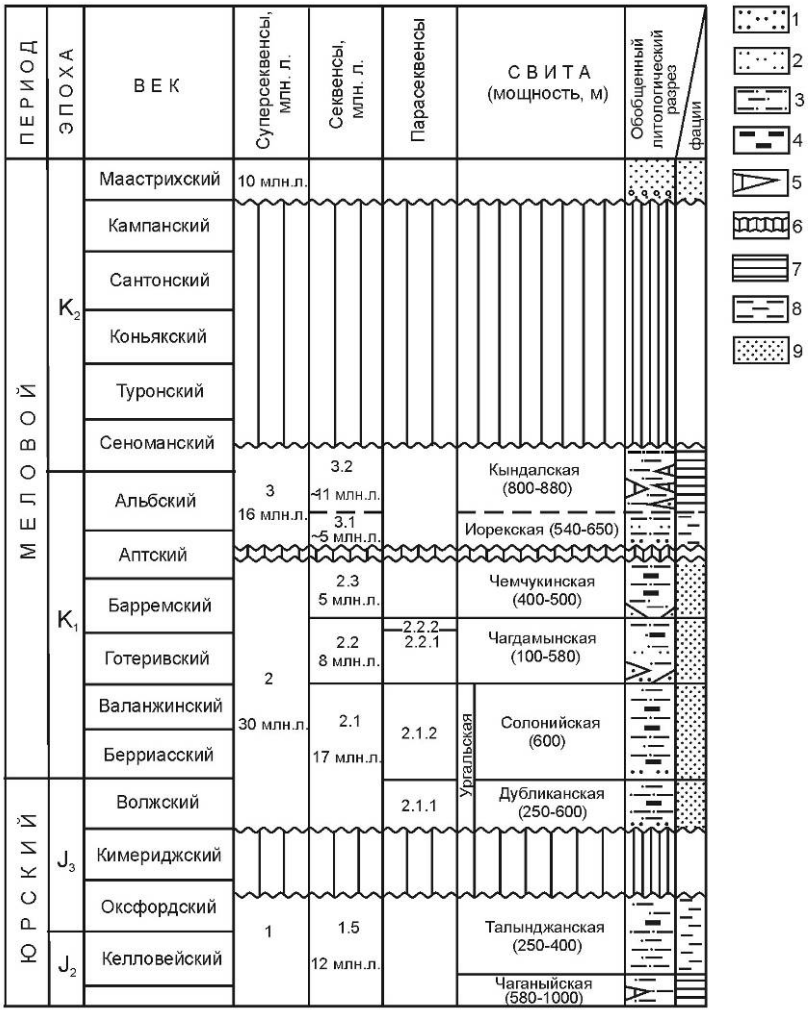


Рис. Литолого-стратиграфическая характеристика разреза юрско-меловых отложений Буреинского бассейна по (Варнавский, Крапивенцева, 1994; Кириллова, Крапивенцева, 2003). Типы пород: 1 – конгломераты; 2 – песчаники; 3 – переслаивающиеся песчаники и алевропелиты; 4 – угли; 5 – линзы мергелей и известняков; 6 – перерывы; 7–9 – фации: 7 – морские, 8 – прибрежно-морские, 9 – континентальные

Секвенс 2,1–17 млн лет, J_3 (титон) – K_1 (валанжин) состоит из двух парасеквенсов:

2.1.1 – дубликанская свита, J_3 (титон), представлена в основании пачкой конгломератов, гравелитов, несортированных песчаников (15–80 м) и сменяющей ее пачкой хорошо сортированных аркозовых песчаников, алевролитов, аргиллитов, туфов с пластами угля (мощностью 250–600 м);

2.1.2 – солонийская свита, K_1 (берриас – валанжин) сложена циклически построенной континентальной угленосной толщей мощностью 100–600 м, в кото-

рой чередуются разнозернистые аркозовые песчаники, гравелиты, конгломераты (чаще в основании толщи), алевролиты, туфы, туффиты, пласты угля (Решения…, 1994).

В дубликанской и солонийской свитах на Ургальском месторождении насчитывается до 50 пластов и пропластков углей, объединенных в 15 групп сложного строения, обычно залегающих в верхних частях отдельных циклов или ритмов осадконакопления четвертого порядка (Крапивенцева, 1979). Мощности элементарных циклов (ритмов) с пластами угля в западной части бассейна составляют в целом 27–32 м, реже – 13–15 до 36–45 м. В восточной части бассейна мощности оптимальных для угленакопления циклов четвертого порядка составляют от 10–20 до 32–40 м. При этом количество песчаников (обычно в основании ритма) составляет 30–60% в западной и до 50–70% в восточной частях бассейна (Крапивенцева, 1979).

Секвенс 2.2 – 8 млн лет, K_1 (готерив – нижний баррем) соответствует чагдамынской свите, имеет сложное трехчленное циклическое строение и состоит из двух парасеквенсов:

2.2.1 – K_1 (готерив) – пачка конгломератов, гравелитов, крупно- и грубозернистых полимиктовых песчаников с галькой. Мощность пачки от 1–30 до 50 м. Далее грубозернистая пачка сменяется угленосной пачкой, состоящей в основании из песчаников аркозовых и полимиктовых, переходящих в алевролиты, аргиллиты, туфы, туффиты с пластами угля. Мощность 37–120 м.

2.2.2 – K_1 (готерив – нижний баррем). Циклически построенная угленосная пачка, состоящая из полимиктовых песчаников, алевролитов, аргиллитов с прослоями аркозовых песчаников, пепловых туфов и пластов угля. Мощность – 54–300 м. Мощность отложений секвенса 2.2 изменяется от 100 до 580 м.

Секвенс 2.3 – 5 млн лет, K_1 (верхний баррем-нижний апт) сложен пачкой полимиктовых песчаников с прослоями алевролитов, аргиллитов, пепловых туфов и углей (чемчукинская свита). В основании пачки на отдельных участках залегают конгломераты мощностью до 250 м. Средняя мощность свиты 400–500 м, максимальная – до 750 м.

Угленосными отложениями чемчукинской свиты секвенса 2.3 в Буреинском бассейне завершается этап континентального раннемелового осадконакопления суперсеквенса 2. Для этого этапа в целом характерно образование многочисленных (до ста) угольных пластов и пропластков. Однако характер цикличности и угленосности в каждой свите и каждом секвенсе по площади бассейна и в стратиграфическом разрезе отличается своими особенностями (Крапивенцева, 1979). Наибольшей угленосностью отличаются отложения секвенса 2.1, особенно в солонийской свите (берриас – валанжин) на Ургальском месторождении в восточной части бассейна, а также отложения чагдамынской свиты (готерив – нижний баррем) секвенса 2.2.

Суперсеквенс 2 соответствует рифтогенному этапу развития Бб, широко проявившемуся также в бассейнах Амуро-Зейском и Сунляо (Кириллова, 2000).

Суперсеквенс 3–16 млн лет, K_1 (верхний апт – нижний альб) – K_2 (сеноман) мощностью 1300–1600 м включает два секвенса, разделенных местными внутриформационными размывами.

Морские, прибрежно-морские и прибрежно-континентальные отложения суперсеквенса 3 с небольшим перерывом в середине апта ложатся на континентальные отложения секвенса 2.3 чемчукинской свиты.

Секвенс 3.1 – около 5 млн лет, K_1 (верхний апт – нижний альб) общей мощностью 540–650 м (иорекская свита) представлен в основании пачкой конгломератов мощностью до 140 м, перекрытой прибрежно-морскими и прибрежно-континентальными полимиктовыми песчаниками с подчиненными прослоями алевролитов и аргиллитов мощностью до 500 м.

Секвенс 3.2 – около 11 млн лет, K_1 (верхний альб) – K_2 (нижний сеноман), мощность – 800–1000 м (кындалская свита). Сложен прибрежно-морскими и морскими отложениями, представляющими переслаивание полимиктовых песчаников, алевролитов с прослоями известняков, мергелей, известковистых песчаников, алевролитов с пелециподами, пепловых туфов и конгломератов.

В альб-сеномане осадконакопление в Буреинском бассейне продолжалось уже в условиях морского мелководья и прибрежно-морской седиментации. К отложениям этого возраста (к кындалской свите) здесь приурочены промышленные притоки газа, хотя многочисленные нефте- и газопроявления установлены по всему разрезу нижнего мела.

Суперсеквенс 3 формировался в этап присдвигового растяжения вдоль северо-восточной системы сдвигов Тан-Лу (Кириллова, Крапивенцева, 2003). Завершающий этап континентальной седиментации приходится в Буреинском бассейне на маастрихт-кайнозойское время. Отложения третьего суперсеквенса несогласно с длительным перерывом в осадконакоплении и размывом перекрываются цагаянской свитой (маастрихт – даний), сложенной в основании слабосцементированными конгломератами, галечниками, переходящими выше в слабоуплотненные песчаники, алевролиты с суммарной мощностью более 200 м. Мезозойские отложения верхнего мела несогласно перекрываются неоген-четвертичными континентальными образованиями.

Литература

Варнавский В.Г., Крапивенцева В.В. 1994. Палеогеографические критерии формирования нефтегазоносности Верхнебуреинской впадины // Тихоокеанская геология. № 2. С. 107–121.

Кириллова Г.Л. 2000. Мел Востока России: седиментация, геодинамика, биоразнообразие, климат. Владивосток: Дальнаука. 94 с.

Кириллова Г.Л. 2001. Принципы секвенсстратиграфии и их возможные приложения к изучению меловых осадочных комплексов юго-восточной России // Тектоника, глубинное строение и геодинамика Востока Азии. III Косыгинские чтения. Хабаровск: ИТиГ ДВО РАН. С. 62–42.

Кириллова Г.Л., Крапивенцева В.В. 2003. Цикличность седиментации в Буреинском позднемезозойском осадочном бассейне: секвенсстратиграфические и геодинамические аспекты // Материалы докл. 3-го Всероссийского литологического совещ. «Генетический формационный анализ осадочных комплексов фанерозоя и докембрия». М.: ГИН РАН. С. 288–291.

Крапивенцева В.В. 1979. Угленосная формация Буреинского бассейна. М.: Наука. 148 с.

Решения 4-го Межведомственного регионального стратиграфического совещ. по докембрию и фанерозою юга Дальнего Востока и Восточного Забайкалья (Хабаровск, 1990 г.). 1990. Хабаровск: ХГГГП. 124 с. 38 схем.

НЕКОТОРЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ В ИЗМЕНЕНИЯХ ХАРАКТЕРИСТИК МАГНИТНОГО ПОЛЯ В МЕЛОВОМ ПЕРИОДЕ

А.Ю. Куражковский, Н.А. Куражковская, Б.И. Клайн
Геофизическая обсерватория «Борок» филиал Института физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, п. Борок, Ярославской обл., Россия, e-mail: ksasha @borok. yar.ru

SOME REGULARITIES IN MODIFICATIONS OF THE MAGNETIC FIELD CHARACTERISTICS IN THE CRETACEOUS

A.Yu. Kurazhkovskii, N.A. Kurazhkovskaya, B.I. Klain
Geophysical Observatory «Borok» of Schmidt Institute of Physics of the Earth, Russian Academy of Science, Borok, Yaroslavl oblast, Russia, e-mail: ksasha@ borok.yar.ru

Согласно современным представлениям поведение напряженности древнего геомагнитного поля связано с динамикой процессов, происходящих в ядре Земли. В связи с этим необходимость дополнения хроностратиграфической шкалы полярности данными о поведении палеонапряженности диктуется тематикой исследований, проводимых в рамках глубинной геодинамики (процессы в ядре, на границе ядро – мантия, их взаимосвязь с процессами на земной поверхности), а также исследованиями влияния интенсивности магнитных полей на живые организмы. По нашему мнению, исследование поведения палеонапряженности и совершенствование шкалы полярности должно проводиться на одном и том же фактическом материале. Это позволит избежать некоторых ошибок, возникающих при обсуждении взаимосвязи между поведением различных характеристик геомагнитного поля.

В настоящей работе проведено обобщение всех (авторских и известных из геофизической литературы) фрагментарных данных о напряженности геомагнитного поля мелового периода, на этой основе исследуются особенности в поведении палеонапряженности, связанные со сменой режимов полярности.

Для определения палеонапряженности нами использовались коллекции образцов осадочных пород из опорных разрезов мела Крыма, Кавказа, Среднего и Нижнего Поволжья (Ульяновская, Саратовская и Волгоградская области), собранных в разные годы в основном палеомагнитологами Саратовского университета (А.Ю. Гужиковым и др.).

Большая часть этих коллекций, собранных совместно палеомагнитологами и палеонтологами по методике «образец в образец», была ранее использована для био- и магнитостратиграфических построений (Аркадьев и др., 2010; Гужиков и др., 2002; Молостовский и др., 2003; Фомин и др., 2006; Ямпольская и др., 2004, 2006; Guzhikov et al., 1999, 2003). Данную работу можно рассматривать как продолжение этих комплексных стратиграфических исследований. Поведение палеонапряженности в интервале 85–89 млн лет (турон – коньяк) взято из работы (Cronin et al., 2001).

Изменения палеонапряженности идентифицировались нами с поведением параметра Rns=In/Irs, где In – величина естественной остаточной намагниченности образцов осадков, Irs – остаточная намагниченность насыщения. Значения палеонапряженности (H) рассчитывались по формуле: $H/Ho=Rns*P_{ср.}/Rns_{ср.}$ где Ho – значение современного геомагнитного поля в лаборатории (50 мкТл), $P_{ср.}$ – средний по мощности осадочной толщи коэффициент переосаждения, $Rns_{ср.}$ – среднее значение Rns по мощности осадочной толщи. Значения всех магнитных параметров измерялись после термической чистки, происходящей при температурах 250^{o}–350^{o}. Поскольку среднее значение напряженности современного земного магнитного поля обычно принимают равным 40 мкТл, то для построения графиков полученные значения палеонапряженности были умножены на 5/4. Для калибровки данных о палеонапряженности из работы (Cronin et al., 2001) использованы результаты ее определений, проведенные по термонамагниченным породам из базы данных PINT08 (http://www.geo.uu.nl/~forth/people/Andy/).

Как видно из рисунка, средние (за полярные интервалы) значения и амплитуда вариаций палеонапряженности изменялись хаотически. Тем не менее в поведении палеонапряженности можно обнаружить ряд особенностей, которые свойственны определенным интервалам геологического времени.

В берриасе – верхнем готериве средние (за полярный интервал) значения палеонапряженности и амплитуда ее вариаций, явным образом, не связаны с полярностью геомагнитного поля (они составляли, соответственно, 0.5Ho и 1Ho). В хроне M11 обнаружен интервал стабильной и относительно высокой палеонапряженности.

В верхнем готериве – апте интервалы прямой и обратной полярности начинают различаться по величине средних значений палеонапряженности. Во время прямой полярности палеонапряженность значимо (в среднем в два раза) выше, чем при обратной полярности. В хроне M3R стабильно низкие значения палеонапряженности перемежаются ее всплесками с максимальными значениями до 1Ho.

В верхнем барреме – сантоне в течение продолжительных интервалов прямой полярности происходило чередование устойчивых и нестабильных состояний напряженности геомагнитного поля. Во время устойчивых состояний напряженность геомагнитного поля была стабильно высокой, а ее вариации происходили с малой амплитудой. Нестабильность в поведении палеонапряженности проявлялась в увеличении амплитуды ее вариаций (до 4Ho). Нестабильные состояния напряженности геомагнитного поля либо завершались инверсией (сменой полярности), либо сопровождались кратковременными эпизодами, также связанными со сменой полярности магнитного поля. В течение маастрихта вариации палеонапряженности происходили с нарастающей амплитудой.

Из рисунка следует, что структура вариаций палеонапряженности изменяется в соответствии с изменением режима полярности. Согласно особенностям вариаций палеонапряженности (так же, как и режимам полярности) меловой период можно условно разделить, как минимум, на две не равные по продолжительности части: берриас – нижний готерив и верхний баррем – сантон. Интервал верхний готерив – нижний баррем, вероятно, является переходным от одного режима генерации геомагнитного поля к другому.

В трех случаях имеющиеся материалы позволяют сделать заключение об изменениях напряженности геомагнитного поля, происходящих при смене геологических веков (готерив – баррем, баррем – апт, маастрихт – даний). Во всех случаях эти изменения происходили одинаковым образом – в конце геологического века происходил всплеск палеонапряженности, а в начале ее значения были относительно низкими.

Рассмотренные материалы позволяют сделать заключение о том, что в меловом периоде в соответствии со сменой режимов полярности произошло изменение средних значений и структуры вариаций палеонапряженности. Во время гиперхрона преимущественно прямой полярности палеонапряженность в среднем была выше, чем при переменной полярности геомагнитного поля. Вариации палеонапряженности, происходящие в нижнем мелу (берриасе – готериве) с относительно постоянной амплитудой (до 1Но), в гиперхроне прямой полярности (барреме – сантоне) сменились чередованием стабильных и неустойчивых состояний геомагнитного поля. Во время стабильных состояний вариации палеонапряженности происходили с малой амплитудой до 0.5Но. При неустойчивом состоянии геомагнитного поля амплитуда вариаций палеонапряженности достигала 4Но. Ряд особенностей в поведении палеонапряженности, вероятно, может играть роль стратиграфических реперов. Такими реперами могут быть интервал стабильно высоких значений палеонапряженности в хроне М11 и чередование спокойных и нестабильных состояний геомагнитного поля в барреме – сантоне.

Работа выполнена при поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (грант № 08-05-00385-а).

Литература

Аркадьев В.В., Багаева М.И., Гужиков А.Ю., Маникин А.Г., Перминов В.А., Ямпольская О.Б. 2010. Био- и магнитостратиграфическая характеристика разреза верхнего берриаса «Заводская балка» (Восточный Крым, Феодосия) // Вестн. Санкт-Петербургского ун-та. Геология. География. Сер. 7. Вып. 2.

Гужиков А.Ю., Бирбина А.В., Копаевич Л.Ф., Вишневская В.С., Орлова Т.Б., Ямпольская О.Б. 2002. Опорный разрез границы альбского и сеноманского ярусов Саратовского Заволжья // Недра Поволжья и Прикаспия. Вып. 31. С. 21–29.

Молостовский Э.А., Богачкин А.Б., Гребенюк Л.В., Фомин В.А., Фролов И.Ю., Орлова Т.Б., Барабошкин Е.Ю., Кузнецова К.И. 2003. Новые данные по стратиграфии юрских отложений Среднего Заволжья по результатам комплексного изучения разреза опорной скважины №120 // А.В. Иванов, В.А. Мусатов (Ред.). Вопросы стратиграфии фанерозоя Поволжья и Прикаспия. Саратов: Изд-во Саратовского ун-та. С. 155–168.

Фомин В.А., Гончаренко О.П., Жуков А.Н., Маникин А.Г., Пименов М.В., Решетников М.В. 2006. Петромагнитная и минералогическая характеристика разреза верхнемеловых отложений села Пудовкино (Саратовский район) // Недра Поволжья и Прикаспия. Вып. 47. С. 37–45.

Ямпольская О.Б., Барабошкин Е.Ю., Гужиков А.Ю., Пименов М.В., Никульшин А.С. 2006. Палеомагнитный разрез нижнего мела Юго-Западного Крыма // Вестн. Московского ун-та. Сер. 4. Геология. №1. С. 3–15.

Ямпольская О.Б., Пименов М.В., Фомин В.А., Гужиков А.Ю., Яковишина Е.В., Бронникова Ю.А. 2004. Предварительные результаты изучения магнитных свойств пограничных отложений мела – палеогена Горного Крыма // Нургалиев Д.К. (ред.). Палеомагнетизм и магнетизм горных пород: теория, практика и эксперимент. Материалы международного семинара. Казань: Изд-во Казанского ун-та. С. 276.

Cronin M., Tauxe L., Constable C., Selkin P., Pick T. 2001. Noise in the quiet zone // Earth and Planetary Science Letters. V. 190. P. 13–30.

Guzhikov A.Yu., Baraboshkin E.Yu., Birbina A.V. 2003. New paleomagnetic data for the Hauterivian–Aptian deposits of the Middle Volga region: A possibility of global correlation and dating of time-shifting of stratigraphic boundaries // Russian Journal of Earth Sciences. V. 5. № 6. P. 1–30.

Guzhikov A., Eremin V. 1999. Regional magnetic zonality scheme for the berriasian-lower Aptian from the North Caucasus // Geodiversitas. V. 21 (3). P. 387–406.

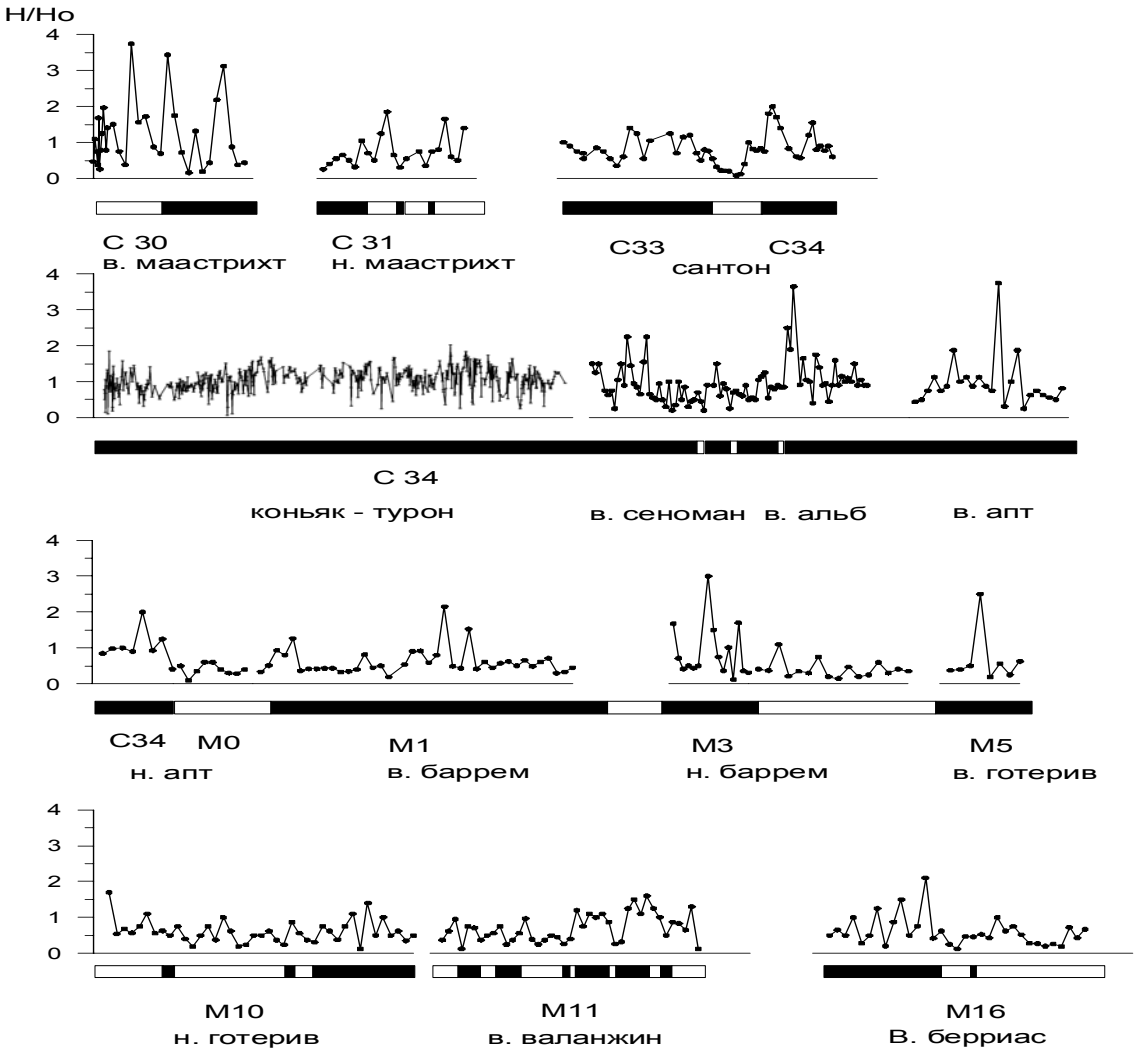


Рис. Фрагменты палеонапряженности и связанные с ними интервалы полярности мелового периода

ПАЛИНОСТРАТИГРАФИЯ ВЕРХНЕМЕЛОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ЮГА ЗАПАДНОЙ СИБИРИ

Н.К. Лебедева
Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН, Новосибирск, LebedevaNK@ipgg.nsc.ru

UPPER CRETACEOUS PALYNOSTRATIGRAPHY OF SOUTH PART OF WESTERN SIBERIA

N.K. Lebedeva
Trofimuk Institute of Petroleum Geology and Geophysics, Novosibirsk, LebedevaNK@ipgg.nsc.ru

Представлены результаты палинологического анализа верхнемеловых отложений некоторых районов юга Западной Сибири. Если для северных территорий этого региона в последние десятилетия получены новые данные по палиноморфам, разработана схема стратиграфического расчленения по диноцистам, дополнена и детализирована палинологическая характеристика морских верхнемеловых отложений, то последние публикации по палинологии южных территорий относятся к началу 80-х годов. Материалом для данной работы послужили скважина 8 Русско-Полянского района (Омский прогиб) и две скважины Бакчарского железорудного месторождения.

Скважина 8 расположена в пределах Омско-Ларьякской фациальной зоны (Решения…, 1991) и вскрывает покурскую, кузнецовскую, ипатовскую, славгородскую и ганькинскую свиты (Гнибиденко и др., 2008). На основании изменений в составе спор и пыльцы наземных растений установлено пять биостратонов в ранге слоев со спорами и пыльцой.

ПК I (инт. 590,5–500,5 м). Покурская свита (альб). В составе спор доминируют *Leiotriletes* spp., *Gleicheniidites* spp., *Cyathidites* sp. Многочисленны и разнообразны представители семейства Schizaeaceae. Присутствуют *Aequitriradites verrucosus*, *Ornamentifera echinata*, *Laevigatosporites ovatus*, *Matonisporites* sp., *Kuylisporites lunaris*, *Rouseisporites reticulatus*, *R. laevigatus*, *Lobatia involucrata* и др. Пыльца голосемянных представлена многочисленной двухмешковой пыльцой хвойных плохой сохранности, а также *Pinuspollenites* spp., *Alisporites* spp., *Phyllocladidites* sp., *Cedripites* sp., *Taxodiaceaepollenites hiatus*, *Ginkgocycadophytus* sp. Постоянно присутствует пыльца покрытосемянных: *Tricolpites* spp., *Retitricolpites* spp.

ПК II (инт. 500,5–382,0 м). Покурская, кузнецовская свиты. Среди спор преобладают *Gleicheniidites* spp., *Leiotriletes* spp., *Cyathidites* sp. Сопутствующие: *Laevigatosporites ovatus*, *Rouseisporites laevigatus*, *Taurocusporites reduncus*, *Camarozonosporites insignis*, *Ornamentifera echinata*, *Foveosporites cenomanicus*, *Aequitriradites verrucosus*, *Baculatisporites comaumensis*, *Velosporites triquetrus*, *Foraminisporis asymmetricus*, Polypodiaceae, *Stenozonotriletes radiatus* и др. Уменьшается количество и разнообразие Schizaeaceae. Состав пыльцы голосемянных существенно не меняется. Возрастает количество пыльцы покрытосе-

мянных (4–9 %): *Tricolpites* sp., *Retitrcolpites* sp., *Fraxinoipollenites constrictus*, *Menispermum turonicum*, *Vacuopollis* sp. Возраст отложений, вмещающих ПК II определен как сеноман-туронский.

ПК III (инт. 372,1–343,0 м). Ипатовская свита. Таксономический состав очень беден. Увеличивается разнообразие пыльцы покрытосемянных. Определены *Tricolpites* sp., *Triorites harrisii*, *Kuprianipollenites* sp., *Plicapollis retusus*, *P. serta*, *Causarinidites cainozoicus*, *Trudopollis* sp., *Triporopollenites plicoides*, *Pseudovacuopollis* sp., *Vacuopollis* sp., *Tricerapollis minimus*. В региональных стратиграфических схемах Западной Сибири (Решение…, 1991) для Омско-Чулымского района указывается нерасчлененный коньяк-сантонский ПК (СПК IX /3/), аналогичный вышеописанному по составу таксонов и соотношению отдельных компонентов.

ПК IV (инт. 339,9–311,2 м). Славгородская свита. Состав спор и пыльцы голосемянных снова становится более разнообразным, хотя существенных изменений по сравнению с ПК II не происходит. Количество пыльцы покрытосемянных увеличивается. Возрастает участие *Trudopollis* sp. (6–8%) и постоянным становится присутствие пыльцы бетолоидно-мирикоидного типа. Появляются *Proteacidites* sp., *Aquilapollenites* sp., *Nyssopollenites* sp., *Oculopollis* sp., *Mancicorpus* sp., *Nudopollis* sp. и др. ПК IV соответствует кампанскому комплексу СПК X /3/ (Решение…, 1991).

ПК V (инт. 309,9–274,2 м). Верхняя часть славгородской – ганькинской свиты. Количество и разнообразие наземных палиноморф значительно снижается за счет увеличения содержания морского микрофитопланктона. ПК V достаточно невыразителен по составу спор и пыльцы, однако в целом соответствует маастрихтскому палинокомплексу (СПК XI /3/).

Установлено пять биостратонов в ранге слоев с характерными комплексами диноцист (ДК).

Слои с Heterosphaeridium difficile-Chatangiella spectabilis (инт. 407,0–380,0 м). Кузнецовская свита. Характерн: *Surculosphaeridium longifurcatum*, *Heterosphaeridium difficile*, *Dorocysta* sp. A, *Alterbidinium* sp., *Chatangiella spectabilis*, *C. bondarenkoi*, *C. tripartita*, *C. serratula*, *Eurydinium saxoniense*, *Isabelidinium magnum* и др. Сопоставляется со слоями с Chatangiella spectabilis-Heterosphaeridium difficile среднего-верхнего турона Западной Сибири.

Слои с ДК II (инт. 372,1–343,0 м). Ипатовская свита. Чрезвычайно бедный комплекс. Увеличивается количество Chatangiella. Исчезают *Eurydinium*, *Heterosphaeridium difficile*, *Surculosphaeridium longifurcatum*, *Dorocysta* sp. A. Состав диноцист не позволяет судить о возрасте вмещающих пород. По положению в разрезе, на основании более представительных комплексов в выше- и нижезалегающих осадках можно предположить только широкий коньяк-сантонский возраст отложений.

Слои с Chatangiella manumii-Chatangiella vnigrii (инт. 339,9–311,2 м). Славгородская свита. Характерны *Chatangiella manumii*, *C. vnigrii*, *C. ditissima*, *Eisenackia* sp., *Laciniadinium arcticum*, *L. rhombiforme*, *Fromea chytra*, *Microdinium kustanaicum*, *Amphigymnium mitratum*, *Dinogymnium* spp. и др. Установленный комплекс сходен с кампанскими комплексами Полярного Предуралья и Усть-Енисейского района. В отличие от последнего в изученном ДК отсут-

ствуют крупные шиповатые формы хатангиелл, более разнообразны *Dinogymnium*. Установленный ДК сопоставляется с комплексом из слоев с Chatangiella manumii (разрез Кушмурун), датированным позднекампанскими аммонитами (Васильева, Левина, 2007).

Слои с Cerodinium diebelii (инт. 309,9–286,1 м). Верхняя часть славгородской – ганькинской свиты. Характерны *Cerodinium diebelii*, *Achomosphaera ramulifera*, *Cladopyxidium* spp., *Fromea chytra*, *Laciniadinium* spp., *Dinogymnium* sp., *Membranosphaera maastrichtica*, *Trithyrodinium quingueangulare*, *Microdinium kustanaicum*, *Palaeocystodinium golzowense*, *Chatangiella ditissima*, *Alterbidinium varium*, *Isabelidinium microarmum*, *I. belfastense*, *Triblastula utinensis* и др. Сопоставление комплекса с таковыми из различных регионов Арктической Канады, Северо-Западной Европы дает основание отнести интервал 309,9–286,1 к нижнему маастрихту, что согласуется и с данными по макрофауне.

Слои с Cerodinium speciosum-Palynodinium helveticum (инт. 288,4–274,2 м). Многочисленны *Cladopyxidium* spp., *Fromea chytra*. Сокращается количество хатангиелл, появляются: *Chatangiella biapertura*, *Areoligera coronata*, *Cerodinium speciosum*, *Palynodinium helveticum*. Появление *Cerodinium speciosum*, как показано в ряде публикаций, маркирует границу между нижним и средним маастрихтом. Установленный ДК аналогичен комплексу, описанному К. Киршем (Kirsch, 1991), из среднего маастрихта Верхней Баварии.

В центральной части Западной Сибири располагается крупнейший железорудный бассейн, одним из хорошо разведанных участков которого является Бакчарское месторождение (Томская область). Впервые проведены палинологические исследования морских верхнемеловых отложений этого района. Материалом послужили образцы керна скважин С-114 и С-124. Таксономический состав спор и пыльцы наземных растений в обеих скважинах оказался сходным, что позволило установить один палинологический комплекс.

ПК 1 (скважины С-114 (инт. 250–183 м), С-124 (инт. 224,2–182 м)). В составе спор преобладают *Leiotriletes* spp., *Gleicheniidites* spp., *Laevigatosporites ovatus*. Постоянными компонентами являются *Cyathidites* sp., *Stereisporites* spp., *Lycopodiumsporites* sp., Polypodiaceae (бобов., орнам.), *Osmundacidites* sp., сопутствующими: *Ornamentifera echinata*, *Taurocusporites reduncus*, *Appendicisporites* sp., *Cicatricosisporites* sp., *Stenozonotriletes radiates*, *Matonisporites* sp., *Camarozonosporites insignis*, *Velosporites* sp., *Baculatisporites comaumensis*, *Rouseisporites reticulatus* и др. Пыльца голосемянных представлена Coniferales gen. indet, а также *Taxodiaceaepollenites hiatus*, *Ginkgocycadophytus* sp., *Ephedripites costatus*, *Pinuspollenites* spp., *Podocarpidites* spp., *Phyllocladidites* sp., *Cedripites* sp., *Sequoiapollenites* sp. В составе пыльцы покрытосемянных доминируют *Tricolpites* spp., *Kuprianipollenites* sp., пыльца бетолоидно-мирикоидного типа. Присутствуют также *Retitricolpites* spp., *Vacuopollis* sp., *Trudopollis* sp., *Trudopollis protrudens*, *Proteacidites* sp., *P. tumidiporis*, *Aquilapollenites* sp., *A. quadrilobus*, *A. unicus*, *Orbiculapollis lucidus*, *Mancicorpus* sp., *Wodehouseia* sp., *Triorites harrisii* и др.

Установленный ПК соответствует кампан-маастрихтскому комплексу ганькинской свиты.

В изученных образцах присутствовал достаточно обильный и разнообразный микрофитопланктон (до 50%). Установлены два комплекса с диноцистами. В обоих многочисленна *Fromea chytra*, присутствуют *Leberidocysta* sp., *Laciniadinium arcticum*, *L. rhombiforme*, *Kallosphaeridium* ?*ringnesiorum*, *Hystrichosphaeridium tubiferum*, *Alterbidinium* spp., *Microdinium ornatum*, *Isabelidinium* spp., *I. cooksoniae*, *Chatangiella* spp., *C. spectabilis*, *Cladopyxidium* sp., *Microdinium* spp., *M. kustanaicum*, *Eisenackia* sp., *Trithyrodinium quingueangulare* и др.

ДК 1 (скважина С-114 (инт. 224–192 м), С-124 (инт. 224–188 м)). Характерны: *Trithyrodinium suspectum*, *Chatangiella niiga*, *C. vnigrii*, *C. serratula*, *C. bondarenkoi*, *C. tripartita*, *Rhiptocorys veligera*, *Isabelidinium microarmum*, *I. belfastense*, *I. rectangulatum*, *Dinogymnium* spp. и др.

ДК 1 по составу диноцист сопоставляется с кампанскими комплексами Западной Сибири.

ДК 2 (скважины С-114 (инт. 190–187 м), С-124 (инт. 188–183 м)). Сокращается количество хатангиелл. Характерны *Cerodinium diebelii*, *Achomosphaera ramulifera*, *Fromea chytra*, *Cladopyxidium* spp., *Membranosphaera maastrichtica*, *Microdinium kustanaicum*, *Palaeocystodinium golzowense*.

Появление *Cerodinium diebelii* и *Palaeocystodinium golzowense* и сходство с маастрихтскими западносибирскими комплексами диноцист позволяет датировать отложения из указанных интервалов маастрихтом.

Проведен комплексный палинологический анализ (споры, пыльца, диноцисты, акритархи, празинофиты, зигнемовые водоросли) верхнемеловых отложений из трех скважин юга Западной Сибири, обоснован возраст осадков, выявлены сходство и различия таксономического состава морских и наземных палиноморф, что дало возможность сделать биофациальные наблюдения.

Работа подготовлена при поддержке грантов РФФИ № 09-05-00210 и РАН № 15.

Литература

Решение 5-го Межведомственного регионального стратиграфического совещания по мезозойским отложениям Западно-Сибирской равнины. 1991. Тюмень: ЗапСибНИГНИ. 54 с.

Гнибиденко З.Н., Лебедева Н.К., Доля Ж.А. 2008. Магнитостратиграфический и палинологический анализ меловых отложений по скважине 8 Русско-Полянского района (юго-восточная часть Западной Сибири) // Меловая система России и ближнего зарубежья: проблемы стратиграфии и палеогеографии: материалы IV Всероссийского совещ. Новосибирск: Изд-во СО РАН. С. 58–61.

Васильева О.Н., Левина А.П. 2005. Органикостенный фитопланктон в верхнемеловых и палеогеновых отложениях разреза Кушмурун Тургайского прогиба (Казахстан) // Бюл. МОИП, отд-ние геологии. Т. 82. Вып. 2. С. 40–55.

Kirsch K.-H. 1991. Dinoflagellatenzysten aus der Obekreide des Helvetikums und Nordultrahelvetikums von Oberbayern // Abh. Munchner Geowiss. A. 22. P. 1–306.

ПЕРВЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ КОМПЛЕКСНЫХ ПАЛЕОНТОЛОГО-СТРАТИГРАФИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ ДИНОЗАВРОВЫХ МЕСТОНАХОЖДЕНИЙ В ДОЛИНЕ Р. БОЛЬШОЙ ТЕРЕХТЮЛЬ (КРАСНОЯРСКИЙ КРАЙ, РОССИЯ)

С.В. Лещинский[1], К.П. Лялюк[2], С.В. Иванцов[3]
[1]*Томский государственный университет, Томск, sl@ggf.tsu.ru*
[2]*Томский государственный университет, Томск, kostescha@ggf.tsu.ru*
[3]*Музей Природы и Человека, Ханты-Мансийск, stepan_ivantsov@mail.ru*

INITIAL RESULTS OF COMPLEX PALEONTOLOGO-STRATIGRAPHIC INVESTIGATIONS OF DINOSAUR LOCALITIES IN THE VALLEY OF THE BOLSHOY TEREKHTYUL RIVER (THE KRASNOYARSK REGION, RUSSIA)

S.V. Leshchinskiy[1], K.P. Lyalyuk[2], S.V. Ivantsov[3]
[1]*Tomsk State University, Tomsk, sl@ggf.tsu.ru*
[2]*Tomsk State University, Tomsk, kostesha@ggf.tsu.ru*
[3]*State Museum of Nature and Man, Khanty-Mansiisk, stepan_ivantsov@mail.ru*

Река Большой Терехтюль является правым притоком р. Большой Кемчуг (Красноярский край), принадлежащей бассейну р. Чулыма. Впервые остатки наземных позвоночных раннего мела здесь найдены в 2001 г. (Терехтюль-1), когда в Сибири был открыт новый «динозавровый» район (Лещинский, Файнгерц, 2001). Позднее, в 2005 г. при кратковременном поисково-разведочном маршруте обнаружено новое местонахождение (Терехтюль-3) вблизи д. Алексеевка. В 2009 г. палеонтологической экспедицией ТГУ в том же районе обнаружены еще два объекта – Терехтюль-2 и 4. Все местонахождения приурочены к образованиям илекской свиты (валанжин – альб?), прекрасные выходы которых периодически обнажаются на правом борту речной долины.

В 2009 г. проведено детальное описание разрезов местонахождений Терехтюль-3 и 4 с отбором образцов для микропалеонтологических исследований. Ниже в сокращенном виде представлен разрез Терехтюль-3 (56°38′ с.ш., 91°59,4′), расположенный в 1 км ниже по течению от д. Алексеевка (нежилая). Точка наблюдения находилась в верхней по течению части обнажения (общая длина ~ 300 м). Описание проведено вверх от уреза воды (альтитуда ~ 244,5 м, в межень – на 1 м ниже).

1. Алеврит плотный темно-серый с оливковым оттенком. Видимая мощность – более 0,7 м. Кровля четкая, волнистая, с явными признаками размыва.

2. Песок разнозернистый светло-коричневый с серым оттенком. Текстура в целом тонко- (1–30 мм), горизонтально-слойчатая. Встречаются прослои окатышей (до 16 см) темно-серого алеврита, фрагменты углефицированной древесины (до 10 см), тонкие прослои и линзочки углефицированного растительного детрита (УРД). Мощность (М) ~ 2,7 м. Кровля ясная, неровная.

3. Песок мелкозернистый светло-серый с оливковым оттенком. Текстура в подошве массивная, переходящая в тонкую горизонтально- и косослойчатую (аз.

пд. ~ 330°, угол – до 25°). Слойчатость (1–5 мм) подчеркнута УРД и чешуйками биотита. М. ~ 1,8 м. Кровля ясная, неровная.

4. Песок мелко-, среднезернистый коричневато-серый. Текстура массивная. Выявлено два прослоя с горизонтальной (0,15 м) и косой (0,6 м) слойчатостью, окатышами (до 15 см) темно-серого алеврита и УРД. М. ~ 2 м. Кровля неясная, неровная.

5. Песок среднезернистый светло-серый с оливковым оттенком. Текстура в подошве массивная, переходящая в тонкую горизонтально- и косослойчатую. Изредка встречаются окатыши (до 4 см) темно-серого алеврита. М. ~ 1,9 м. Кровля нечеткая.

6. Песок среднезернистый светло-серый с оливковым оттенком (в верхней части – рыжеватым). Наблюдается чередование прослоев и линз с косослойчатой и диагонально-слойчатой текстурами. Азимуты и углы падения косых слойков в нижней и верхней частях слоя ~ 232° и 21° и 156° и 13° соответственно. Слойки выражены окатышами (до 11 см) темно-серого алеврита и древесного угля. М. ~ 5 м. Кровля нечеткая.

7. Песок мелко-, среднезернистый светло-серый с оливковым оттенком. В отложениях большое количество мелких и крупных окатышей (до 40×25 см) темно-серого глинистого алеврита. Текстура линзовидная и горизонтально-слойчатая, подчеркивается УРД, слойками темно-серой глины и чешуйками мусковита. М. ~ 6,7 м. Кровля нечеткая, неровная.

8. Песок мелко-, тонкозернистый светло-серый с оливковым оттенком, в верхней части переходит в темно-серый алеврит с зеленовато-коричневым оттенком. Текстура горизонтально-слойчатая и линзовидная, подчеркивается УРД, слойками темно-серой глины и чешуйками мусковита. М. ~ 5,2 м. Кровля нечеткая, неровная.

9. Песок глинистый мелко-, среднезернистый темно-серый с оливковым оттенком. Текстура горизонтально-слойчатая (выражена слойками темно-серой глины и чешуйками мусковита), переходящая в массивную. По всему слою встречаются окатыши (до 10 см) темно-серого глинистого алеврита. М. ~ 1,8 м. Кровля неясная – возможно согласное залегание.

10. Глина светло-серая горизонтально-слойчатая. М. ~ 0,15 м. Кровля (коричневая из-за окислов Fe) четкая, горизонтальная – согласное (?) залегание.

11. Песок глинистый мелкозернистый светло-серый с зеленовато-бурым оттенком. Текстура пятнистая (из-за рассеянного УРД). Видимая мощность более 1,4 м. Кровля четкая, неровная – стратиграфическое несогласие.

12. Четвертичный делювиально-коллювиальный разнозернистый светло-серый песок и комковатая серо-коричневая супесь с темно-серая песчанистая супесью вверху (современный почвенный горизонт). Видимая мощность ~ 0,8 м.

Анализ разреза предполагает дельтовый (надводная часть) генезис раннемеловой толщи. Так, текстурные признакам отложений (элементы залегания, неровные поверхности напластований, окатыши темно-серого алеврита, вероятно, происходящие из нижней видимой части разреза) указывают на глубокие размывы геологических тел блуждающими водными потоками. Существовавшие потоки на поверхности дельты, вероятно, в пики максимальной полноводности были весьма обширными и перемещали огромное количество терригенного материала.

Промывка отложений на ситах с ячеей 0,5 и 1 мм показала, что почти весь представленный разрез перспективен для поисков остатков позвоночных. Особенно ими насыщены прослои с глинистыми окатышами (слои 2, 4 и 6), где массово обнаружены чешуя рыб (палеонисков), фрагменты челюстей ящериц, пластинки панцирей черепах, кости и зубы крокодилов, птерозавров, динозавров (стегозавров, теропод, завропод) и зверообразных рептилий (тритилодонтов). Аналогичная картина наблюдается в разрезах Терехтюль-1, 2 и 4. Выявленный комплекс, в общем, тождественен описанным ранее из местонахождений на реках Кия и Большой Кемчуг (Лещинский и др., 2003; Averianov et al., 2002, 2006).

Палинологический анализ, проведенный для всей нижнемеловой толщи, в целом показал слабое насыщение спорами и пыльцой. В составе мацератов присутствует большое количество минеральных зерен разного размера, немного палинодебриса, часты фрагменты покровных тканей. Тем не менее в двух образцах (слои 2 и 8) выявлено достаточное количество миоспор (156 и 12 соответственно) для предварительной палеогеографической реконструкции. В первом образце преобладают споры (57%) хорошей сохранности, пыльцевые зерна (35%) часто смятые и разорванные, мало водных форм (8%). Во втором встречено 6 спор, 4 пыльцевых зерна, 2 водные формы хорошей степени сохранности. Состав палиноспектров позволяет объединить их в палинокомплекс (ПК), который имеет сходные черты с ПК, выделенным из отложений илекской свиты в скважине 5 Чулымо-Енисейского стратиграфического района (Берзон, Смокотина, 2008). Для ПК с Большого Терехтюля, как и для ПК скважины 5, характерно преобладание среди спор юрских форм-реликтов: *Leiotriletes* spp., *L.* тип Hausmannia, *Cyathidites* spp., но меньше *Osmundacidites* spp. (*O. jurassica* (K.-M.) Kuzitch.), также мало *Stereisporites* sp., *Lycopodiumsporites* sp., *Tripartina variabilis* Mal., Dipteridaceae. Отличается отсутствием спор Densoisporites *velatus* Weyl. et Krieg., *Hymenozonotriletes bicycla* (Mal.) Sach. et Fradk., *Lophotriletes torosus* Sach. et all, Salviniaceae, *Polypodisporites,* многочисленных в скважине 5. Однако присутствуют единичные споры Dicksoniaceae, cf. *Camptotriletes* sp., *Obtusisporites junctus* Pocock, *Klukisporites* s.l. В обоих ПК присутствуют единичные представители меловой палинофлоры *Gleicheniidites* spp., *Foveosporites* sp. Пыльцевые части ПК практически одинаковые: преобладают Pinaceae (*Piceaepollenites* spp., *Pinuspollenites* spp.) и *Ginkgocycadophytus* spp., мало *Podocarpidites* spp., единичны *Cycadopites* spp., *Quadraeculina limbata* Mal., *Classopollis* spp. В палиноспектре образца слоя 2 с Большого Терехтюля присутствует малое количество пыльцы *Eucommiidites troedssoii* Erdtm. и микрофитопланктон средней степени сохранности: *Leiosphaeridia*, диноцисты, *Pterospermella*, *Schizosporis* sp.

Результаты палинологического анализа подтверждают раннемеловой возраст и дельтовый генезис отложений илекской свиты в Кемчугском бассейне. Надводная часть дельтовой равнины, вероятно, покрывалась зарослями разнообразных папоротников, при этом восточная часть (район скважины 5) представляется более возвышенной, что хорошо согласуется с предыдущей реконструкцией (Лещинский, Файнгерц, 2001). Полученные данные впервые характеризуют отложения, непосредственно вмещающие остатки раннемеловых континентальных позвоночных на территории Западной Сибири. Наиболее известные на сегодняшний день местонахождения шестаковского комплекса, расположенные в

200–250 км к юго-западу, к сожалению, пока остаются флористически «немыми», несмотря на то что в отложениях илекской свиты бассейна р. Кии также выявлены спорово-пыльцевые комплексы в разрезах нескольких скважин (Портнова, 1961). Микрофаунистический анализ (проведен А.С. Андреевой – лаборатория микропалеонтологии Томского государственного университета) отложений разреза Терехтюль-3 дал отрицательный результат.

Полученные новые данные вновь указывают на то, что Чулымо-Енисейский район в раннем мелу являлся транзитной территорией для основной массы терригенного материала, поступающего с юго-востока в центральные районы Западно-Сибирского осадочного бассейна. Данная территория, вероятно, являлась своеобразной природной лабораторией, где по берегам долгоживущих водотоков были сконцентрированы основные биотопы. В настоящее время в Чулымо-Енисейском районе уже обнаружено 15 местонахождений динозавровой фауны. Очевидно, это лишь малая доля из того, что может быть открыто в ближайшие годы на данной территории, где необходимо акцентировать исследования, направленные на комплексное изучение раннемелового этапа развития всего западносибирского региона.

Авторы благодарят Д.Е. Лунёву, А.В. Ахтерякову, И.В. Зенина, студентов геолого-географического факультета ТГУ и коллектив Краевого ГУ «Дирекция по особо охраняемым природным территориям Красноярского края» за помощь при работах.

Работа поддержана грантом РФФИ (проект № 10-04-01350).

Литература

Берзон Е.И., Смокотина И.В. 2008. Сопоставление меловых отложений юго-восточной окраины Западно-Сибирской плиты по опорным скважинам // Палинология: стратиграфия и геоэкология. Сб. науч. тр. XII Всероссийской палинологической конф. СПб.: ВНИГРИ, Т. III. С. 114–120.

Лещинский С.В., Аверьянов А.О., Файнгерц А.В. и др. 2003. Новое местонахождение раннемеловых млекопитающих в Западной Сибири // Докл. РАН. Т. 391. № 3. С. 1–4.

Лещинский С.В., Файнгерц А.В. 2001. Окрытие нового «динозаврового» района в Сибири (результаты поисково-разведочных работ 2000-2001 гг.) // Эволюция жизни на Земле. Материалы II Международного симп. Томск: НТЛ, С. 437–447.

Портнова Е.А. 1961. Меловые спорово-пыльцевые комплексы юго-западной части Чулымо-Енисейского района // Решения и тр. межведомственного совещ. по доработке и уточнению унифицированной и корреляционной стратиграфических схем Западно-Сибирской низменности. Л.: Гостоптехиздат. С. 178–183.

Averianov A.O., Voronkevich A.V., Leshchinskiy S.V. et al. 2006. Ceratopsian dinosaur Psittacosaurus sibiricus from the Early Cretaceous of West Siberia, Russia and its phylogenetic relationships // J. Syst. Palaeont. № 4 (4). P. 359–395.

Averianov A.O., Voronkevich A.V., Maschenko E.N., et al. 2002. A sauropod foot from the Early Cretaceous of Western Siberia, Russia // Act. Palaeont. Polon. Vol. 47. № 1. P. 117–124.

ЗНАЧЕНИЕ МОРСКИХ ЕЖЕЙ НАДОТРЯДА SPATANGACEA ДЛЯ РАСЧЛЕНЕНИЯ И КОРРЕЛЯЦИИ НИЖНЕМЕЛОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ОБЛАСТИ ТЕТИС

С.В. Лобачева
ФГУП Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П. Карпинского

AN IMPORTANCE OF SPATANGACEA SUPERORDER ECHINOIDS FOR DISTINGUING AND CORRELATION OF THE LOWER CRETCEOUS DEPOSITS OF TE TETHYS

S.V. Lobacheva
Federal State Unitary Enterprise «A.P. Karpinsky Russian Geologycal Research Institute»

Морские ежи широко распространены в отложениях нижнего мела Тетической палеобиогеографической области. Наличие сложно построенного внутреннего скелета дает возможность прослеживать на ископаемом материале эволюционные изменения и использовать их для расчленения и корреляции отложений.

Как известно, первые представители надотряда Spatangocea появились в юрское время, были немногочисленны и представлены дизастерными формами (сем. Colliritidae и Disasteridae). Многие морфофункциональные изменения ранних спатангоцей были обусловлены переходом к зарывающемуся образу жизни. При этом происходило перемещение перипрокта и задних окулярных пластинок с вершинами амбулакров назад, а перипрокта – вперед и др. (Соловьев, 1989).

В начале мела, в берриасское время, произошли существенные изменения в развитии морских ежей как отряда Holasteroida, так и Spatangoida. Своеобразие берриасского комплекса проявилось в его переходном характере. В берриасе появились представители отряда Halesteroida (сем. Halasteridae) и отряда Spatangoida (сем. Toxasteridae) – морские ежи с сомкнутым апикальным полем. Род Holaster L.Ag. имеет гаплостермальный пластрон и непеталоидные амбулакры, его представители существовали до конца мела. Различные виды этого рода характеризуют определенные интервалы нижнемелового разреза (схема 1): *Holaster cordatus* Dub. – берриас – валанжин (Крым, Мангышлак); *H. intermedius* L. Ag. – готерив (С. Кавказ, Швейцария); *H. benstedi* Forbes – баррем – апт (Мангышлак, С. Кавказ, Великобритания); *H. prestensis* Lor. – апт (запад Средней Азии); *H. latissimus* L. Ag. – верхний апт – нижний альб (Копетдаг, Туаркыр, Франция); *Cardiaste caroli-magni* Schlut. – верхний альб, зона Stolizkaia dispar (Копетдаг, Туаркыр, Мангышлак, Германия).

В берриасе появляются представители семейства Toxasteridae (отряд Spatangoida). Первые спатангоиды с сомкнутым апикальным полем, которые представляют собой интересную группу спатангид отличающуюся высокими темпами развития и широким географическим распространением (в нижнем мелу известно около сорока видов), были приурочены к мергельным глинисто-

изветсковистым фациям («спатанговые мергели»). Первые токсастеры из группы granosus были широко распространены в берриасе тетической области – Мангышлак, Копетдаг, С. Кавказ, Крым, Болгария, Югославия, Швейцария, Испания, Португалия, Алжир и Марокко. Наблюдается последовательный ряд сменяющих друг друга видов рода Toxaster (Lambert в работе М. Жинью, 1952): *T. granosus* d'Orb. и близкие ему виды (обладали гаплостеральным пластроном и слабо изогнутыми парными амбулакрами), характерны лишь для берриасских отложений – Крым, Северный Кавказ, Копетдаг, Мангышлак. В готериве наблюдается наибольшее разнообразие токсастерид. Они обладали уже более совершенным протамфистернальным пластроном, этмофрактным апикальным полем, изгнутыми парными албулакрами, широкими поровыми зонами – *Toxaster holasteroides* Lamb. (нижний готерив Большого Балхана, Крыма, Северного Кавказа, Алжира); *Toxaster retusus* Lamb. (руководящий вид верхнего готерива Крыма, Северного Кавказа, Копетдага, Большого Балхана, Франция, Швейцария, Марокко); *Toxaster amplus* Desor (готерив Северного Кавказа, Франции, Швейцарии, Марокко); *Toxaster exilis* Loriol (баррем Большого Балхана, Копетдага, Северного Кавказа, Португалии Швейцарии); *Toxaster ricordeanus* d'Orb. (верхний баррем – нижний апт Копетдага и Франции).

В конце готерива – в нижнем барреме появляется боковая ветвь токсастерид – род Heteraster d'Orb. – токсастериды с гетерогенными амбулакрами и удлиненными неравномерно расположенными порами. Они обладают крупными высокими панцирями с округленными краями. Распространены они повсеместно на Кавказе (Азербайджан, Грузия, С. Кавказ), в районах запада Средней Азии, Венгрии, Швейцарии и др. регионах, где их панцири образуют массовые скопления в нижнебарремских известняках.

Значительным событием в эволюции токсастерид явилось появление в позднем барреме первого представителя рода Epiaster d' Orb. – *Epiaster toxasteroides* Poretz. et Lobatsch. Он обладает морфологическими признаками, свойственными как роду Toxaster, так и роду Epiaster, что свидетельствует о филогенетических связях между этими родами и о переходном характере вида E. toxasteroides. Панцири этого вида образуют значительные скопления в верхнебарремских и нижнеаптских отложениях на западе Средней Азии. Позднее они были встречены в верхнем барреме и нижнем апте С. Кавказа и в верхнем барреме Грузии. Они приурочены к мергелям, глинистым известнякам и известково-глинистым алевролитам. Особенно многочисленны их скопления в верхнем барреме (слои с Colchidites в ущелье Чалсу, в З. Копетдаге, в зоне Turkmenicum ур. Текеджик, Туартыр, в той же зоне в ущелье Утулуджа, Б. Балхан). Для этих же слоев верхнего баррема и нижнего апта характерен вид *Toxaster collegnii* Sism., своеобразная форма рода Toxaster, внешне близкая к виду *E. toxasteroides*, но отличающаяся более узкими и сильнее изогнутыми передними парными амбулакрами, перистомой, высоким положением и четкой субанальной ареей. Он встречен также на С. Кавказе, в Грузии и широко известен в нижнем апте Франции и Швейцарии, где Ламбертом была выделена зона T. collegnii.

Дальнейшие эволюционные изменения на протяжении апта и альба демонстрируются сменяющими друг друга по разрезу видами рода Epiaster (см. схему) – *E. prior* Lor. (нижний и средний апт запада Средней Азии, Франции,

Швейцарии и др.), *E. polygonus* L.Ag. (верхний апт – нижний альб Копетдага, Швейцарии), *E. kemali* Weber (средний и верхний альб Копетдага и Туаркыра). Последний вид является переходным к роду Hemiaster, от которого их отличает лишь отсутствие фасциоли. Появление в альбе семейства Hemiasteridae – новый этап в развитии спатанговых морских ежей.

Раннемеловая эпоха являлась существенным этапом в развитии надотряда Spatagocea, когда были заложены корни многих семейств и родов, пышный расцвет которых характерен для позднемеловой эпохи.

Морские ежи нижнего мела важны для определения возраста вмещающих отложений, их расчленения и корреляции на территории области Тетис, несмотря на переходный характер и незначительное таксономическое разнообразие по сравнению с их таксономическим разнообразием в верхнем мелу.

Литература

Жинью М. 1952. Стратиграфическая геология. М.: Изд-во иностранной литературы. С. 361–368.

Лобачева С.В. 2007. Раннемеловые морские ежи восточной части области Тетис // Бюл. МОИП. Отд-ние геологии. Т. 82. Вып. 2. С. 82–83.

Соловьев А.Н. 1989. Новый род морских ежей Eocholaster (Spatangoida, Holasteridae) из берриаса // Проблемы изучения ископаемых и современных иглокожих. Таллин. С. 148–155.

Схема расчленения нижнемеловых отложений Крыма, Кавказа и Средней Азии по морским ежам надотряда Spatangacea

ЮРСКО-МЕЛОВЫЕ ФОСФОРИТОНОСНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ РЕСПУБЛИКИ КОМИ

С.В. Лыюров, Л.А. Селькова
Институт геологии КНЦ УрО РАН Сыктывкар, lsv@geo.komisc.ru, selkova@geo.komisc.ru

JURASSIC-CRETACEOUS PHOSPORITE DEPOSITE OF THE REPUBLIC OF KOMI

S.V. Lyurov, L. A. Selkova
Institute of Geology of Komi SC of Ural Division of RAS, Syktyvkar, Russia, lsv@geo.komisc.ru, selkova@geo.komisc.ru

Меловые фосфоритоносные отложения в Республике Коми установлены в бассейне рр. Усы, Сысолы и Ижмы.

В бассейне р. Усы И.Ф. Федоровым установлена Сейдинская фосфоритоносная площадь, открытая при поисковом и картировочном бурении на уголь. Дальнейшее изучение проводилось Л.В. Мигуновым. Представлена отложениями верхнего мела (сантонский ярус). Возраст отложений установлен по наличию двустворок *Pterria* (*Oxitoma) tenuicostata* Roem. Повышенные содержания фосфорного ангидрита P_2O_5 (до 12%) отмечены лишь по единичным пробам. Среднее содержание его не превышает 1–2%. В стратиграфическом разрезе фосфатоносные прослои располагаются на разных уровнях, не образуя выдержанных горизонтов. Общая мощность отложений достигает 230 м (обычно 50–70 м). Общие перспективы фосфоритоносности Сейдинской фосфоритоносной площади признаны малоблагоприятными (Илларионов и др., 1987; Лыюров, 2000).

В бассейне р. Сысолы наиболее известно Койгородское месторождение фосфоритов, расположенное в окрестностях с. Койгородка. Открыто в 1935 г. А.К. Шенкманом. В дальнейшем исследования проводились Л.Я. Гольдиным и А.Я. Петренко. Фосфоритоносными являются берриасс-нижневаланжинские отложения нижнего мела, с несогласием залегающие на отложениях верхней юры. Возраст отложений устанавливается по комплексу фораминифер *Recurvoides* aff. *valanginicus – Trochammina praegyroidiniformis*, а также на основании палинологических исследований. Для палиноспектров из этих отложений характерно преобладание спор глейхениевых, а также наличие спор схизейных папоротников с ребристой структурой тела. В пределах Койгородского месторождения фосфоритов выделено 3 участка: Погостский, Модшорский и Лопырихинский. Фосфоритовый горизонт изменяется в пределах от 0,1 до 0,45 м. Фосфориты находятся в виде желваков, фосфоритового гравия или фосфоритного конгломерата. Содержание фосфорного ангидрита – 11,6–20,6%. Запасы фосфоритов составляют 0,86 млн т. В небольших объемах Койгородское месторождение фосфоритов разрабатывалось в 1942 г. (Лыюров, 1999).

Ижемская фосфоритоносная площадь связана с отложениями кимериджского (реже) – волжского ярусов верхней юры и берриасского – валанжинского ярусов нижнего мела. Известна с 1961 г. по результатам геологической съемки

под руководством В.Я. Василенко. Фосфориты здесь присутствуют в виде фосфатизированного детрита, карбонатно-фосфатных и фосфатных конкреций (присущих меловым отложениям) и фосфоритовых конкреций, характерных для отложений верхней юры.

Возраст отложений установлен по соответствующим находкам руководящих двустворок, реже – аммонитов и белемнитов, а также по комплексам фораминифер. Качество фосфоритов среднее (содержание P_2O_5 редко превышает 10%) Но в бассейне р. Ижмы встречаются обнажения нижнемеловых отложений со скоплениями конкреций фосфоритов до 40 шт./м^2, мощностью «продуктивного пласта» до 1,7 м при содержании фосфорного ангидрита до 16%.

Наиболее перспективным из верхнеюрских фосфоритов считается Максара-Пижминский участок, для изучения которого требуются специализированные работы. Его прогнозные ресурсы оцениваются в 125 млн т, при среднем содержании фосфорного ангидрита 17,3% (Илларионов и др., 1987). Фосфориты можно добывать открытым способом.

Наиболее известное и долгие годы успешно разрабатываемое Верхнекамское месторождение фосфоритов, расположенное в южной части Сысольской котловины, территориально принадлежит Кировской области. В 2002 г. здесь проводилась добыча фосфоритов, но уже тогда предприятие, занимающееся этим, было на грани банкротства. В настоящее время о судьбе Верхнекамского фосфоритового рудника нет сведений. Возраст отложений, откуда добывается фосфоритовый концентрат, аналогичен отложениям Койгородского месторождения.

Литература

Илларионов В.А, Василевский Н.Д., Павлов А.М. 1987. Фосфориты // Агроминеральное и горно-химическое сырье Европейского северо-востока СССР. Сыктывкар. С. 5–25.

Лыюров С.В. 1999. Койгородское месторождение фосфоритов // Респ. Коми: Энциклопедия Сыктывкар: Коми книжное изд-во. Т. 2. С. 92.

Лыюров С.В. 2000. Сейдинская фосфоритоносная площадь // Респ. Коми: Энциклопедия Сыктывкар: Коми книжное изд-во. Т. 3. С. 29.

ДЕТАЛЬНАЯ СТРАТИГРАФИЯ ФЛИШЕВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

Т.В. Любимова[1], Н.А. Бондаренко[2]
[1]*ГУП «Кубаньгеология», Краснодар, kubgeomon_geol@mail.ru*
[2]*Кубанский государственный университет, Краснодар, nik_bond@mail.ru*

DETAILED STRATIGRAPHY OF FLYSCH FORMATION

T.V. Lyubimova[1], N.A. Bondarenko[2]
[1]*State Unitary Enterprises «Kuban'geologiya», Krasnodar, kubgeomon_geol @mail.ru*
[2]*Kuban State University, Krasnodar, nik_bond@mail.ru*

Настоящая работа является продолжением начатых ранее исследований в области петромагнетизма флишевых пород (Любимова, 2003; Любимова, Бондаренко, 2005; Любимова, Бондаренко, 2006). Литологическая характеристика свит в разрезах приводится по данным С.Л. Афанасьева (1992). Пробы пород подвергались измерениям естественных и искусственных магнитных характеристик. К первым относится модуль естественной остаточной намагниченности (Jn), а ко вторым, то есть полученным после изменения естественного магнитного состояния породы, – остаточная намагниченность насыщения (Jrs), разрушающее поле остаточной намагниченности насыщения (H'cs) и прирост магнитной восприимчивости (Δæ).

Восточно-Дивноморский разрез

Он расположен на берегу Черного моря у восточной окраины Дивноморска. Начало разреза – в двух километрах северо-западнее п. Джанхот.

Пенайская свита (K_2рп). Сложена среднеалевритовыми (16%) слабоизвестняковыми (72% $CaCO_3$) мелкоритмичными (16 см) тонкосилтовыми биогенными отложениями: чередующимися светло-серыми глинистыми биогенными известняками (44%), слабоалевритистыми глинистыми (22%) и известковистыми мергелями (18%), калькаренитами (16%). Мощность свиты – 163 м. Три подсвиты. Нижняя (55 м) характеризуется пониженной долей биогенных известняков (38%). Средняя подсвита (53 м) отличается циклитами повышенной мощности (18 см), высоким содержанием песчаников (8%). В верхней подсвите (55 м) преобладают биогенные породы. Позднекампанский возраст определяется находками фораминифер, а также *Pseudoffaster caucasicus Dru, Globotruncana arca (Cushman).*

В целом породы этой свиты характеризуются слабой магнитностью ($Jn_{ср}$=0,8 нТл, $Jrs_{ср}$=39,7 нТл, $H'cs_{ср}$=46,9·10^3А/м и $Δæ_{ср}$=8,7·10^{-5}ед. СИ). При этом практически неинформативными оказались распределения значений по разрезу Jn, H'cs и Δæ, и напротив, более отчетливую дифференциацию дали ряды значений Jrs. Максимальную однородность для всех литотипов проявили значения H'cs – 43,5–50·10^3А/м. Значения Jn также варьируют в узком интервале от 0,1 до 1,6 нТл. Магнитная восприимчивость образцов после нагрева несколько возрастает, однако значения Δæ остаются невысокими и однородными: 6–10·10^{-5}ед. СИ. Стратиграфические вариации величин Jrs описываются более дифференцированно. Наименьшие значения этого показателя характерны для известняков

(8,5–11,6 нТл), несколько большие – у мергелей (10–24,6 нТл), а максимальные – у песчаников (29,7–55,8 нТл). При этом в каждой подсвите имеются слои пород, в основном песчаники, с аномальными значениями, которые отражают тем самым событийность процессов флишеобразования и могут служит петромагнитными реперами.

Бединовская свита (K_2bd). Представлена среднеалевритовым (12%) очень слабоизвестняковым (68% $CaCO_3$) среднеритмичным (21 см) биогенным тонким инфрафлишем: переслаиванием темно-серых известковистых (26%) и глинистых мергелей (24%), известняков (38%) и калькаренитов (12%), реже глин (0,2%) и килов (0,1%). Мощность свиты – 215 м. Две подсвиты. Нижняя (88 м) характеризуется повышенным содержанием глинистых мергелей (34%). Верхняя подсвита (128 м) отличается высоким содержанием аяксов (43%), низкой долей глинистых мергелей (18%) и умеренными по мощности циклитами (22 см). Позднекампанский возраст определен находками *Globotruncana morozovae Vass.*

Петромагнитные показатели пород этой свиты имеют следующие значения $Jn_{ср}$=0,7 нТл, $Jrs_{ср}$=31,3 нТл, $H'cs_{ср}=51,3\cdot10^3$А/м и $\Delta æ_{ср}=54,04\cdot10^{-5}$ед. СИ. Петромагнитные значения пород нижней подсвиты несколько ниже средних: $Jn_{ср}$=0,55 нТл, $Jrs_{ср}$=27,66 нТл, $H'cs_{ср}=51,2\cdot10^3$А/м и $\Delta æ_{ср}=32,5\cdot10^{-5}$ед. СИ. Это объясняется литологическим составом пород. Преобладающие здесь известняки и мергели имеют в целом более низкие петромагнитные значения, чем обломочные породы – песчаники. Верхняя подсвита характеризуется такими показателями: $Jn_{ср}$=0,45 нТл, $Jrs_{ср}$=35,07 нТл, $H'cs_{ср}=51,49\cdot10^3$А/м и $\Delta æ_{ср}=75,53\cdot10^{-5}$ед. СИ. Здесь заметно увеличиваются значения Δæ, поскольку в подсвите имеются слои песчаников с повышенным содержанием изначально немагнитных железосодержащих минералов.

Анализ характера распределения петромагнитных показателей в данном разрезе позволяет предложить корректировку границ дробных стратонов верхнего кампана. Так, нижняя подсвита пенайской свиты может считаться самостоятельным стратоном, в то время как ее средняя и верхняя подсвита, а также нижняя подсвита бединовской свиты могут быть объединены в единый стратон. При этом более мелкие вариации, фиксирующие мелкую флишевую ритмику, способствуют выделению здесь трех подсвит.

Убыгский разрез

Разрез расположен в выемке шоссе Анапа – Новороссийск, в 1 км севернее перевала Волчьих Ворот (у развилки на ст. Раевскую). Здесь вскрыты отложения куниковской свиты, для нижней части которой Убыгский разрез является стратотипом.

Куниковская свита (K_2kn). Свита сложена слабоалевритовым (6%) сильномергельным (56% $CaCO_3$) среднеритмичным (23 см) тонким инфрафлишем: чередованием темно-серых среднеалевритистых глинистых (41%) и известковых мергелей (33%), известняков (19%), реже алевролитов (4%), олистостром (1%), песчаников (1%) и глин (1%). Мощность свиты 368 м. Три подсвиты. Была опробована только нижняя подсвита (116 м), которая характеризуется повышенной долей биогенных пород (29 %).

Средние значения петромагнитных показателей этой части разреза соответственно равны: $Jn_{ср}$=0,25 нТл, $Jrs_{ср}$=23,59 нТл, $H'cs_{ср}=51,27\cdot10^3$А/м и

$\Delta æ_{ср}=22{,}0\cdot10^{-5}$ед. СИ. При этом песчаники характеризуются самыми высокими значениями почти по всем показателям. Их $Jn_{ср}=0{,}95$ нТл, $Jrs_{ср}=86{,}4$ нТл, $H'cs_{ср}=40{,}0\cdot10^{3}$А/м и $\Delta æ_{ср}=30{,}0\cdot10^{-5}$ед. Мергели имеют следующие характеристики: $Jn_{ср}=0{,}44$ нТл, $Jrs_{ср}=20{,}25$ нТл, $H'cs_{ср}=46{,}0\cdot10^{3}$А/м и $\Delta æ_{ср}=21{,}0\cdot10^{-5}$ед. В известняках значения Jn и Jrs естественно ниже 0,08 и 9,5 нТл соответственно, зато значения H'cs максимальные $40{,}0\cdot10^{3}$А/м. Показатель Δæ минимальный среди всех пород – $20{,}5\cdot10^{-5}$ед. Анализ графиков нормального намагничивания и размагничивания образцов этого разреза показывает, что основным магнитоносителем в породах подсвиты является тонкодисперсный магнетит. В пользу этого положения свидетельствуют небольшие поля, при которых разрушается намагниченность насыщения: величина Jrs меняет свой знак на «–» в левой части графика. При этом можно говорить не только о его тонкодисперсной размерности, но и о частичной окисленности. Последнее вытекает из достаточно высоких полей, при которых происходило полное магнитное насыщение образцов (правая часть графика). В ряде случаев полного насыщения достигнуто так и не было, кривая продолжала повышаться. Это характерно для магнитожестких соединений железа – гидроокислов.

Мысхакский разрез

Разрез расположен в пос. Мысхако на берегу Черного моря. Он является стратотипом одноименной свиты, слои которой обнажаются в центре поселкового пляжа.

Свита мысхако (K_2ms). Сложена очень слабоалевритовым (5%) очень сильномергельным (66% $CaCO_3$) среднеритмичным (32 см) биогенным грубым ортофлишем: в основном серыми сильноалевритистыми сильноизвестковистыми (49%) и темно-серыми слабоизвестковистыми мергелями (16%) с прослоями известняков (29%), реже калькаренитов (5%) и глинистых мергелей (1%). Характерно самое высокое среди верхнемеловых отложений содержание сильноизвестковистых мергелей, повышенная карбонатность отложений, умеренные и крупные циклиты. Мощность свиты – 424 м. Три подсвиты. Нижняя (105 м) характеризуется высоким содержанием биогенных пород (35%), мелкими и умеренными циклитами (26 м). Средняя подсвита (157 м) отличается повышенной долей известняков (34%), высокой карбонатностью, умеренными циклитами (30 см). Для верхней подсвиты (166 м) характерны макро и мегациклиты (до 3 м), низкая доля биогенных пород (18%) и известняков (23%). Раннемаастрихтский возраст определяется находками *Bolivina decurrens (Ehrenb.)*.

Анализ полученных данных показал, что по петромагнитным данным мысхакская свита отчетливо делится на две части. Следовательно, возможна корректировка границ, при которой логично объединение нижней и средней подсвит в одну. Литологические и петромагнитные особенности пород средней подсвиты позволяют считать ее терминальной частью нижней. При этом подошва верхней подсвиты совпадает как по данным С.Л. Афанасьева, так и по нашим петромагнитным данным.

Усредненные данные по петромагнитным показателям выделяемых стратонов приведены в таблице 1 и 2. Из таблиц видно, что верхняя подсвита сильно отличается по петромагнитным показателям от нижней. При этом наиболее отчетливые различия проявляются по таким показателям, как Δæ и Jrs.

Таблица 1

Описательная статистика по породам K_2ms_1

Показатели	**Δæ**	**H`cs**	**Jrs**	**Jn**
Среднее	8,82	40,81	100,1	0,47
Стандартная ошибка	1,64	1,55	87,2	0,32
Стандартное отклонение	6,76	6,38	359,4	1,30
Минимум	4,00	31,20	4,0	0,02
Максимум	26,00	55,20	1495,0	5,47

Таблица 2

Описательная статистика по породам K_2ms_2

	Δæ	**H`cs**	**Jrs**	**Jn**
Среднее	24,47	40,17	13,10	0,16
Стандартная ошибка	5,03	0,91	2,06	0,04
Стандартное отклонение	19,47	3,51	7,70	0,17
Минимум	4,00	33,82	5,85	0,01
Максимум	65,00	45,12	30,60	0,68

Выводы

1. Петромагнитная дифференциация флишевых пород по естественным параметрам проявлена не достаточно ярко, поэтому расчленение лучше осуществлять с помощью дополнительных магнитных характеристик, полученных при нагреве пород или путем воздействия лабораторным магнитным полем (Δæ, Jrs, H`cs).

2. Выявлена сложность самой процедуры стратиграфического применения петромагнитных характеристик к дробным стратонам флиша. Посвитные различия в составе и генезисе магнитных минералов побуждают к подбору литолого-магнитных моделей с наиболее информативной параметристикой для каждого стратона.

3. По данным проведенного исследования возможна петромагнитная зональность разреза и корректировка границ дробных стратонов.

Литература

Афанасьев С.Л. 1992. Путеводитель экскурсий 10 Международной школы морской геологии (верхнемеловая-датская флишевая формация Северо-Западного Кавказа). М.: Наука. 42 с.

Любимова Т.В. 2003. Каппаметрическая характеристика флишевых отложений Западного Кавказа. Краснодар. 78 с.

Любимова Т.В, Бондаренко Н.А. 2005. Петромагнетизм в решении проблемы детальной стратиграфии флишевых отложений // Экологический вестн. науч. центров Черноморского экономического сотрудничества. № 4. С. 68–73.

Любимова Т.В., Бондаренко Н.А. 2006. Петрофизические свойства пород верхнемеловой флишевой формации Черноморского побережья Северо-Западного Кавказа // Южно-Российский вестн. геологии, географии и глобальной энергии. № 3 (16). Астрахань. С. 156–162.

СТРАТИГРАФИЯ АПТА И АЛЬБА СЕВЕРНОГО КАСПИЯ

В.Н. Манцурова
ООО «ЛУКОЙЛ-ВолгоградНИПИморнефть», vmantsurova@lukoilvmn.ru

APTIAN AND ALBIAN STRATIGRAPHY OF NORTHERN CASPIAN SEA

V.N. Mantsurova
«LUKOIL-VolgogradNIPImorneft», vmantsurova@lukoilvmn.ru

В акватории Северного Каспия закончены бурением более 10 поисково-разведочных скважин. В последние годы было пробурено несколько скважин с хорошим отбором керна из аптско-альбских отложений. Проведенный детальный биостратиграфический анализ многочисленных палеонтологических данных (аммониты, белемниты, фораминиферы, пелециподы, диноцисты, миоспоры и др.) и построение схем корреляций, одна из которых приведена на рис. 1 (направление запад – восток), позволили уточнить аптско-альбскую границу и впервые в разрезах Северного Каспия расчленить апт и альб на подъярусы (Манцурова, 2010). Ниже мы остановимся только на наиболее важных палеонтологических данных.

Нижнеаптский подъярус представлен алевролитово-глинистой пачкой, залегающей с размывом на породах верхнего баррема. Пачка сложена (снизу вверх): аргиллитоподобными глинами, глинистыми алевролитами, уплотненными глинами с тонкими прослоями алевролитов и песчаников (скважины 2, 4, 5 и 6 – Ракушечные; скважины 2 и 3 – Широтные и скважина 1 – Западно-Ракушечная). В нижней части пачки залегает слой (мощностью ~ 3–20 м) глин темно-серых, аргиллитоподобных, неравномерно алевритистых. В глинах встречены аммониты (определения аммонитов, белемнитов и двустворок выполнены Е.Ю. Барабошкиным) *Deshayesites* cf. *euglyphus* Casey, *Deshayesites* sp. (скважина 4 Ракушечная, инт. 1387,3–1392 м), доказывающие принадлежность вмещающих пород к аммонитовой зоне Deshayesites weissi нижнего апта (Унифицированная..., 1993; Барабошкин, 2004; Зональная..., 2006).

В скважине 6 Ракушечная (инт. 1451,75–1466,45 м) определены раннеаптские аммониты: *Dufrenoya* cf. *subfurcata* (Kas.) и *D. furcata* (Sow.) (зона D. furcata). В инт. 1443,4–1460,3 м комплекс фораминифер (определения фораминифер выполнены Е.В. Богуславской) нижнеаптской зоны Gavelinella infracomplanata: *G. infracomplanata* (Mjatl.), *Lenticulina nikitinae* (Vass.), *Epistomina juliae* Mjatl., *Verneuilina kaspiensis* (Mjatl.), *Mjatliukaena chapmani* (Mjatl.) и др.

На Широтной площади в глинах определен раннеаптский аммонит *Cheloniceras* sp. *ind*. (скв. 3, глубина 1567,1–1567,2 м).

На глинах залегает слой алевролитов (мощностью 7–21 м). Алевролиты от светло- до темно-серых, от мелко- до крупнозернистых, прослоями мелкопесчанистые, неравномерно глинистые, с субгоризонтальной мелколинзовидной слоистостью, интенсивно нарушенной биотурбацией. В слое определены аммониты *Deshayesites dechyi* (Papp), *D.* sp. (скважина 4 Ракушечная, инт. 1376,5–1378,8 м)

и *D. volgensis* Sas., *Paradeshayesites* cf. *callidiscus* Casey и *Aconeceras* cf. *nisoides* (Sar.) (скважина 5 Ракушечная, глубина 1437,15 м), характерные для нижнего апта Русской плиты, Северного Кавказа, Мангышлака и Западной Европы. Комплекс аммонитов позволяет отнести вмещающие отложения к нижнему апту в пределах аммонитовых зон volgensis – deshayesi (Унифицированная..., 1993; Барабошкин, 2004; Зональная..., 2006). В этом же слое найден белемнит *Neohibolites* cf. *ewaldi* (Blain.) (скважина 1 Западно-Ракушечная, глубина 1380,45 м), характерный для нижнего апта Северного Кавказа, Крыма, Мангышлака и Западной Европы. В скважине 5 Ракушечная (инт. 1435,65–444,1 м) определены фораминиферы *Gavelinella infracomplanata* (Mjatl.), *Hedbergella aptiana* Bart., *Hoeglundina aptiensis* (Mjatl.), *Epistomina dainae* Mjatl. и др., характерные для отложений нижнего апта Северного Кавказа, Поволжья, Мангышлака (Унифицированная..., 1993; Зональная..., 2006). Алевролиты перекрываются 9–21-метровым слоем уплотненных глин (скважины 4 и 6 – Ракушечные, 1 – Западно-Ракушечная и 3 – Широтная). Глины темно-серые, алевритистые, неравномерно известковистые, с алеврито-пелитовой структурой, тонкослоистые. В кровле пачки глин залегает пласт алевролитов. Отмечаются многочисленные (часто фрагментированные) раковины аммонитов, иногда образующие скопления. В скважине 1 Западно-Ракушечная (глубина 1375,95 м) определен аммонит *Dufrenoya* cf. *furcata*, свидетельствующий о принадлежности вмещающих отложений к нижнеаптской зоне D. furcata. Здесь же, на глубине 1375,65 м, найдена двустворка *Pterotrigonia aliformis* Park., вид широко распространенный в апте Евразии.

В скважине 3 Широтная (глубина 1547 м) найден раннеаптский аммонит *Cheloniceras* cf. *meyendorffi* (d'Orb.), а также в инт. 1552,2–1576 м определен комплекс фораминифер: *Lenticulina nikitinae* (Vass.), *Gavelinella infracomplanata* (Mjatl.), *Epistomina juliae* Mjtl., *Verneuilina kaspiensis* (Mjatl.), *Mjatliukaena chapmani* (Mjatl.), характерный для нижнеаптских отложений Прикаспийской впадины и Мангышлака (Унифицированная..., 1993; Зональная..., 2006).

В верхней части нижнеаптского подъяруса найдены белемниты: *Mesohibolites renngarteni* Krim. (скв. 6 Ракушечная, глубина 1423,4 м) и *M.* cf. *elegans* (Schwetz.) (скв. 4 Ракушечная, глубина 1350,75 м). Мощность отложений нижнего апта в скважинах Ракушечно-Широтного поднятия изменяется от 35 до 66 м, а в скважине 1-Тюб-Караган составляет 84 м (рис. 2, 3).

Границу между нижним и средним подъярусами апта мы провели немного выше уровня находок этих белемнитов, в подошве пласта алевролитов (рис. 1), перекрывающего нижнюю алевролитово-глинистую пачку, где в керне скважины 4 Ракушечная отмечается четкий размыв (глубина 1343 м).

Среднеаптский подъярус представлен глинисто-алевролитовой пачкой (скважины 2, 4, 6 – Ракушечные и скважина 2 – Широтная). Средний апт залегает на породах нижнего апта с размывом, отмеченным в скважине 4 Ракушечная, где данная пачка почти полностью охарактеризована керном (рис. 1).

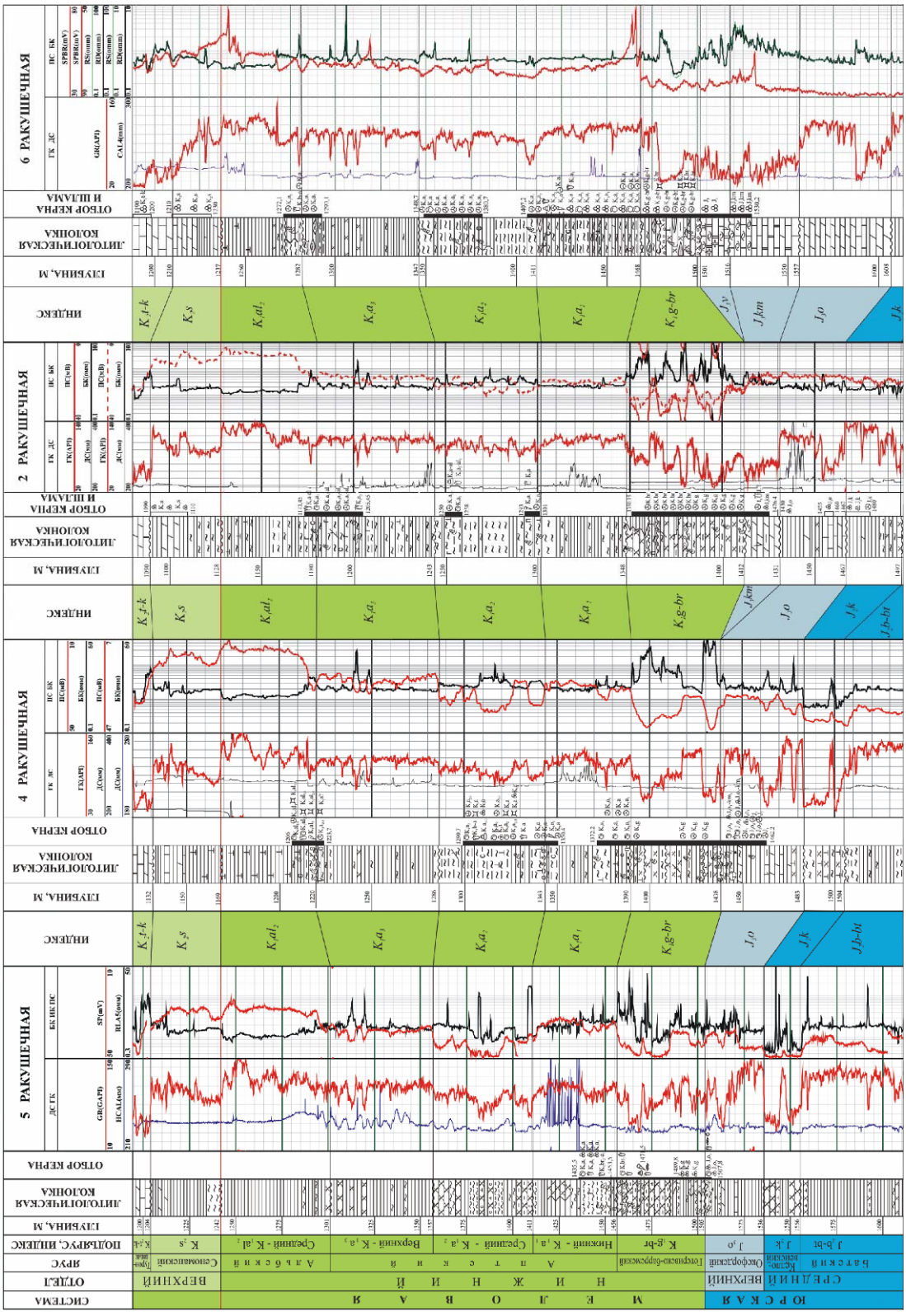
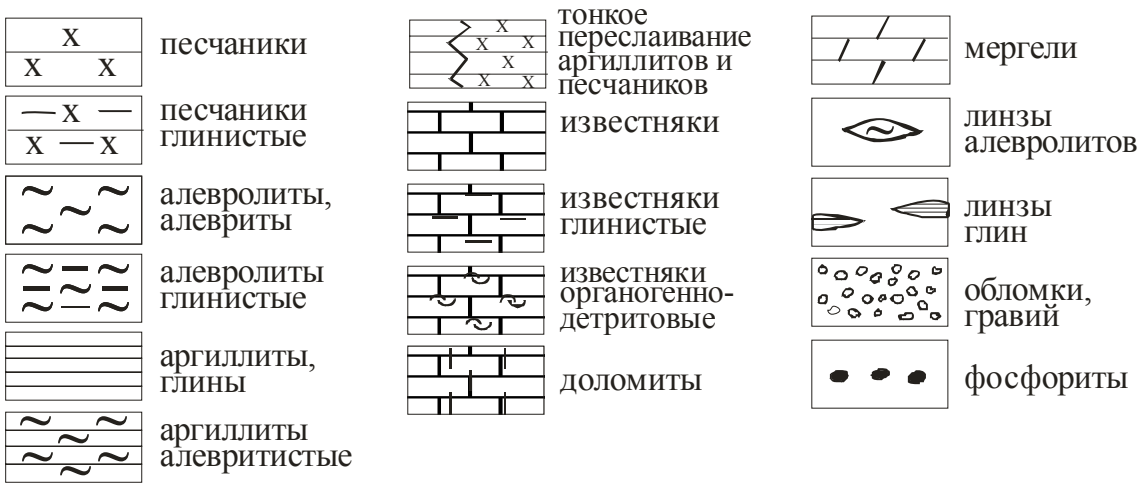


Рис. 1. Схема корреляции нижнемеловых отложений Ракушечной площади

Условные обозначения к рис. 1

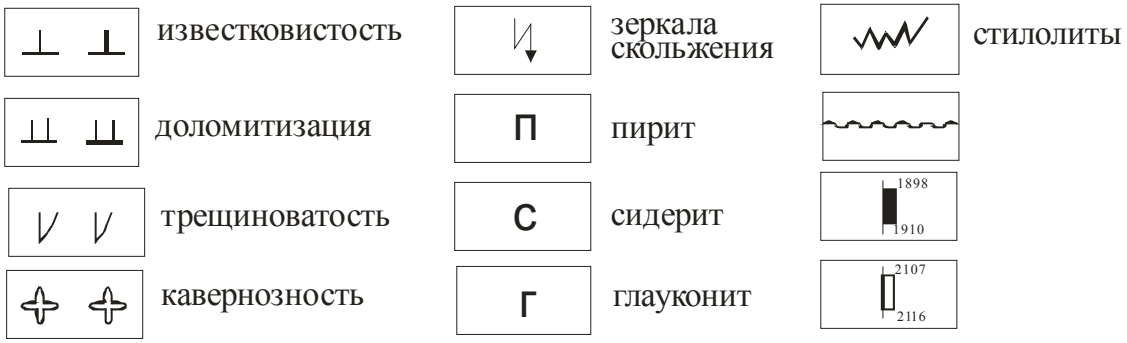
Осадочные породы



Органические остатки



Прочие знаки



Алевролиты серые и светло-серые с буроватым оттенком, полимиктовые, крупнозернистые, неравномерно глинистые. Глины темно-серые, аргиллитоподобные, неравномерно алевритистые, с алевро-пелитовой структурой. В нижней половине пачки определены аммониты *Epicheloniceras martini caucasica* (Anthula) и *E.* cf. *martini orientalis* (Jacob) хорошей сохранности (скважина 4 Ракушечная, глубины 1318,1 и 1321,35 м соответственно), свидетельствующие о принадлежности вмещающих пород к среднеаптской аммонитовой зоне Epicheloniceras subnodosocostatum. В верхней части пачки (скважина 2 Ракушеч-

ная, глубина 1257,2 м) встречен аммонит *Parahoplites* cf. *transitans* Sinzow, определяющий среднеаптский возраст пород в пределах верхней зоны среднего апта Parahoplites melchioris (Уницицированная.., 1993; Барабошкин, 2004; Зональная.., 2006).

Новая граница среднего и верхнего подъярусов апта фактически соответствует «старой» границе апта и альба, легко прослеживаемой по каротажу, т.к. она была впервые проведена В.Н. Кривоносом по четкому перегибу на всех кривых каротажа, обусловленному резким изменением литологического состава пород (рис. 1). Однако данная граница не является палеонтологически обоснованной в связи с отсутствием керна. Мощность среднего апта составляет 46–80 м.

Верхнеаптский подъярус представлен алевролитово-глинистой пачкой. Ранее эта пачка относилась к альбскому ярусу. Нижняя часть пачки не охарактеризована керном, по каротажу сложена глинами. Верхняя часть пачки представлена переслаиванием алевролитов и глин (скважины 2, 4, 6 – Ракушечные). Глины темно-серые до черных, алевритистые, сланцеватые, некарбонатные. В верхней части пачки встречен аммонит (скважина 2, глубина 1178 м) *Acanthohoplites* sp. juv., определяющий позднеаптский возраст вмещающих пород. На глубине 1202,3 м встречена двустворка *Linotrigonia (Oistotrigonia)* cf. *upwarensis* (Lycett), вид, характерный для апта, по мнению Е.Ю. Барабошкина, – преимущественно для верхнего апта. В этой же пачке, в скважине 4 Ракушечная (инт. 1220,8–1223,7 м), О.Н. Васильевой были впервые определены аптские диноцисты: *Subtilisphaera perlucida* (Alb.) Jain et Mill., *Chlamydophorella trabeculosa* (Gocht) Alb., *Dingodinium cerviculum* Cooks. et Eis., *Leptodinium cancellatum* Brid. et McIntyre, группа видов рода *Oligosphaeridium*. Мощность верхнего апта составляет 56–114 м.

В связи с тем, что определения возраста пород этой пачки неоднозначны (по одним группам это апт, по другим – апт – альб или альб), установить истинный позднеаптский возраст вмещающих пород длительное время не удавалось. Отсутствие переотложенных органических остатков раннеальбской фауны позволяет предполагать, что в раннеальбское время изучаемая территория была выведена из-под уровня моря и представляла собой сушу, поэтому на эродированной поверхности верхнего апта залегают среднеальбские образования.

Среднеальбский подъярус представлен преимущественно глинами с прослоями алевролитов и песчаников (скважины 2, 4 и 6 – Ракушечные). Глины светло-серые и серые, неизвестковистые. В верхней части в глинах появляются тонкие прослои мергелей и известняков. Алевролиты темно-серые, тонкозернистые, слюдистые, с включениями пирита. Песчаники светло-серые, мелкозернистые, с чешуйками слюды, плотные.

В скважине 4 Ракушечная (инт. 1206,2–1214,8 м) определен комплекс диноцист зональной ассоциации Rhombodella paucispina. Кроме зонального вида *Rh. paucispina* (Alb.) Duxb., встречены характерные таксоны, впервые появляющиеся в альбе: *Apteodinium grande* Cook. et Hughes, *Chichaouadinium vestitum* (Brid.) Bujak et Davey, *Chlamydophorella trabeculosa* (Gocht) Alb., *Epelidosphaeridia* cf. *spinosa* (Cook. et Hughes) Davey, *Xenascus ceratioides* (Defl.) Lentin et Will., *Pseudoceratium expolitum* Brid., *Luxadinium primulum* Brid. et

McIntyre, позволяющие отнести отложения в инт. 1206,2–1214,8 м к среднему альбу и, возможно, нижней части верхнего альба.

К среднему и верхнему альбу в этой же скважине были отнесены вмещающие отложения, в которых на глубинах 1208,6–1210,6 м найдены аммониты плохой сохранности: *Dimorphoplites* sp. *(? D.* cf. *D. beresovkaensis* Glas.), *Dimorphoplites* sp. *(? D.* cf. *tethydis* (Bayle) и *Anahoplites* sp. (*cf. A. daviesi?* Spath). На глубине 1214,9 м встречен белемнит *Neohibolites minimus* (Lister), свидетельствующий о среднеальбском возрасте пород.

Самая верхняя часть пачки охарактеризована керном в скважине 1 Широтная (инт. 1238,5–1247,3 м), где вскрыты глины темно-серые до черных, алевритовые, с алевро-пелитовой структурой. В них встречены отпечатки и раковины аммонитов: *Hoplites spathi* Breistr. (глубина 1242,7–1242,8 м), *H.* cf. *dentatus* (Sow.) (глубина 1244,9–1245 м), *H.* cf. *vectensis* (Spath) (глубина 1244,9–1245 м), *H.* cf. *escragnollensis* (Spath) (глубина 1246,3–1246,4 м). Все определения свидетельствуют о среднеальбском возрасте вмещающих пород в пределах аммонитовой зоны dentatus - spathi (Барабошкин, 1999, 2004; Зональная..., 2006) (рис. 1, 2, 3). Мощность отложений среднеальбского подъяруса составляет 45–76 м.

СИСТЕМА	ОТДЕЛ	ЯРУС	ПОДЪЯРУС	1-Зап-Ракушечная			5-Ракушечная			4-Ракушечная			2-Ракушечная			1-Ракушечная			6-Ракушечная		
				отметка по кровле, м		толщина, м	отметка по кровле, м		толщина, м	отметка по кровле, м		толщина, м	отметка по кровле, м		толщина, м	отметка по кровле, м		толщина, м	отметка по кровле, м		толщина, м
				глубина	абс. отм., alt. +9,3		глубина	абс. отм., alt. +24,3		глубина	абс. отм., alt. +24,3		глубина	абс. отм., alt. +24,3		глубина	абс. отм., alt. +24,3 м		глубина	абс. отм., alt. +24,3	
Меловая	верх.	сеноман		1090	-1080,7	8	1204	-1179,7	38	1132	-1107,7	37	1081	-1056,7	29	1159	-1134,7	27	1210	-1185,7	27
	нижний	альб	средний	1098	-1088,7	76	1242	-1217,7	59	1169	-1144,7	51	1110	-1085,7	70	1186	-1161,7	49	1237	-1212,7	45
		апт	верхний	1176	-1166,7	114	1301	-1276,7	56	1220	-1195,7	66	1180	-1155,7	63	1235	-1210,7	67	1282	-1257,7	65
			средний	1290	-1280,7	80	1357	-1332,7	54	1286	-1261,7	57	1243	-1218,7	59	1302	-1277,7	46	1347	-1322,7	67
			нижний	1370	-1360,7	35	1411	-1386,7	45	1343	-1318,7	47	1302	-1277,7	45	1348	-1323,7	66	1414	-1389,7	54
		баррем		1405	-1395,7	32	1456	-1431,7	49	1390	-1365,7	51	1347	-1322,7	65	1414	-1389,7	54	1468	-1443,7	33
		готерив																			
Юра	верх.	волжский														1468	-1443,7	26	1501	-1476,7	15

Рис. 2. Стратиграфическое расчленение нижнего мела Ракушечной площади

Новая граница аптского и альбского ярусов соответствует подошве пласта алевролитов, подстилающего глинистую пачку альбского яруса (рис. 1). Подъярусное расчленение апта и альба и стратиграфические разбивки по скважинам Северного Каспия приведены на рис. 1, 2, 3. Только к востоку, в скважине 1 Тюб-Караган, установлено присутствие в разрезе и отложений нижнеальбского подъяруса. Здесь, на глубине 743 м, определены аммониты *Leymeriella (Leymeriella)* cf. *tenuicostata* Sav. и *Vnigriceras (Astrodiscus) bicurvatoides* (Sinz.), характерные для зоны L. tardefurcata нижнего альба Русской платформы и Мангышлака (определения Т.Н. Богдановой).

Следовательно, резкое увеличение толщины альбских отложений в скважине 1 Тюб-Караган по сравнению со скважинами Ракушечно-Широтной зоны поднятий объясняется прежде всего присутствием нижнеальбского подъяруса (рис. 2, 3), а не только близостью к источнику сноса.

СИСТЕМА	ОТДЕЛ	ЯРУС	ПОДЪЯРУС	2-Широтная			1-Широтная			3-Широтная			1-Тюб-Караган		
				отметка по кровле, м		толщина, м	отметка по кровле, м		толщина, м	отметка по кровле, м		толщина, м	отметка по кровле, м		толщина, м
				глубина	абс. отм., alt. +23,3		глубина	абс. отм., alt. +23,0		глубина	абс. отм., alt. +23,3		глубина	абс. отм., alt. +23,8 м	
Меловая	верх.	сеноман		1265	-1240,7	12	1206	-1181,7	25	1321	-1296,7	32	596	-571,7	10
	нижний	альб	средний	1277	-1252,7	58	1231	-1206,7	63	1353	-1328,7	56	606	-581,7	68
			нижний										674	-649,7	74
		апт	верхний	1335	-1310,7	62	1294	-1269,7	64	1409	-1384,7	68	748	-723,7	68
			средний	1397	-1372,7	59	1358	-1333,7	63	1477	-1452,7	61	816	-791,7	66
			нижний	1456	-1431,7	45	1421	-1396,7	41	1538	-1513,7	38	882	-857,7	84
		баррем готерив		1501	-1476,7	84	1462	-1437,7	82	1576	-1551,7	84	966	-941,7	88
Юра	верх.	волжский		1585	-1560,7	60	1544	-1519,7	76	1660	-1635,7	80	1054	-1029,7	42

Рис. 3. Стратиграфическое расчленение нижнемеловых отложений площадей Широтная и Тюб-Караган

Таким образом, биостратиграфический анализ палеонтологических данных и проведенная корреляция отложений свидетельствуют о том, ***что в разрезах Северного Каспия аптский ярус присутствует в объеме всех трех подъярусов, а альбский ярус – только в объеме среднего подъяруса, т.к. в раннеальбское время данная территория, вероятно, представляла собой сушу. В Северном Каспии нижнеальбский подъярус установлен только в скважине 1 Тюб-Караган (рис. 3) на морском продолжении Тюб-Караганского вала***.

Литература

Барабошкин Е.Ю. 1999. Новая биостратиграфическая схема альбских отложений Северного Кавказа // Докл. РАН. Т. 366. Геология. № 6. С. 1–5.

Барабошкин Е.Ю. 2004. Нижнемеловой аммонитовый зональный стандарт бореального пояса // Бюл. МОИП, отд-ние геологии. Т. 79. Вып. 5. С. 44–68.

Корень Т.Н. (ред.). 2006. Зональная стратиграфия фанерозоя России. СПб.: ВСЕГЕИ. 256 с.

Манцурова В.Н. 2010. О подъярусном расчленении аптского и альбского ярусов в разрезах Северного Каспия // ПАЛЕОСТРАТ-2010. Тез. докл. годичного собрания секции палеонтологии МОИП и Московского отд-ния Палеонтологического о-ва. М.: ПИН РАН, 2010. С. 30–32.

Унифицированная стратиграфическая схема нижнемеловых отложений Восточно-Европейской платформы. 1993. СПб.: ВНИГРИ.

ЛИТОЛОГИЯ И ОБСТАНОВКИ ФОРМИРОВАНИЯ РАННЕМЕЛОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ЖУРАВЛЕВСКОГО ТЕРРЕЙНА (ЦЕНТРАЛЬНЫЙ СИХОТЭ-АЛИНЬ)

А.И. Малиновский
Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, Владивосток, malinovsky@fegi.ru

LITHOLOGY AND DEPOSITIONAL SETTINGS OF LOWER CRETACEOUS DEPOSITS OF THE ZHURAVLEVKA TERRANE (CENTRAL SIKHOTE ALIN)

A.I. Malinovsky
Far East Geological Institute FEBRAS, Vladivostok, malinovsky@fegi.ru

Изучение раннемеловых терригенных комплексов, развитых в обрамлении Тихого океана, – надежный инструмент познания геологической истории его активных континентальных окраин. Далеко не все вопросы в этой проблеме решены, а прогресс в их разрешении сдерживается слабой изученностью этих комплексов.

Для палеогеографических реконструкций мелового этапа развития восточной окраины Палеоазии особое значение имеет изучение седиментационных бассейнов, генетически и пространственно связанных с режимом трансформного скольжения плит. В настоящее время само понимание бассейнов трансформных (сдвиговых) границ плит, их типизация, происхождение, эволюция, а также распознавание в геологическом прошлом представляют собой круг новых и весьма актуальных вопросов.

На карте террейнов северо-западного обрамления Тихого океана выделены так называемые террейны турбидитовых бассейнов, которые могут иметь самое различное происхождение и, соответственно, геодинамическая типизация которых затруднительна. Примером бассейна такого типа является раннемеловой Журавлевский террейн Сихотэ-Алиня, образованный мощными толщами терригенных пород, накапливавшихся, как правило, без заметного влияния вулканизма.

Журавлевский террейн (рис.) занимает большую часть хребта Сихотэ-Алинь, протягиваясь полосой северо-восточного простирания на 800 км. От расположенного северо-западнее Самаркинского террейна юрской аккреционной призмы он отделен системой разрывов крупного Центрального Сихотэ-Алинского разлома. С юга к нему примыкают Таухинский террейн раннемеловой аккреционной призмы, а с востока – раннемеловой Кемский островодужный террейн.

Стратиграфическая колонка террейна включает практически непрерывный разрез 8 свит от берриаса до верхнего альба общей мощностью около 11 тыс. м.

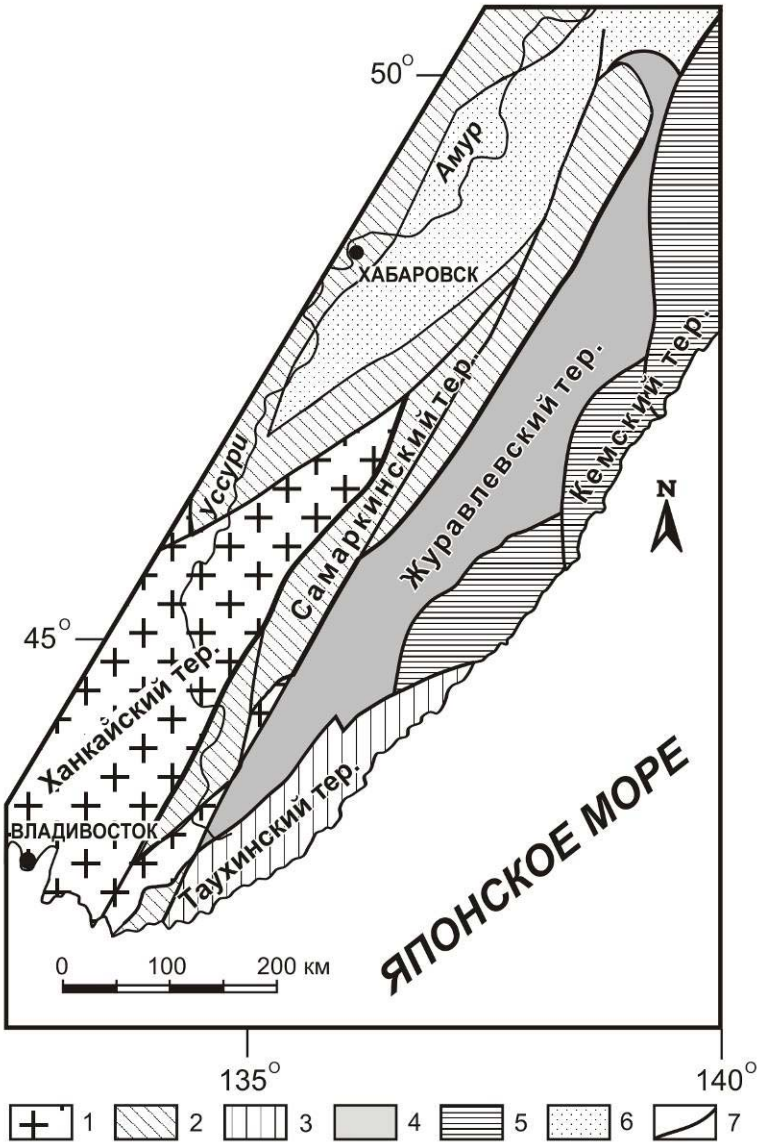


Рис. Схема террейнов юга Дальнего Востока России.

1–6 – террейны: 1 – домезозойский; 2 – юрской аккреционной призмы;
3–5 – раннемеловые: 3 – аккреционной призмы, 4 – синсдвигового бассейна,
5 – островодужные; 6 ранне-позднемеловые и кайнозойский; 7 – разломы

Существует отчетливое различие берриас-валанжинской и готерив-альбской частей разреза. Для нижней части (журавлевская и ключевская свиты) характерно преобладание в разрезе глинистых пород, а также присутствие горизонтов микститов – пород, состоящих из глинистого матрикса, содержащего разлинзованные прослои, обломки и глыбы песчаников. Иногда в разрезе описываются маломощные потоки базальтов. Свиты охарактеризованы фауной преимущественно бухий, значительно реже – аммонитов. Особенностью готерив-альбской части разреза является резкое преобладание песчаников и многочисленные пачки турбидитов. В целом разрез состоит из четырех мегаритмов мощностью от 1,5 до 3 км, в основании каждого из которых преобладают песчаники, а в кровле – алевролиты. Готерив-барремский уровень фаунистически слабо оха-

рактеризован – лишь иногда установлены призматические слои и единичные раковины иноцерамов. Для апт-нижнеальбского уровня разреза типичными являются достаточно многочисленные ауцеллины, значительно реже – аммониты. В среднем – позднем альбе ауцеллины исчезают, и появляется характерный тригониево-актаеонелловый комплекс фауны, нередко образующей в подошвенной части этого уровня прослои ракушняков.

Для определения состава областей питания и выяснения палеогеодинамических обстановок формирования Журавлевского седиментационного бассейна исследовался вещественный состав терригенных пород. Песчаники Журавлевского террейна по породообразующим компонентам относятся к аркозам, граувакковым аркозам и, реже, к полевошпатово-кварцевым и кварц-полевошпатовым граувакам. Генетическая интерпретация их состава свидетельствует, что отложения формировались за счет размыва выступов кристаллического фундамента, располагавшихся вдоль рифтовых поясов или трансформных разломов, а также за счет полнокристаллических батолитов, слагавших корневые части зрелых, глубоко эрродированных магматических дуг. Геотектонические обстановки самих бассейнов осадконакопления наиболее соответствуют бассейнам, сопряженным со сдвиговыми дислокациями по трансформным разломам, типа Калифорнийского залива. Эти выводы подтверждаются особенностями химического состава песчаных и глинистых пород, а также набором тяжелых обломочных минералов, среди которых главную роль играет сиалическая ассоциация (сфен, циркон, гранат, апатит, рутил). В подчиненном количестве находятся минералы фемической ассоциации: орто- и клинопироксены, роговая обманка, хромит, магнетит. Анализ ассоциаций тяжелых минералов показывает, что на осадконакопление главное влияние оказывала зрелая континентальная окраина, сложенная в основном кислыми изверженными и метаморфическими породами. Влияние вулканических источников было крайне незначительным. Микрохимический анализ гранатов и хромитов показал, что их источниками были, соответственно, глубоко метаморфизованные породы и гранитоиды, слагавшие зрелую континентальную земную кору, и офиолиты, входившие в состав юрской аккреционной призмы Самаркинского террейна, находящегося к западу от изученных разрезов.

Характерной особенностью разреза отложений Журавлевского террейна является большое количество пачек ритмичного переслаивания песчаников и алевролитов. Для ритмов, слагающих эти пачки, свойственны градационная отсортированность материала, резкие границы в основании ритмослоев со следами эрозионного воздействия на подстилающий осадок, набор осадочных текстур с элементами последовательности Боума. Все это является типичными признаками турбидитов. Турбидиты обычно находятся в ассоциации с микститами, песчаниками, гравелитами и мелкогалечными конгломератами, формирование которых происходило высокоплотностными зерновыми и дебризными потоками. Незначительна роль алевролитов с тонкими прослоями песчаников, относящихся к доннотечениевым образованиям. Такой генетический состав отложений предполагает их накопление в нижней части и у подножья подводного континентального склона, а также на прилегающих участках бассейновой равнины. Основными

агентами транспортировки и отложения кластики были гравитационные потоки различной плотности, состава и происхождения.

Таким образом, строение, вещественный состав и структурные особенности терригенных пород Журавлевского террейна свидетельствует, что в раннемеловое время основным источником обломочного материала были размывавшиеся гранитно-метаморфические породы зрелой континентальной коры, а также, вероятно, гранитоидные интрузии корневых частей древних магматических дуг. Мощные толщи терригенных отложений, среди которых достаточно велика роль гравитационных образований, накапливались на континентальном склоне или у его подножья, в бассейне, связанном с обстановкой трансформного скольжения литосферных плит при малой роли вулканических процессов.

Работа выполнена при финансовой поддержке ДВО РАН (проекты № 09-1-ОНЗ-01 и № 09-III-А-08-404).

СЕДИМЕНТОЛОГИЯ ФОСФОРИТОНОСНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ КРЫМА

С.Ю. Малёнкина
Геологический институт РАН, Москва, maleo@mail.ru

SEDIMENTOLOGY OF CRIMEA PHOSPHORITE-BEARING DEPOSITS

S.Yu. Maleonkina
Geological Institute of RAS, Moscow, maleo@mail.ru

Несмотря на то, что присутствие в мезозойских разрезах Крыма фосфатных конкреций отмечается давно и многими исследователями, специальных исследований фосфатоносности этих отложений проводилось крайне мало (Георгиевский и др., 1999, 2001; Кирикилица и др., 1978; Яковишина, Лыгина, 2008). Учитывая, что к мелу и палеоцену приурочена глобальная эпоха фосфоритообразования, а на южном шельфе палеоокеана Тетис (Африкано-Аравийская фосфоритоносная провинция) сконцентрировано около 59% мировых запасов фосфоритовых руд, их исследование имеет важное теоретическое значение: они генетически разнообразны, встречаются на разных стратиграфических уровнях и могут быть использованы при палеогеографических исследованиях как для расшифровки седиментогенных обстановок, так и для выявления общей связи фосфато- и осадконакопления на Восточно-Европейской платформе и в палеоокеане Тетис, уточнении генетических представлений о фосфоритах и т.д. В связи с этим нами были впервые исследованы следующие стратиграфические фосфоритоносные уровни, многие из которых были малоизвестны и не описаны: валанжинский, готеривский, верхнеальб-нижнесеноманский, верхнетурон-коньяк-нижнесантонский, верхнемаастрихт-датский, танетский, ипрский (Малёнкина, 2008). Во всех фосфоритоносных уровнях были обнаружены различные фосфатизированные микро-, макрофоссилии и их фрагменты, обусловившие фосфатизацию вмещающей породы на стадии раннего диагенеза.

1. **Валанжинский**. Представлен маломощными прослоями конкреционных фосфоритов (гальки и желваки), а также рассеянными конкрециями в интервале всего верхневаланжинского подъяруса междуречья Кача – Бодрак, например, на склонах гор Белой и Резаной (Смирнова, Барабошкин, 2004). Фосфориты отмечены в пачках ритмичного чередования серых карбонатных песчаников и биотурбированных глин, переслаивания плотных известковых и рыхлых глинистых песчаников. В Сбросовом логе (правый берег р. Бельбек) непосредственно ниже кровли валанжина (твердое дно) находится горизонт конденсации (0,2 м) с черными на сколе гальками фосфоритов до 2–3 см. Под микроскопом в валанжинских фосфоритах наблюдается повышенное количество костного детрита (чаще всего зубов и чешуй, реже костей рыб).

2. **Готеривский.** Гальки фосфоритов наблюдаются по всему разрезу готерива в междуречье Кача – Бодрак, однако в некоторых пачках темно-серые фосфатные конкреции концентрируются в прослои (Смирнова, Барабошкин, 2004). Так, в отвержке оврага Кояс-Джилга (плато «Обсерватория» близ пос. Научный) в основании готерива отмечается твердое дно и горизонт конденсации 0,15–0,2 м, сложенные частично растворенным, фрагментированным (10–12 см) пес-

чаником с фосфатным цементом, содержащим фосфатные зерна (чаще рыбью чешую и мелкие костные фрагменты) и фосфоритовые конкреции нескольких генераций. На южном склоне горы Белая наблюдаются желваки и гальки черных фосфоритов в интервале 1,55 м (выше подошвы готерива), в пачке чередования серых рыхлых глинистых и плотных серо-бурых карбонатных детритовых песчаников. Они представляют собой внутренние ядра панцирей морских ежей. Однорядные прослои конкреций фосфоритов встречаются и выше по разрезу.

3. **Верхнеальб-нижнесеноманский.** Между верхнеальбскими известняками и песчаниками и сеноманскими мергелями, в междуречье Кача – Бодрак, располагаются менее крепкие, часто рыхлые зеленовато-серые глауконит-кварцевые пуддинговые песчаники с различными гальками. Фосфатизация отмечается по всей их толще в виде рассеянных микрозерен (до 0,5 мм), количество которых возрастает вверх по разрезу по мере приближения к слою конденсированных фосфатных конкреций на границе альба и сеномана, мощностью 0,2–0,5 м (Георгиевский и др., 2001). Фосфориты представлены крепкими, шероховатыми, неправильной формы, зеленовато-серыми с поверхности, на сколах светло-коричневыми конкрециями (песчаниками с фосфатным цементом), размером от 0,5 до 15–20 см. По составу содержащейся в них терригенной и органогенной примеси делятся на два типа. В первом типе, в нижней части слоя, присутствует примесь кремнисто-кварцевого состава и многочисленные фосфатизированные камеры фораминифер, во втором, в верхней части слоя, она преимущественно плагиоклазовая с фосфатизированными скелетными элементами иглокожих. Соответственно, они верхнеальбские и нижнесеноманские, часто покрыты с поверхности 2–3 мм глауконитовыми оболочками, так же, как и гальки во вмещающих породах, представляющих собой пуддинговые песчаники и гравелиты, содержащие мелкие черные фосфатные галечки и гравий и сцементированные карбонатным и карбонатно-глинистым цементом. Наиболее наглядное обнажение располагается на левом повороте шоссе на пос. Научный, выше базы МГУ.

4. **Верхнетурон-коньяк-нижнесантонский.** В Овраге Встреч (у базы МГУ), на ожелезненной рыжеватой неровной поверхности твердого дна с крупными ходами ихнофауны, залегает сантонский песчанистый мел с глауконитом, черными нацело фосфатными галечками и зернами 0,2–0,6 м мощностью. Ниже поверхности размыва отмечаются редкие, мелкие, часто фосфатизированные лишь с поверхности конкреции (0,5–1,5 см), среди белых массивных фарфоровидных известняков со стилолитами. На сколе некоторые из них обнаруживают неравномерную окраску и строение. Внутри они светлые известковистые, с небольшим количеством тонкорассеянного курскита и фосфатизированных раковин фораминифер, а снаружи покрыты целиком толстой темной фосфатной коркой. Переход обычно постепенный, демонстрирующий все стадии замещения известкового ила фосфатом.

5. **Верхнемаастрихт-датский.** В междуречье Кача – Бодрак (разрезы у левого берега р. Бодрак (карьер у села Скалистое), горы Беш-Кош и склонов горы Сувлу-Кая), а также в Восточном Крыму в верхах маастрихта выделяются два прослоя с конкрециями фосфоритов. На границе маастрихта и дания, выраженной поверхностью субаквального размыва (твердое дно), наблюдается прослой зеленого кварц-глауконитового песчаного известняка, либо карбонатного песча-

ника, мощностью 0,2–1 м, с мелкими конкрециями фосфоритов 1–3 см, часто представляющих собой фосфатизированные ядра двустворок, гастропод и др. (Яковишина, Лыгина, 2008). Под микроскопом отмечаются также фосфатные зерна (многочисленные фосфатизированные ядра фораминифер, чешуя и фрагменты костей и зубов позвоночных). Содержание P_2O_5 в них колеблется от 10 до 18, а на востоке – до 24,75 % (Кирикилица, 1978).

6. **Танетский.** Распространен в междуречье Кача – Бодрак. На размытой неровной ожелезненной поверхности известняков (твердое дно) кровли зеландского яруса (село Староселье) и датского яруса (левый берег р. Бодрака у села Скалистое) в основании танета залегают зеленоватые пески и песчанистые глины, с глауконитом и небольшими гальками темных фосфоритов (первые см), мощностью 0,1–0,3 м. Фосфориты часто являются окатанными фрагментами губок и костной ткани позвоночных. Поскольку и те и другие обладают пористой структурой, в их полостях нередко наблюдаются зерна глауконита и глауконитизированные и фосфатизированные фораминиферы.

7. **Ипрский.** Прослеживается с юго-запада на северо-восток от пос. Инкерман до правого берега р. Бодрака (склон горы Бакла) в протягивающихся полосой выходах этого яруса, также отмечен в восточной части г. Ак-Кая (Восточный Крым). В основании яруса, на неровной, изрытой ходами поверхности мергелей танетского яруса, залегают глауконитовые известковистые глины с многочисленными черными конкрециями фосфоритов (1–3 см), мощностью 0,1–1,5 м. Конкреции представляют собой частично или полностью фосфатизированные известковистые илы, иногда со слабой примесью алевритового материала, под микроскопом отмечаются фрагменты костей, чешуи рыб и фосфатизированные ядра фораминифер. Содержание P_2O_5 в них варьирует от 11,68 до 21,05% (Кирикилица и др., 1978).

Выводы:

1. Фосфориты первоначально формируются в раннем диагенезе, путем избирательной фосфатизации осадка, преимущественно за счет замещения различного биогенного детрита, микро- и макрофауны, а также окружающего осадка при непосредственном участии бактериально-водорослевых комплексов.

2. Частая примесь планктона свидетельствует об участии восходящих течений в поставке биогенного материала на ранних стадиях фосфатогенеза.

3. Обогащенность практически всех фосфоритоносных уровней и самих конкреций аутигенным глауконитом, а также их приуроченность к перерывам и замедлениям осадконакопления («твердое дно» и горизонты конденсации) указывает на необходимость периодических относительных ослаблений гидродинамического режима для формирования первоначальных стяжений.

4. Приуроченность скоплений к поверхностям размывов и окатанность конкреций указывает на необходимость последующих перемывов и переотложения осадков для дальнейшей концентрации фосфоритов.

5. Необходимыми условиями фосфатогенеза были мелководно-шельфовые условия нормальной солености, богатые жизнью, с глубинами не более 50–100 м, с гидродинамическим режимом переменной активности, вызванным, вероятно, эвстатическими и эпейрогеническими причинами.

Работа выполнена при частичной поддержке РФФИ (проект № 09-05-00016).

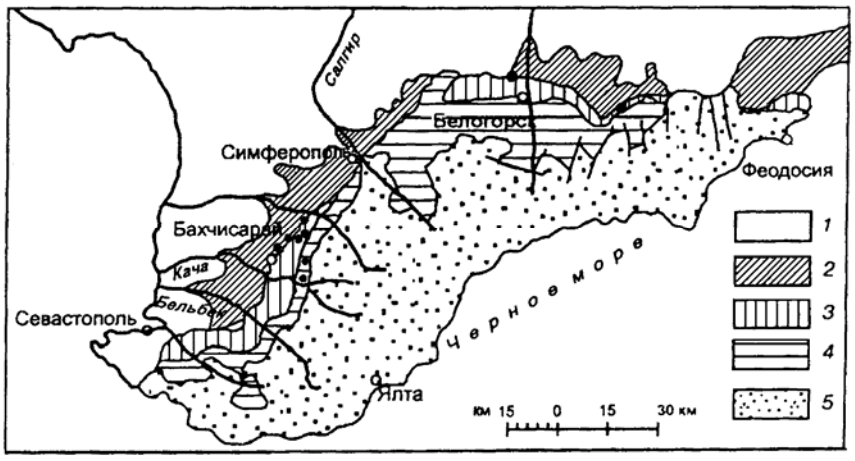


Рис.1

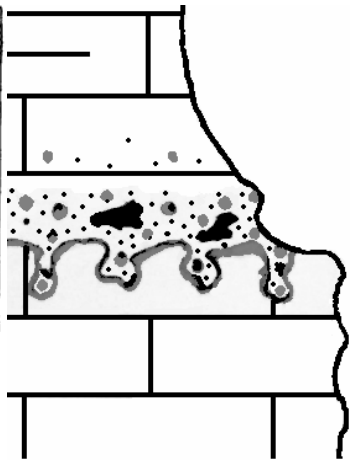


Рис. 2

Рис. 1. Геологическая схема Крыма с точками наблюдений (черные).

Отложения: 1 – неогеновые; 2 – палеогеновые; 3 – верхнемеловые; 4 – нижнемеловые; 5 – юры – верхнего триаса

Рис. 2. Пример фосфоритоносного уровня: на ожелезненной поверхности твердого дна с ихнофауной залегает прослой зеленого кварц-глауконитового песка или карбонатного песчаника с конкрециями фосфоритов. Характерен для верхнемеловых и палеогеновых отложений

Литература

Георгиевский А.Ф., Марков В.Е., Дьяконов В.В., Бугина В.М., Носаева О.В. 1999. Перспективы фосфоритоносности мезо-кайнозойских отложений Крыма // Проблемы фосфатного сырья России. Люберцы. С. 81–86.

Георгиевский А.Ф., Школьник Э.Л., Жегалло Е.А., Бугина В.М., Дьяконов В.В., Носаева О.В. 2001. Некоторые аспекты механизма фосфатизации при формировании желваковых фосфоритов Новиковского проявления (Крым) // Изв. вузов. Геология и разведка. №6. С. 93–97.

Кирикилица С.И., Марченко Е.Я., Васенко В.И. 1978. Фосфатоносность пограничных отложений мела-палеогена Крыма // Докл. АН СССР. Т. 241. №2. С. 441–444.

Малёнкина С.Ю. 2008. Желваковые фосфориты Горного Крыма // Типы седиментогенеза и литогенеза и их эволюция в истории Земли. Материалы 5 Всероссийского литологического совещ. Екатеринбург: Изд-во ИГГ УрО РАН. Т. 2. С. 20–23.

Смирнова Т.Н., Барабошкин Е.Ю. 2004. Валанжин-нижнеготеривские комплексы брахиопод междуречья Кача-Бодрак (Юго-Западный Крым) // Стратиграфия. Геологическая корреляция. Т. 12. №2. С. 48–63.

Яковишина Е.В., Лыгина Е.А. 2008. Горизонты фосфоритов в верхнемаастрихтских отложениях Центрального и Восточного Крыма // ПАЛЕОСТРАТ-2008. Тез. докл. М.: ПИН РАН. С. 60–61.

ФОСФОРИТЫ КАК ИНДИКАТОРЫ РЕЗКИХ ИЗМЕНЕНИЙ СЕДИМЕНТАЦИОННЫХ ОБСТАНОВОК

С.Ю. Малёнкина
Геологический институт РАН, Москва, maleo@mail.ru

PHOSPHORITES AS INDICATORS ABRUPT CHANGES OF DEPOSITIONAL SETTINGS

S.Yu. Maleonkina
Geological Institute of RAS, Moscow, maleo@mail.ru

Поскольку фактически фосфориты – это «перерывные образования» (Фролов, 1993), они маркируют различные перерывы. Их первичному образованию благоприятствует замедленное осадконакопление, вплоть до его полного прекращения, что способствует сокращению поступления терригенного и другого осадочного материала, подавляющего фосфатогенез. Осадок при этом остается ненарушенным достаточно долгое время (на что указывает обогащенность его аутигенным глауконитом), что дает возможность беспрепятственно протекать в нем раннедиагенетическим процессам химической дифференциации и фосфатизации. С режимом «неотложения» тесно связано формирование так называемых «фосфатных плит» – своеобразных хардграундов. В дальнейшем для образования скоплений фосфоритов (в том числе крупных фосфатных пластов и месторождений) часто требуется гидродинамическая переработка, то есть размыв и переотложение вмещающих осадков с высвобождением микро- и макроконкреций. Эти явления фиксируются эрозионными поверхностями, несогласиями и другими признаками размывов. В ряде случаев присутствуют гальки (базальные горизонты), в том числе и фосфатные, а также ожелезнение поверхности. При многостадийности и полицикличности описанных процессов могут возникнуть также горизонты конденсации либо переотложенные довольно мощные сгруженные фосфатные слои. Эти процессы также могут быть масштабными и катастрофичными.

Штормовые отложения в проксимальных зонах шельфа характеризуются скульптурированной эрозионной поверхностью в подошве, иногда с базальным галечником, раковинными отложениями со смешанной фауной, растительным детритом, параллельной и бугорчатой косой слоистостью, илистым слоем, волновой рябью на поверхности кровли (Рединг, 1990). В таких отложениях также присутствуют фосфориты. После захоранивания раковинной фауны и растительного детрита в осадке немедленно начинаются процессы бактериального разложения органического вещества, высвобождение фосфора при деструкции органики, перераспределение растворенного фосфатного вещества внутри осадка путем диффузии, раннедиагенетического замещения остатков фауны и флоры с образованием фосфатных желваков. Отложения цунами и ураганов являются также штормовыми и могут содержать фосфориты.

Любые катастрофические изменения условий обитания организмов приводят к биотическим кризисам разного порядка, от локальных до глобальных.

Обычно они проявляются не только в массовых вымираниях этих организмов, но также оставляют различные следы в осадках, такие как перерывы (эрозионные поверхности, стратиграфические и структурные несогласия, hard ground), штормовые отложения, скопления фоссилий, прослои, обогащенные органическим веществом («черные или битуминозные сланцы») и др. Масштабность проявления определяет региональный или глобальный характер этих явлений. Часто в таких отложениях присутствуют и фосфориты. Это объясняется тесной связью условий образования и накопления фосфоритов с некоторыми из них. Иногда биотические кризисы и катастрофические явления вызывают накопление первично фосфатного материала. Это костеносные накопления – обломки костей и чешуи рыб и рептилий (например, широко известные девонские), а также скопления представителей отряда лингулид (брахиоподы) с хитиново-фосфатной раковиной (например, ордовикские фосфатоносные отложения Эстонии и Ленинградской области).

Кроме того, массовые вымирания способствуют поступлению большого количества органического вещества, являющегося источником растворенных фосфатов в морских и поровых водах, и одновременно самих остатков организмов, где зачастую происходит концентрирование и осаждение этих фосфатов (фосфатизация). Небольшие по масштабу заморы происходят на шельфах время от времени в результате сезонных резких вспышек биопродуктивности фито- и зоопланктона (возможно, токсичного органикостенного планктона). Они приводят к образованию рыхлых первичных инситных стяжений, в дальнейшем литифицирующихся. Крупные массовые вымирания возможно способны сформировать целые фосфатные прослои или пласты. Иногда они соседствуют с черносланцевыми прослоями.

Глобальные биотические кризисы представляют собой критические моменты существенной перестройки всей биосферы, важнейшей составной частью которых являются лежащие в их основе массовые вымирания (Алексеев, 1989). События, приводящие к таким кризисам, как и они сами, запечатлеваются и в седиментологической летописи. Некоторые интервалы, в течение которых происходят данные события и наблюдаются их последствия, отличаются повышенным фосфатонакоплением, иногда и в глобальном масштабе.

Так, например, после оледенения рубежа рифея и венда появились разнообразные крупные многоклеточные, быстро распространившиеся практически глобально, но просуществовали они не так долго и почти полностью вымерли в начале второй половины вендского периода. Именно к рубежу венда и кембрия приурочено формирование крупнейших фосфоритоносных бассейнов Азии (Каратау, Хубсугула, Янцзы), Австралии, Бразилии, Центральной Африки (Ильин, 2008).

Франско-фаменское событие коррелируется с костеносными слоями Главного и Центрального девонского поля Восточно-Европейской платформы. Пермско-триасовый интервал характеризуется не только формированием крупного позднепермского бассейна Фосфория, но также мелкими пермскими и триасовыми месторождениями Урала и Сибири, а также широким развитием черносланцевых отложений.

Вымирание многих организмов на рубеже сеномана и турона совпадает с глобально проявившимся бескислородным событием, выраженным в наличии в терминальном сеномане во многих точках мира богатого органическим веществом битуминозного прослоя небольшой мощности (Веймарн и др., 1998), а также выдержанными и мощными горизонтами фосфоритов и фосфоритовых плит в центральных частях Восточно-Европейской платформы, в которых также наблюдается утяжеление карбонатного углерода (Ильин, Найдин, 1995). Наглядный пример таких фосфоритовых горизонтов – сеноманские отложения Воронежской антеклизы. Сеноманские отложения представлены глауконит-кварцевыми песками, вмещающими отдельные желваки, слои фосфоритов и фосфоритовые плиты. Наиболее продуктивные фосфоритоносные разрезы, имеющие трехчленное строение, часто с присутствием одной или даже двух плит-хардграундов, отмеченных в среднем или чаще верхнем фосфоритовом слое, характерны для центральных частей обширных поднятий или сводов типа Брянско-Калужского, Железногорского. Разрезы с отсутствием четко выраженных прослоев фосфоритов, значительной мощностью вмещающей толщи, ее плохой сортировкой соответствуют впадинам и центральным частям прогибов. На большей части площади отмечаются многочисленные перерывы в отложении осадков, выпадение из разреза тех или иных горизонтов, слоев, сокращение мощностей и полное выклинивание отдельных толщ (Малёнкина, 2005). Таким образом, продуктивными являются разрезы резко сокращенной мощности, с обилием перерывов и размывов, на поверхности которых и накапливаются фосфоритовые желваки и гальки. Инситные, т.е. образовавшиеся на месте, неперемещенные, желваки встречаются в разрезе спорадически, незакономерно, часто между сгруженными прослоями желваков, но, в отличие от них, в рассеянном состоянии. Они залегают обычно в сильно биотурбированных песках, их форма чаще не изометричная, а продолговатая, иногда они имеют трубчатую форму, в средней части заполненную рыхлым песком. Среди ихнофауны преобладают преимущественно крупные ихнофоссилии (типа *Thalassinoides*), вероятно, имеющие породообразующее значение для сеноманских фосфоритов. При этом ходы обычно заполнены скелетными остатками бентосных фораминифер, планктонных организмов и копролитами. Матрикс практически всех изучавшихся фосфоритов содержит также фосфатизированные фрагменты различных цианобактериальных матов, бактериальных колоний и известковых водорослей, выглядящих под сканирующим электронным микроскопом либо в виде пористого губчатого фосфата, либо в виде трубчатых, нитчатых, палочковидных и сфероидальных образований (Малёнкина, 2005). Возможно, бактериально-водорослевые маты и строматолиты играли большую роль и при формировании сеноманских фосфатных плит, но это пока остается до конца не выясненным. Менее характерны для данных фосфоритов остатки макрофауны (в основном лишь губки и более редкие двустворки). Иногда многочисленные фрагментированные, нередко целые кубки губок образуют «губковые горизонты», подобные тем, что отмечены в Поволжье. Двустворки с фосфатными ядрами также изредка образуют скопления. Вероятно, все они являются штормовыми накоплениями.

Мел-палеогеновое вымирание, наиболее четко выраженное из всех известных и наиболее детально изученное (Алексеев, 1989), соответствует по времени

накоплению крупнейших фосфоритоносных отложений северной Африки, Ближнего Востока, юга Европы и Южной Америки (Ильин, 2008). К этому же времени приурочены и некоторые крымские фосфоритоносные уровни. В частности, в междуречье Кача – Бодрак (разрезы у левого берега р. Бодрака (карьер у с. Скалистое), горы Беш-Кош и склонов горы Сувлу-Кая), а также в Восточном Крыму (разрезы склонов Ак-Кайи и горы Клементьева) в верхах маастрихта выделяются два прослоя с конкрециями фосфоритов. На границе маастрихта и дания, выраженной поверхностью субаквального размыва (твердое дно), наблюдается третий: прослой зеленого кварц-глауконитового песчаного известняка, либо карбонатного песчаника, мощностью 0,2–1 м, с мелкими конкрециями фосфоритов 1–3 см, часто представляющими собой фосфатизированные ядра двустворок, гастропод и др.

Из вышеизложенного следует, что фосфориты являются своеобразным маркером резких изменений седиментационных обстановок, нередко приводящим к различным биотическим кризисам. Одновременно они являются ценным источником информации, фиксируя как весь спектр организмов, населявших данную часть бассейна (в виде фоссилий), так и оставленные ими следы (ихнитолиты), иногда другие проявления жизнедеятельности и особенности захоронения.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (проект № 09-05-00016).

Литература

Алексеев А.С. 1989. Глобальные биотические кризисы и массовые вымирания в фанерозойской истории Земли // Биотические события на основных рубежах фанерозоя. М.: МГУ. С. 22–47.

Веймарн А.Б., Найдин Д.П., Копаевич Л.Ф., Алексеев А.С., Назаров М.А. 1998. Глобальные катастрофические события и их роль при стратиграфических корреляциях осадочных бассейнов разного типа. М.: МГУ. 198 с.

Ильин А.В. Древние (эдиакарские) фосфориты. 2008 // М.: Тр. ГИН: вып. 587. 160 с.

Ильин А.В., Найдин Д.П. 1995. Утяжеление изотопного состава углерода у границы сеномана и турона: первые данные по Восточно-Европейской платформе // ДАН. Т. 345, № 5. С. 653–656.

Малёнкина С.Ю. 2005. Обстановки осадконакопления и роль биоты в фосфатогенезе позднего мела Воронежской антеклизы // Меловая система России: проблемы стратиграфии и палеогеографии. Сб. ст. СПб.: НИИЗК СПбГУ. С. 209–225.

Рединг Х.Г. (Ред.). 1990. Обстановки осадконакопления и фации. М.: Мир. Т. 1. 354 с.

Фролов В.Т. 1993. Литология. М.: МГУ. Кн. 2. 432 с.

ИЗВЕСТКОВЫЙ НАНОПЛАНКТОН НИЖНЕГО БЕРРИАСА ГОРНОГО КРЫМА

А.В. Матвеев
Харьковский национальный университет, Харьков, mathwey@list.ru

CALCAREOUS NANNOPLANKTON OF LOWER BERRIASIAN OF MOUNTAIN CRIMEA

A.V. Matveyev
Kharkov national university, Kharkov, mathwey@list.ru

ВВЕДЕНИЕ

В последнее время наблюдается возобновление интереса к крымским разрезам берриаса, связанного с решением проблемы границы юры и мела. В частности, рядом исследователей были детально описаны типовые разрезы берриаса в западной, центральной и восточной частях Горного Крыма и переизучены остатки различных групп организмов (рис.1). Для увязки полученных данных по распространению остатков известкового нанопланктона нами были использованы описания разрезов, литологические колонки и данные по распространению аммонитов в свитах бечку и двуякорной, приведенные в серии работ В.В. Аркадьева и др.

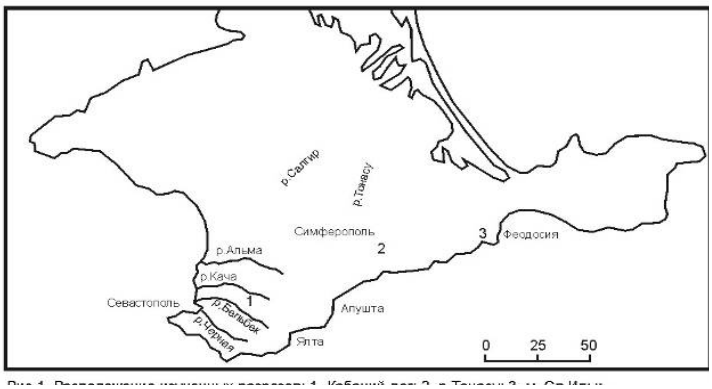


Рис. 1. Расположение изученных разрезов: 1 – Кабаний лог; 2 – р. Танасу; 3 – м. Св. Ильи

РЕЗУЛЬТАТЫ

Кабаний лог. Обнажение находится в одноименном овраге, впадающем справа в долину р. Бельбек в 1,5 км выше по течению от пос. Куйбышево. Зональное деление отложений по аммонитам согласно данным (Аркадьев и др., 2007). В правом борту оврага снизу вверх обнажаются:

1. Бельбекская толща галечных конгломератов видимой мощностью 10 м. Пробы из конгломератов не отбирались.

2. Свита бечку, представленная песчаниками разнозернистыми карбонатными, мощностью 14 м. Местами песчаники переполнены обломками раковин. В карбонатном цементе песчаников встречены достаточно редкие остатки нанопланктона удовлетворительной сохранности. Были определены следующие виды: *Dekapodorhabdus typicus* (M e d d); *Podorhabdus noeliae* (B l a c k); *Polypodorhabdus escaigi* N o e l; *Grantharhabdus meddii* B l a c k; *Amphizygus colligatus* (B l a c k); *Watznaueria barnesae* (B l a c k); *W.britannica* (S t r a d n e r); *Bidiscus ignotus* (G o r k a); *Cruciellipsis culivierri* (M a n i v i t); *Nannoconus steinmannii minor* D e r e s, A c h e r i t e g u y; *Staurolithites stradneri* (R o o d, H a y, B a r n a r d); *Zygodiscus gabalus* (S t o v e r); *Zygodiscus erectus* (D e f l a n d r).

3. Албатская толща известняков видимой мощностью более 30 м. В известняках остатки нанопланктона обнаружены не были.

Распространение остатков нанопланктона приведено на рис. 2.

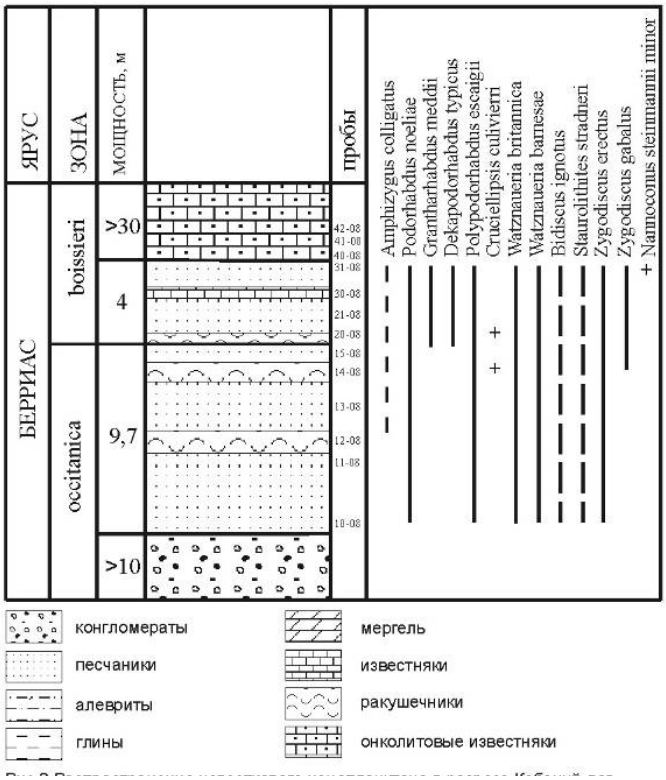


Рис. 2. Распространение известкового наннопланктона в разрезе Кабаний лог

Р. Тонасу. Выходы берриаса прослеживаются в серии обнажений по правому борту долины р. Тонасу от с. Красноселовка и вверх по течению на 1,5 км. Наращивание разреза идет по правым притокам реки и в левом борту долины ниже с. Красноселовка. Литологическое описание, разбивка на пачки и зональное деление по макрофауне приведено согласно данным (Аркадьев В.В. и др., 2005).

Толща брекчиевых известняков (пачка 14), кровля которых принимается за верхнюю границу титона, на нанопланктон не опробовалась. В вышележащих пачках 15–30 остатки нанофлоры представлены единичными находками транзит-

ных видов *Watznaueria barnesae* и *W.britannica*, *Cyclagelosphaera margereli* N o e l , *Biscutum dubium* (N o e l) плохой сохранности.

Начиная с пачки 32 появляются *Etmorhabdus asper* (S t r a d n e r), *Grantharhabdus meddii*, *Zygodiscus erectus*, *Staurolithites stradneri* и *Nannoconus steinmannii minor*. Встречен также единичный *Lithraphidites cf.carniolensis* D e f l a n d r e очень плохой сохранности.

Еще выше появляются *Amphizygus colligatus*, *Rotelapillus laffittei* (N o e l), *Zeugrhabdotus embergeri* (N o e l) и *Nannoconus dolomiticus* C i t a . Распространение остатков нанопланктона приведено на рис. 3.

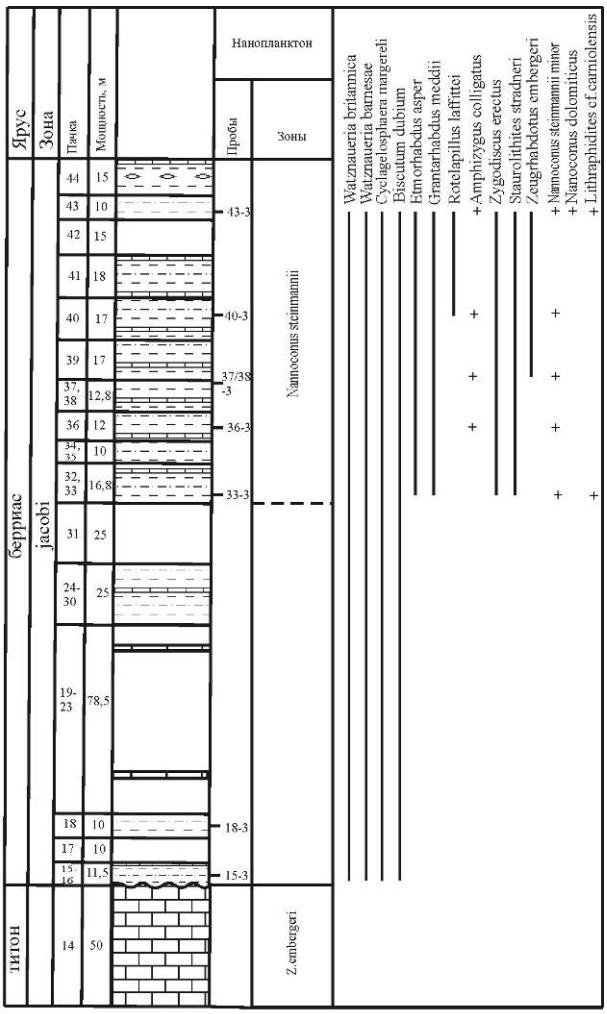


Рис. 3. Распространение известкового наннопланктона в разрезе р. Тонасу. Условные обозначения см. на рис. 2

М. Св. Ильи. Разрезы берриаса находятся как непосредственно на мысе Св. Ильи, так и на побережье в обе стороны от него. Зональная привязка по макрофауне, литология отложений даны по данным (Аркадьев В.В. и др., 2006).

К берриасу относится верхняя часть двуякорной свиты, представленной флишоидным переслаиванием темно-серых и зеленовато-серых алевритистых глин и буровато-серых детритовых и брекчиевых известняков. Непосредственно

на мысе появляются прослои светлых зеленовато-серых мергелей («феодосийские мергели»).

Видовой состав нанокомплекса такой же, как и в разрезе по р. Танасу, но количественное соотношение отдельных видов сильно меняется. Основным элементом комплекса становятся наноконусы *Nannoconus steinmannii* K a m p t n e r и *Nannoconus steinmannii minor*. Остальные виды *Watznaueria barnesae*, *Cyclagelosphaera margereli*, *Etmorhabdus asper*, *Staurolithites stradneri* и *Zygodiscus erectus* встречены в единичных количествах. Распространение остатков нанопланктона приведено на рис. 4.

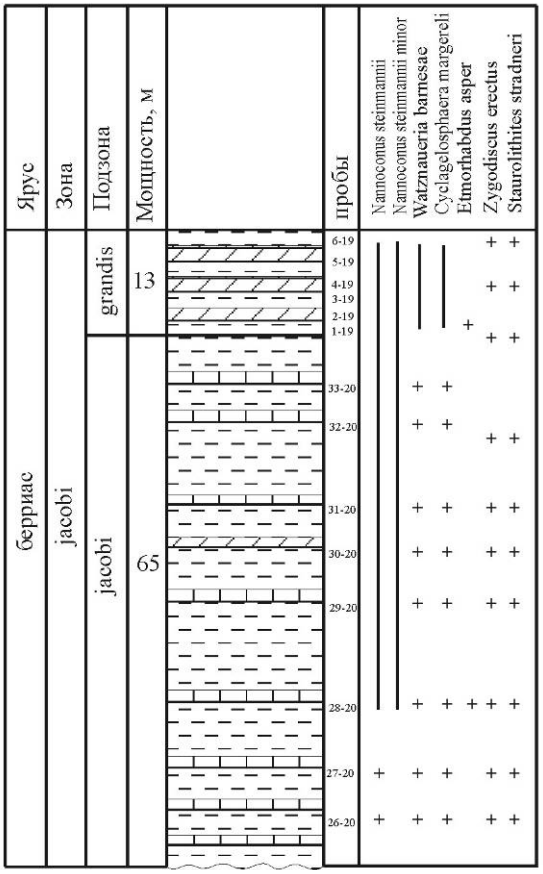


Рис. 4. Распространение известкового наннопланктона в разрезе м. Св. Ильи. Условные обозначения см. на рис. 2

ОБСУЖДЕНИЕ

В берриасе Горного Крыма встречен достаточно большой комплекс известковых нанофоссилий, представленный 21 видом, относящимся к 17 родам, 5 семействам. Наблюдается, однако, довольно сильное расхождение в составе нанокомплекса между мелководными отложениями свиты бечку Западного Крыма и глубоководными отложениями двуякорной свиты Центрального и Восточного Крыма. Если в первом разрезе преобладают подорабдусы, то во втором и третьем основу нанокомплекса составляют наноконусы.

Берриасский нанокомплекс достаточно близок с титонским (Доротяк Ю.Б. и др., 2009), но отличается от него большим количеством наноконусов.

Нанофоссилии берриаса изучались в Европе, Северной Африке, Северной Атлантике рядом исследователей Thirstein H.R. (1976), Roth P.H. (1978), Sissing W. (1977), Perch-Nielsen K. (1983), предложивших несколько вариантов зонального деления. Обобщенные данные по этим исследованиям приведены в (Perch-Nielsen K., 1989). Берриасские нанофоссилии изучались (Романив А.М., 1991) в Карпатах.

Во всех схемах в нижней части берриаса выделяется зона N. steinmannii и/или L. carniolensis, однако в разрезе Кабаний лог встречены только единичные *Nannoconus steinmannii minor*, что не позволяет однозначно устанавливать здесь эту зону. Нахождение вида-индекса *L.carniolensis* в изученных разрезах не может быть указано однозначно.

В верхах берриаса выделяется зона (у Романив А.М. «слои с …») Cretarhabdus crenulatus, которая в крымских разрезах встречена не была. Таким образом, сопоставить с европейскими разрезами возможно только верхнюю часть двуякорной свиты.

Для крымских разрезов нами было отмечено более раннее появление *Amphizygus colligatus*. В западноевропейских разрезах он указывается с валанжина. Принимая во внимание его встречаемость в обоих типах разрезов и хорошую диагностируемость, можно предложить его, при более детальном изучении распространенности, в качестве вида-индекса лоны.

ВЫВОДЫ

1. Различные условия осадконакопления в западной и восточной частях Горного Крыма привели к образованию литологически несходных и содержащих различный комплекс нанофлоры свит бечку и двуякорной. Такая фациальная зависимость уменьшает универсальность этих планктонных организмов при корреляции разрезов.

2. В верхней части двуякорной свиты может быть выделена зона N. steinmannii, которая сопоставляется с нижним берриасом западноевропейских разрезов. Свита бечку с западноевропейскими разрезами по известковому нанопланктону не коррелируется.

3. Изученные отложения представляется возможным выделить в слои с Amphizygus colligatus. Дальнейшее изучение распространения этого вида, возможно, позволит перевести этот стратон в ранг лоны.

Литература

Аркадьев В.В., Богданова Т.Н., Лобачева С.В. 2005. Новые данные по биостратиграфии берриасских отложений бассейна р. Тонас (Горный Крым) // Меловая система России: проблемы стратиграфии и палеогеографии: сб. ст. второго Всероссийского совещ. СПб. С. 111–135.

Аркадьев В.В., Богданова Т.Н., Лысенко Н.И. 2007. Представители родов Malbosiceras и Pomeliceras (Neocomotidae, Ammonoidea) из берриаса Горного Крыма // Стратиграфия. Геологическая корреляция. Т. 15, №3. С. 42–62.

Аркадьев В.В., Федорова А.А., Савельева Ю.Н., Тесакова Е.Н. 2006. Биостратиграфия пограничных отложений юры и мела Восточного Крыма // Стратиграфия. Геологическая корреляция. Т. 14, №3. С. 84–112.

Доротяк Ю.Б., Матвеев А.В., Шевчук О.А. 2009. Характеристика пограничных отложений юры и мела в Горном Крыму (фораминиферы, известковый нанопланктон, диноцисты, палинокомплексы) // Викопна фауна і флора України: палеоекологічний та стратиграфічний аспекти. К. С. 108–118.

Романив А.М. 1991. Известковый нанопланктон меловых и палеогеновых отложений Украинских Карпат. К.: Наук. думка. 148 с.

Perch-Nielsen K. 1989. Mesozoic calcareous nannoplankton // Plankton stratigraphy. Cambridge Un. Press. Vol. 1. P. 329–426.

БИОСТРАТИГРАФИЧЕСКОЕ РАСЧЛЕНЕНИЕ ВЕРХНЕГО МЕЛА В РАЗРЕЗЕ НОВОУЗЕНСКОЙ ОПОРНОЙ СКВАЖИНЫ (СЕВЕР ПРИКАСПИЙСКОЙ ВПАДИНЫ) ПО ИЗВЕСТКОВОМУ НАННОПЛАНКТОНУ

М.Н. Овечкина[1], А.С. Алексеев[2]
[1]*Школа геологических наук Университета КваЗулу-Натал, Дурбан, ЮАР; Палеонтологический институт им. А.А. Борисяка РАН, Москва, Россия, saccammina@gmail.com*
[2]*Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, Москва, aaleks@mgu.ru*

UPPER CRETACEOUS BIOSTRATIGRAPHY OF THE NOVOUZENSK BOREHOLE (NORTHERN EDGE OF THE PRE-CASPIAN DEPRESSION) BY CALCAREOUS NANNOPLANKTON

M.N. Ovechkina[1], A.S. Alekseev[2]
[1]*School of Geological Sciences University of KwaZulu-Natal, Durban, South Africa; Paleontological Institute, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia, saccammina@gmail.com*
[2]*Lomonosov Moscow State University, Moscow, aaleks@mgu.ru*

Новоузенская опорная скважина, пробуренная вблизи г. Новоузенска Саратовской области в 1950-х годах, фигурирует во многих работах по стратиграфии мезозоя и кайнозоя Прикаспия. Однако ее расчленение в верхнемеловом интервале основывалось на бентосных фораминиферах, определения которых ныне требуют существенного пересмотра, другие группы в то время не применялись. В последние годы для расчленения палеоценовой части разреза, вскрытого этой скважиной, с успехом был использован известковый наннопланктон и диноцисты (Васильева, Мусатов, 2010*а*, *б*). Коллективом специалистов под руководством А.Г. Олферьева была начата работа по ревизии расчленения толщи верхнего мела этой скважины, отобраны образцы для изучения фораминифер и известкового наннопланктона. К сожалению, выход керна на многих интервалах был ничтожным (доли метра), а значительные по мощности части разреза вообще керном не охарактеризованы. Здесь мы излагаем предварительные результаты изучения известкового наннопланктона (58 образцов).

В разрезе скважины, согласно действующей унифицированной схеме, вскрыты отложения циковской, савинковской, кирикилинской, мезинолапшиновской, вольновской, налитовской, буденовской и краснооктябрьской свит, в которых определен довольно богатый комплекс наннофоссилий, насчитывающий 94 вида. Вертикальное распространение основных видов-маркеров изображено на рисунке. Известковый наннопланктон имеет различную сохранность, в основном среднюю и плохую, что связано с достаточно глубоким залеганием верхнемеловых отложений (ниже 900 м) и широким развитием прочных известняков.

Для расчленения разреза скважины использованы стандартная зональная шкала У. Сиссинха (Sissingh, 1977) с дополнениями К. Перч-Нильсен (Perch-Nielsen, 1985) и бореальная шкала Дж. Барнетт (Burnett, 1998).

В самом нижнем обр. 58 выделена зона альба CC8 на основании присутствия *Prediscosphaera columnata*. Нижняя часть разреза, соответствующая циковской свите (обр. 57-55), относится к зоне верхнего альба – нижнего сеномана CC9, подошва которой фиксируется по первому появлению *Eiffellithus turriseiffelii* в обр. 57.

В савинковской свите (обр. 54-48) выделены зоны CC9-CC12. Нижняя часть свиты соответствует зоне CC9 на основании присутствия *E. turriseiffelii*. Зона верхнего сеномана CC10 маркируется по первому появлению *Microrhabdulus decoratus* в обр. 53, зона нижнего-среднего турона CC11 выделена по появлению *Quadrum gartneri* в обр. 50, а зона верхнего турона – нижнего коньяка CC12 установлена по появлению *Lucianorhabdus maleformis* в обр. 49.

Кирикилинской свите (обр. 47-40) соответствуют зоны CC13, CC14 и нижняя часть CC15. В нижней части свиты выделена зона CC13 нижнего коньяка, нижняя граница которой устанавливается по появлению *Marthasterites furcatus* (обр. 48). Выше фиксируется зона верхнего коньяка – нижнего сантона CC14, поскольку комплекс содержит зональный вид *Micula decussata*, появление которого устанавливает нижнюю границу данной зоны (обр. 47). В самой верхней части свиты выделена нижняя часть зоны нижнего сантона CC15 на основании присутствия *Reinhardtites anthophorus*, первое появление которого фиксирует подошву данной зоны (обр. 41).

В мезинолапшиновской свите (обр. 39-34) выделены зоны CC15-CC17. Зона CC15 фиксируется по присутствию в комплексе *R. anthophorus*. Выше выделена зона верхнего сантона CC16 по первому появлению *Lucianorhabdus cayeuxii* в обр. 38. Верхняя часть свиты соответствует зоне верхнего сантона – нижнего кампана CC17, подошва которой фиксируется по появлению *Calculites obscurus* (обр. 36).

Вольновская свита (обр. 33 и 32) соответствует зоне нижнего кампана CC18. В нижней части свиты выделяется подзона CC18a по появлению *Broinsonia parca parca* (обр. 33). В обр. 32 зафиксировано появление *Broinsonia parca constricta*, что позволяет отнести верхнюю часть свиты к нерасчлененным подзонам CC18b-c.

В налитовской свите (обр. 31-14) выделены зоны и подзоны: CC18b-c, CC19-CC22a, CC22b и CC23a. В самой нижней части свиты выделяется нерасчлененный интервал нижнекампанских подзон CC18b-c по присутствию *B. parca constricta*. Вышележащий интервал (обр. 28-25) относится к нерасчлененным зонам верхней части нижнего-верхнего кампана CC19-CC22a. Нижняя граница зоны CC19 фиксируется по исчезновению *M. furcatus* в обр. 29. Верхнюю границу этой зоны не удалось установить из-за отсутствия *Ceratolithoides aculeus*. Также не представляется возможным расчленить данную зону на подзоны из-за отсутствия *Bukryaster hayii*, по исчезновению которого устанавливается нижняя граница подзоны CC19b. В этом разрезе также не были обнаружены виды рода *Uniplanarius*, маркирующие зоны CC20-CC22. В средней части налитовской свиты (обр. 25-22) выделена верхнекампанская подзона CC22b по появлению

Reinhardtites levis (обр. 25) и присутствию *R. anthophorus*, исчезновение которого зафиксировано в обр. 21. Верхняя часть свиты (обр. 21-14) относится к нижнемаастрихтской подзоне CC23a, подошва которой устанавливается по исчезновению *R. anthophorus*, а кровля – по исчезновению *B. parca constricta* (обр. 13). Таким образом, существенно глинистая толща, отнесенная А.Г. Олферьевым к налитовской свите, имеет значительно больший возрастной интервал и не может так называться.

Верхняя часть разреза, соответствующая буденовской свите (обр. 13-9), относится к подзоне CC23b и зоне CC24 нижнего маастрихта. Подзона CC23b выделена по исчезновению *Tranolithus orionatus* (обр. 10), зона CC24 фиксируется как интервал от исчезновения *T. orionatus* до исчезновения *R. levis* (обр. 8).

В самой верхней части разреза (обр. 8-1, краснооктябрьская свита) выделены нерасчлененные подзоны CC25a-b, CC25c и зона CC26 верхнего маастрихта. Нерасчлененный интервал подзон CC25a-b установлен по отсутствию *R. levis*, а также *Lithraphidites quadratus*, который маркирует кровлю подзоны CC25b. В верхней части свиты выделяется подзона CC25c по появлению *L. quadratus* в обр. 4. Зона CC26 установлена по присутствию *Nephrolithus frequens*, появление которого (обр. 2) фиксирует основание зоны.

Литература

Васильева О.Н., Мусатов В.А. 2010*а*. Биостратиграфия палеогена Северного Прикаспия по диноцистам и наннопланктону (Новоузенская опорная скважина). Статья 1. Обоснование возраста отложений и корреляции // Стратиграфия и корреляция. Т. 18. Вып. 1. С. 88-109.

Васильева О.Н., Мусатов В.А. 2010*б*. Биостратиграфия палеогена Северного Прикаспия по диноцистам и наннопланктону (Новоузенская опорная скважина). Статья 2. Биотические события и палеоэкологические обстановки // Стратиграфия и корреляция. Т. 18. Вып. 2. С. 77-98.

Burnett J.A. 1998. Upper Cretaceous // Bown P.R. (ed.). Calcareous nannofossil biostratigraphy. British Micropalaeontological Society Publication Series. Chapman and Hall, London. P. 132-198.

Perch-Nielsen K. 1985. Cenozoic calcareous nannofossils // H.M. Bolli, J.B. Saunders, K. Perch-Nielsen (eds). Plankton Stratigraphy. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom. P. 427-554.

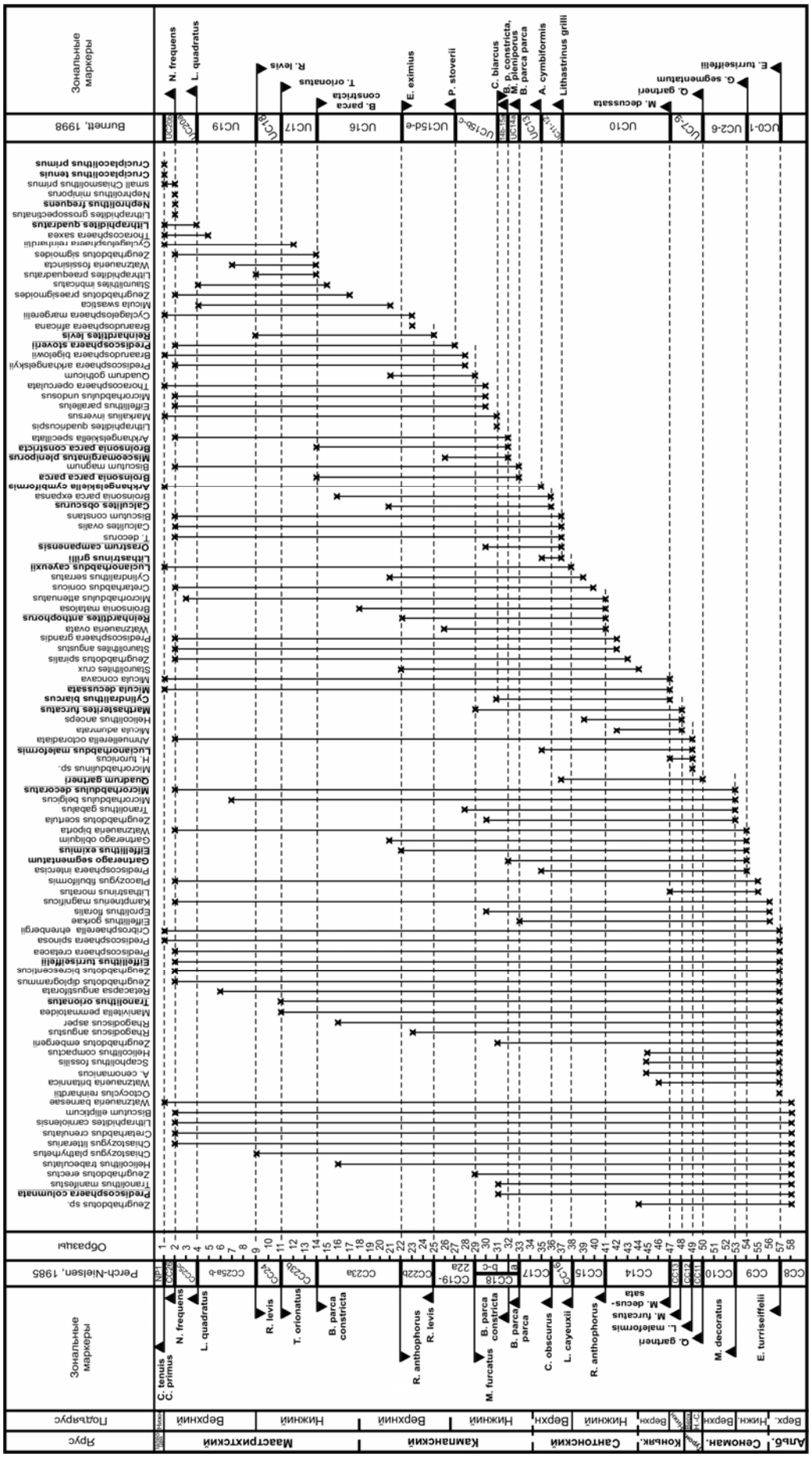


Рис. Стратиграфическое распространение наиболее важных видов известкового нанопланктона в разрезе опорной скважины Новоузенской

РАДИОЛЯРИЕВЫЙ АНАЛИЗ МЕЛОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ИРУНЕЙСКОЙ СВИТЫ КАМЧАТКИ

Т.Н. Палечек
Геологический институт РАН, Москва, tatiana@ilran.ru

RADIOLARIAN ANALYSIS OF THE CRETACEOUS IRYNEI FORMATION SEDIMENTS OF KAMCHATKA

T.N. Palechek
Geological Institute of RAS, Moscow, tatiana@ilran.ru

Так как любое стратиграфическое подразделение требует хорошего палеонтологического обоснования, здесь мы попытались собрать воедино все те разрозненные данные, которые имеются на сегодняшний день для ирунейской свиты Камчатки. Особенно важным это является для создания региональных стратиграфических схем в областях со сложным геологическим строением, в условиях развития аккреционной тектоники.

Вулканогенно-кремнистые отложения ирунейской свиты широко распространены на территории Камчатки. Они представлены кремнями, яшмами, глинистыми сланцами, туффитами, пелитовыми и псефитовыми туфами с *Inoceramus orientalis* Sok., *In. schmidti* Mich., а также порфиритами роговообманковыми, авгитовыми, их туфами, туфобрекчиями. Возраст отложений ирунейской свиты определялся в 70-е гг. прошлого века как сенонский (Объяснительная записка…, 1974).

В 70-е гг. было положено начало изучению вулканогенно-кремнистых отложений по радиоляриям (Жамойда, 1972). В последующие годы был опубликован ряд работ, посвященных датированию вулканогенно-кремнистых отложений Северо-Востока России (Геология юга…, 1987; Палечек, 2002; Вишневская и др., 2005), в том числе и ирунейской свиты. По радиоляриям возраст ирунейской свиты определяется как коньяк-маастрихтский (Зинкевич и др., 1994; Вишневская, 2001).

На востоке и северо-востоке южной части Срединного хребта значительная площадь сложена кремнистыми сланцами, туфами различного гранулометрического состава, туфобрекчиями и порфиритами, которые входят в состав ирунейской свиты. Они протягиваются широкой (до 25 км) полосой к югу от р. Андриановка в бассейнах рек Кенсол, Кананец, Санопадь, Кунч. Южнее толща меловых туфогенных пород перекрывается андезитами и базальтами четвертичного возраста, вследствие чего обнажается лишь на отдельных участках в эрозионных окнах.

Кремнистые сланцы и мелкообломочные туфы приурочены к западной части этой полосы и граничат с комплексом метаморфических пород. Кроме того, они слагают небольшой участок среди терригенных позднемеловых образований в бассейне р. Сред. Воровская. Именно здесь и выделялась ранее ирунейская толща, возраст которой на основании сопоставления с фаунистически охаракте-

ризованными отложениями смежных районов определялся как сенонский (Объяснительная записка…, 1974).

По данным А.И. Поздеева и Д.А. Бабушкина (Зинкевич и др., 1994), в бассейне р. Правая Андриановка в кремнистых алевролитах ирунейской свиты были обнаружены *Inoceramus* ex gr. *orientalis* Sok., *I.* cf. *schmidti* Mich., в туфогенных песчаниках – *I.* ex gr. *schmidti* Mich., характерные, по заключению В.Н. Верещагина, для сантона или кампана.

Кроме этого, отложения ирунейской свиты были изучены В.П. Зинкевичем и др. (Зинкевич и др., 1994) в бассейнах рек Хим, Ченгнут, Богдановская, где в ее строении были выделены глинисто-яшмовая, глинисто-кремнисто-туфогенная и туфогенная толщи с тектоническими контактами между ними.

На левобережье руч. Боковой, приток р. Хим, в образцах из глинисто-яшмовой толщи И.И. Извековым был установлен позднекампан-раннемаастрихтский комплекс радиолярий: *Orbiculiforma sempiterna* Pessagno, *O. Rennilaeformis* (Campbell et Clark), *O*. cf. *australis* Pessagno, *Praestylosphaera pusilla* (Campbell et Clark), *Cromyosphaera vivenkensis* Lipman, *Alievium* cf. *gallowayi* (White), *Lithomespilus* cf. *mendosa* (Krasheninnikov), *Stichomitra livermorensis* (Campbell et Clark), *S. campi* (Campbell et Clark), *Cornutella californica* (Campbell et Clark), *Amphipyndax stocki* (Campbell et Clark) var. A, var. B Vishnevskaya, *A. ellipticus* Nakaseko et Nishimura, *Dictyomitra densicostata* Pessagno, *Protostichocapsa streckta* Empson-Morin, *Xitus asymbatos* (Foreman).

Л.Г. Брагиной из кремнистых пород туфогенной толщи были выделены также позднекампан-маастрихтские радиолярии: *Amphipyndax stocki* (Campbell et Clark), *Clathrocyclas* cf. *hyronia* Foreman, *Dictyomitra andersoni* (Campbell et Clark), *Stichomitra livermorensis* (Campbell et Clark), *Phaseliforma* sp. (Зинкевич и др., 1994).

Нами кремнистые породы ирунейской свиты были детально опробованы во время нескольких полевых сезонов 2002, 2004 гг. (коллекция обр. Соловьева А.В.), 2005 г. (коллекция обр. Палечек Т.Н.) в р-не бассейнов рек Сред. Андриановка, Андриановка, Евсейчиха с целью проведения радиоляриевого анализа. Из ряда образцов (04-AS-01, 02, 03, 04, 05) были выделены радиолярии средней и удовлетворительной сохранности: *Amphipyndax* cf. *stocki* (Campbell et Clark), *Orbiculiforma monticelloensis* Pessagno, *Praestylosphaera* sp., *Crucella* sp., *Paronaella* sp., *Histiastrum* sp., *Patulibracchium*? sp., *Stichomitra* sp.

В бассейне рек Колпакова и Лев. Андриановка было установлено (Объяснительная записка…, 1974), что кремнистые сланцы в направлении с запада на восток фациально замещаются пирокластическими и эффузивными породами. Кроме того, пачки кремнистых сланцев установлены среди эффузивных и пирокластических пород, относимых ранее к кирганикской толще. В истоках р. Колпакова и в бассейнах рек Кенсол, Санопадь, Кунч в разрезе преобладают порфириты, псаммитовые туфы с характерными обломками эффузивных пород красного цвета и туфобрекчии подобного состава. В бассейне р. Сред. Воровская на западных склонах Срединного хребта вскрываются лишь породы кремнистой фации (Сидорчук, Ястремский, 1964). В истоках р. Шаромская в основании разреза залегают преимущественно порфириты, а верхняя его часть сложена пре-

имущественно пирокластическими породами, в том числе и тонкообломочными (Байков и др., 1964).

Нижняя граница ирунейской свиты проводится по смене кремнистых сланцев ниже по разрезу монотонной толщи аспидных глинистых сланцев. На песчано-глинистых отложениях хозгонской свиты ирунейская свита залегает согласно, что подтверждается наблюдениями по рекам Сред. Воровская и Лев. Андриановка (Объяснительная записка…, 1974).

Таким образом, зональность в распределении по площади отмеченных разновидностей пород обусловлена не различным положением их в разрезе, а расположением очагов вулканической деятельности в верхнемеловое время. Такой вывод, помимо фактов взаимоперехода, подтверждается также наличием остатков фауны в пределах всей площади распространения подобных пород. По заключению А.Ф. Ефимовой, остатки раковин, отобранные среди кремнистых сланцев по левому притоку р. Андриановка и среди туфов, относимых ранее к кирганикской толще, вблизи истоков р. Шаромская, по притоку р. Камчатка и по р. Санопадь, принадлежат к группе радиально-ребристых иноцерамов сантон-кампанского возраста. Аналогичное заключение приводит и Г.П. Терехова, определявшая фауну из коллекции И.А. Сидорчука, отобранной среди кремнистых сланцев ирунейской свиты в районе р. Сред. Воровская (Сидорчук, Ястремский, 1964). На основании этих заключений возраст ирунейской свиты был принят как сантон-кампан (Объяснительная записка…, 1974).

В бассейне р. Облуковина из прослоев кремней ирунейской свиты (обр. 73-78, 77-3-83, 78-83 из коллекции Ю.Н. Разницына, обр. 8318/24 М.Н. Шапиро) В.С. Вишневской определен радиоляриевый комплекс: *Orbiculiformidae*, *Kreuztella vierkantiga*, *Lithocampe* aff. *marinae*, *Amphipyndax enesseffi*, *A. stocki*, *Dictyomitra multicostata*, позволяющий датировать вмещающие отложения в интервале средний кампан-маастрихт (Вишневская, 2001).

На западном склоне хребта Паншетоям, в 3 км к северу от г. Ируней, из сильно метаморфизованных кремнистых отложений (обр. 59(1)-(3)/99 ДИ) Д.В. Куриловым (Курилов, 2005) были получены коньяк-раннекампанские радиолярии средней сохранности: *Amphipyndax stocki* (Campbell et Clark), *Stichomitra manifesta* (Campbell et Clark), *S.* cf. *livermorensis* (Campbell et Clark), *Dictyomitra densicostata* Pessagno, *Archaeodictyomitra* cf. *squinaboli* Pessagno.

На северном склоне г. Острая, хребет Кылымс, в образце кремнистых туффитов (обр. 144/3) В.С. Вишневской были установлены коньяк-сантонские радиолярии: *Alievium* cf. *superbum* Squinabol, *Archaeospongoprunum bipartitum* Pessagno, *Dictyomitra densicostata* Pessagno, *Amphipyndax stocki* (Campbell et Clark) (Сухов, Кузьмичев, 2005).

Позднекампан-маастрихтская ассоциация радиолярий: *Clathrocyclas hyronia* Foreman, *Cl.* cf. *tintinnaeformis* Campbell et Clark, *Cl.* cf. *gravis* Vishnevskaya, *Phaseliforma carinata* Pessagno, *Lithomespilus mendosa* (Krasheninnikov), *Amphipyndax stocki* (Campbell et Clark), *Dictyomitra densicostata* Pessagno, *D. multicostata* Zittel, *Archaeodictyomitra regina* (Campbell et Clark), *heocampe* cf. *altamontensis* (Campbell et Clark), *Orbiculiforma* sp., *Actinomma* sp., *Praestylosphaera* sp., *Spongurus* sp., *Pseudoaulophacus* sp., *Stichomitra* sp., *Cornutella* sp. из

кремней ирунейской свиты (кол. М.Н. Шапиро, обр. 1608/а) была изучена в р-не бассейна р. Тклеваям, притока р. Левая Лесная (Палечек, 2002).

Дальнейшее изучение и новые находки фауны помогут детализировать региональную стратиграфическую схему, так как до сих пор на большинстве схем и карт возраст ирунейской свиты указывается как меловой, реже сенонский. А найденная фауна монографически не описана.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (проект № 09-05-00342) и Программы 24 Президиума РАН.

Литература

Байков А.И., Зальцманович И.И. и др. 1964. Отчет о поисково-съемочных работах масштаба 1:25 000, проведенных Верхне-Шаромской партией в районе Шаромского перевала летом 1963 г.

Вишневская В.С. 2001. Радиоляриевая биостратиграфия юры и мела России. М.: ГЕОС. 376 с.

Вишневская В.С., Басов И.А., Палечек Т.Н., Курилов Д.В. 2005. Биостратиграфия юрско-меловых отложений Западной Камчатки по радиоляриям и фораминиферам // В кн.: Западная Камчатка: геологическое развитие в мезозое. М.: Научный мир. С. 6-54. 48 фототабл.

Геология юга Корякского нагорья. 1987. М.: Наука. 167 с.

Зинкевич В.П., Колодяжный С.Ю., Брагина Л.Г., Константиновская Е.А., Федоров П.И. 1994. Тектоника восточного обрамления Срединнокамчатского массива метаморфических пород // Геотектоника. № 1. С. 81-96.

Курилов Д.В. 2005. Новые местонахождения юрских и меловых радиолярий на Западной Камчатке // В кн.: Западная Камчатка: геологическое развитие в мезозое. М.: Научный мир. С. 55-76.

Объяснительная записка к геологической карте СССР масштаба 1:200 000. 1974. Серия Западно-Камчатская, лист N-57-XIV / сост. А.Ф. Марченко. М. 108 с.

Палечек Т.Н. 2002. Кампан-маастрихтские радиолярии Корякско-Камчатского региона // Тихоокеанская геология. Т. 21, № 1. С. 76-88.

Сидорчук И.А., Ястремский Ю.М. 1964. Отчет о результатах стратиграфических работ Хозгонской партии, проведенных в верхнем течении реки Средняя Воровская летом 1963 г.

Сухов А.Н., Кузьмичев А.Б. 2005. Верхнемеловые отложения Западной Камчатки // В кн.: Западная Камчатка: Геологическое развитие в мезозое. М.: Научный мир. С. 121-162.

МОДУЛЬНАЯ ОРГАНИЗАЦИЯ ПОЗДНЕМЕЛОВЫХ ГЕКСАКТИНЕЛЛИД (PORIFERA)

Е.М. Первушов
Саратовский государственный университет, Саратов, pervushovem@mail.ru

MODULAR ORGANIZATION OF THE LATE CRETACEOUS HEXACTINELLIDA (PORIFERA)

E.M. Pervushov
Saratov State University, Saratov, pervushovem@mail.ru

Анализ публикаций по ископаемым представителям порифер, главным образом по гексактинеллидам и демоспонгиям, показал, что в монографических исследованиях и в описательных разделах публикаций практически не используются представления (термины), свидетельствующие о возможности выделения одиночных и как-то иначе организованных форм этих беспозвоночных. При изучении морфологии скелетных остатков меловых губок – гексактинеллид юго-востока Европейской палеобиогеографической области определено, что некая уровневая организация среди гексактинеллид может быть установлена. Однако при описании выделенных уровней организаций понятий «одиночной» или «колониальной» формы в отношении этих губок явно недостаточно.

Как и среди других представителей эпибентосных беспозвоночных (книдарий, мшанок), возрастание морфологического разнообразия гексактинеллид связывается с переходом на модульный (модулярный) подуровень эволюционного развития. Формирование новых элементов скелета, полимеризация модулей привели к появлению различно устроенных скелетов губок, выделению представителей группы, отличающихся по организации, и к разнообразию морфотипов модульных форм. Это направление в морфогенезе гексактинеллид изначально конечно, но с ним связано появление великого и необычайного многообразия скелетных форм губок.

Среди основных факторов, способствовавших проявлению модулярности среди представителей губок (гексактинеллид), можно выделить следующие.

1. «Индифферентность» скелетообразующих клеток синцитиальной ткани и их способность к изменению морфофункционального предназначения – реаранжировке (ремоделлингу) (Ересковский, 2005). Физиологическая особенность губок – отсутствие, по сути, специализированных клеток в теле организма и способность слабо обособленных клеток губок – гексактинеллид при возникновении стрессовых ситуаций изменять функциональное предназначение явились, по-видимому, основой для формирования широкого спектра модульных форм. Отсутствие дифференцированных клеток (элементов спикульного скелета) характерно для представителей демоспонгий и позднемезозойских известковых спикульных губок. Позднемезозойские представители гексактинеллид отличались дифференцированным строением спикульного скелета, подчеркивающим, в частности, габитус скелета организма и строение ирригационной системы.

2. Закономерности расположения «точек активного роста» в строении тела (скелета). В онтогенезе губок, в строении дефинитивных форм проявляется обособление участков, где в наибольшей степени проявляется возможность к формированию новообразований, и к этим же участкам приурочены зоны потенциального почкообразования. В строении изометричных форм распространение подобных «точек» обычно приурочено к поверхности верхнего края (апикальные участки бокалов). Среди плоскосжатых, лопастных и ветвистых форм положение «активных точек» больше приурочено к ангустатной поверхности и к маргинальным участкам парагастральной полости (оскулюму, субоскулюмам). Вероятно, своеобразие морфогенеза модульных губок обусловлено расположением и полифункциональным предназначением, с учетом функциональной «индифферентности» клеток и исходного морфотипа, точек активного роста (почкования) у представителей разных групп губок.

3. Способность к выживанию организма при искажении скелета, к регенерации и к формированию новых, дополнительных элементов скелета (Первушов, 2000).

4. Доминирующие формы вегетативного размножения (почкование, деление, фрагментация) и, вероятно, полового размножения (Первушов, 2010).

5. Тенденции морфогенеза, проявившиеся в онтогенезе (филогенезе) представителей скелетных гексактинеллид.

6. Соотношение толщины скелетообразующей стенки и плотности расположения каналов (апо-, прозопор) обусловило преобладающее развитие модульных форм среди тонкостенных форм с большой плотностью расположения прозопор (*Napaeana, Sestrocladia, Leptophragmidae*, *Zittelispongia*).

Уровни модульной (модулярной) организации гексактинеллид

Унитарные (одиночные) формы. Скелетные формы в виде цилиндра и конуса, с вариациями скелетообразующей стенки, в частности, в виде отворотов или изгибов, возможно развитие системы ризоидов и стержня, между ризоидами и бокаловидной частью скелета. Оскулюм прямо соотносится и соответствует параметрам парагастральной полости, которая сопряжена с ирригационной системой, последняя может быть развита в разных вариантах. Унитарные формы известны в составе всех семейств гексактинеллид, особенно они многочисленны среди толсто- и среднестенных представителей *Ventriculitidae*.

Однозначное восприятие унитарных форм гексактинеллид позволило отчасти проследить тенденции формообразования модульных скелетов, проявления регенерации и представить условное ранжирование выделенных уровней модальности. Для демоспонгий и спикульных известковых губок подобные построения не столь однозначны и очевидны.

Перифронтальные формы. Губки, в строении скелета которых проявлены морфологически обособленные элементы, морфологически прямо не связанные с обеспечением функций исходного организма, на парагастральной или на дермальной поверхности стенки. Это почкообразные выросты с отдельным «оскулюмом» и полостью, которая не сопряжена с центральной парагастральной полостью организма. В соответствии с особенностями расположения конусообразных образований выделяются парагастральные (*Contubernium*) и дермальные

(*Vanustirpum*) перифронтальные формы. Изучение морфологии скелетов этих губок и прослеживание онтогенетических изменений (*Contubernium*) позволяют утверждать, что это не остатки губок, погибших при почковании (Первушов, 2010). В качестве факторов, способствовавших выделению перифронтальных форм, рассматриваются: незавершенное почкообразование как направление в морфогенезе скелетных форм; преобразование, обособление отдельных элементов ирригационной системы.

Автономные формы. Скелет модульной формы образован за счет «полимеризации» (дублирования) скелета исходной унитарной губки, обычно в составе автономии два или три модуля. Автономии распространены среди гексактинеллид (*Microblastium*, *Ortodiscus*, *Sestrocladia*, *Sporadoscinia*, *Ventriculites*), и больше их разнообразие среди тонкостенных форм (*Napaeana*, *«Zittelispongia»*). Простейшие автономии характеризуются отсутствием дополнительных элементов скелета, обычно не свойственных исходным унитарным формам. В морфогенезе простейших автономий пролеживается уменьшение степени выраженности общей стенки между двумя парагастральными полостями и обособленности оснований модулей.

Более «продвинутые», сложные автономии отличаются наличием дополнительных элементов скелета, в частности, общей стенки, соединяющей в виде плоскости верхние участки отдельных модулей (текториальные автономии – *Communitectum*, *Marinifavosus*). В составе сложных автономий может более десятка модулей. Сложные автономии гексактинеллид известны в кампанское и маастрихтское время. Выделение автономий связывается главным образом с проявлениями незавершенного деления.

Транситорный уровень организации. Транситорные формы выделяются среди всех меловых гексактинеллид наличием субоскулюмов, вероятно, выполнявшими функции дополнительных оскулюмов в удаленных участках парагастральной полости. Предполагаем, что формирование многочисленных субоскулюмов обусловлено преобразованием элементов ирригационной системы. Транситории известны в составе многих семейств гексактинеллид и характеризуются необычным и сложным, плициформным или ветвистым строением (*Coeloptychium*, *Tremabolites*, *Plocoscyphia*, *Eurete*, *Guettardiscyphia*).

В составе транситорий выделяются три подуровня организации: унитарные, автономные и колониальные формы. Предполагаются следующие направления в морфогенезе транситорных губок, способствовавшие формированию среди них колониальных форм: обособление субоскулюмов в виде выростов; замыкание центральной парагастральной полости при обособлении ее маргинальных участков; выделение новых лопастей или ветвей в онтогенезе некоторых представителей транситорий; деление.

Морфологически колониальные транситории выделяются субплоскими очертаниями модулей, флексурными изгибами, наличием субоскулюмов и обычно сокращением параметров (диаметра) вторичных (дочерних) модулей.

Колониальные формы. Губки, скелет которых характеризуется наличием многоуровневых междоузлий и интерлабиринтового пространства (интерлабиринтовых отверстий), при этом модули, составляющие единый скелет, морфологически не обособлены и обладают равнокачественными параметрами, оскулю-

мы одного диаметра и расположены равномерно в соответствии с морфотипом. Простейшие (первичные) колонии морфологически представляют собой пример исходного междоузлия – дихотомии первичного модуля на два равнозначных. Известны варианты синхронного формирования двух, трех, четырех и пяти равнозначных модулей (*Paracraticularia*). Настоящие (вторичные) колонии характеризуются сложным построением, и количество оскулюмов возрастает до двух десятков (*Paracraticularia*, *Zittelispongia*).

Полифилия колониальных гексактинеллид рассматривается как результат дивергенции многих признаков в составе сохранившихся к концу позднего мела филогенетических ветвей. Среди колоний гексактинеллид доминируют два морфотипа: «кустиды» и «ветвиды».

Направления в формировании колониальных форм связываются: с многими вариантами синхронного (би-, три- и квадро-) и гетерохронного деления; проявлением тенденций в морфогенезе скелетных гексактинеллид – формированием выростов по остиям и субоскулюмам; продольным или поперечным замыканием стенки унитарных форм; обособлением маргинальных участков оскулюма (парагастральной полости); выделением (обособлением) маргинальных участков лопастей и ветвей.

Представляется, что генеральными стадиями в морфогенезе колониальных форм были следующие: выделение биоскулюмных форм губок и появление простейших форм колоний; формирование междоузлий разного порядка; формирование интерлабиринтового пространства, смыкания стенок соседних модулей (стволов); развитие стратегий «жизненных форм» настоящих колоний.

Вопросы модальной архитектоники организмов важны не только с точки зрения подтверждения общих закономерностей в развитии живого мира и минерального матрикса, но и для решения проблем систематики беспозвоночных на уровне «вид» – «семейство». Представления о модальности использованы в таксономии и в разработке схем систематики позднемеловых скелетных гексактинеллид на уровне семейства, подсемейства, трибы, рода и вида.

Литература

Ересковский А.В. 2005. Сравнительная эмбриология губок (Porifera). СПб.: Изд-во С.-Петерб. ун-та. 304 с.

Первушов Е.М. 2010. Проявления почкования среди позднемеловых скелетных губок – гексактинеллид // Известия Саратовского госуниверситета. Новая серия. Серия наук о Земле. Т. 10. Вып. 1. С. 43-49.

Первушов Е.М. 2009. О модульной организации губок // Материалы Всероссийского совещания «200 лет Отечественной палеонтологии (Москва, 20-22 октября 2009 г.)». М.: ПИН РАН. С. 99.

Первушов Е.М. 2000 Прижизненные изменения морфологии скелетных форм позднемеловых гексактинеллид (Porifera) // Результаты общегеологических и палеонтолого-стратиграфических исследований НИИ геологии и геологического факультета СГУ. Труды НИИ геологии СГУ. Новая серия. Т. VI. Саратов: Изд-во «Научная книга». С. 45-54.

СТРУКТУРНЫЙ ПЛАН И ГЕОДИНАМИКА ТЕРРИТОРИИ ПРАВОБЕРЕЖНОГО ПОВОЛЖЬЯ В ПОЗДНЕМЕЛОВУЮ ЭПОХУ (СТРАТИГРАФИЧЕСКИЕ АСПЕКТЫ)

Е.М. Первушов, Н.Ю. Зозырев
Саратовский государственный университет, Саратов, pervushovem@mail.ru

STRUCTURAL PLAN ANDGEODYNAMICS FOR THE RIGHT-BANK OF THE VOLGA REGION DURING THE LATE CRETACEOUS (STRATIGRAPHICAL ASPECTS)

E.M. Pervushov, N.Yu. Zozyrev
Saratov State University, Saratov, pervushovem@mail.ru

В истории изучения верхнемеловых отложений Поволжья, насчитывающей более 150 лет, пятнадцать лет назад наступил этап доминирующего представления о стратификации выделенных геологических тел в структуре региональной и местных стратиграфических схем (Стратиграфическая схема..., 2005). Если в среде стратиграфов эта «перестройка» парадигмы в стратиграфии верхнемеловых отложений вызывала некий всплеск интереса и активных исследований, то среди пользователей геологических материалов позитивной реакции на эти изменения не заметно. В этом отношении палеогеновым образованиям данного региона «повезло» несколько больше, поскольку родоначальники отечественной стратиграфии в отношении отложений, перекрывающих верхнемеловые породы, изначально использовали представления о свитах и толщах.

Тем не менее, обоснованное выделение геологических тел, формирование которых интерпретируется как некое соответствие существовавшим условиям седиментации и былому структурному плану территории, позволяет более достоверно прослеживать направленность событий в регионе на протяжении определенного интервала времени и увереннее представлять стратификацию интервала пород на конкретном геологическом объекте. В последнем случае имеется в виду, что палеонтологическая характеристика вмещающих отложений далека от идеальной, а определение биостратиграфического положения свит и толщ занимает уже несколько иную плоскость стратиграфических исследований.

Территория правобережного Поволжья в позднемеловое время отличалась существенными особенностями, предопределившими сложное фациальное строение породных комплексов и часто лишь фрагментарное и/или локальное присутствие в разрезах интервалов пород того или иного стратона. Среди основных особенностей выделим следующие.

1. Сложный структурный план территории, которая выделялась в виде приподнятой ступени, по отношению к восточной части региона, где доминировало осадконакопление Прикаспийского Ульяновско-Саратовского бассейна. В разные моменты времени с различной степенью активности проявлялся рост унаследованных по отношению к палеозойскому структурному плану локальных положительных структур и сопряженных депрессий. В отдельные моменты формировались локальные наложенные структуры. В общем виде можно наметить

этапы доминирующего влияния на седиментационный бассейн тенденций развития унаследованного Рязано-Саратовского прогиба, а в отдельные моменты на значительной части территории преобладающую роль на формирование бассейна седиментации играл наложенный Ульяновско-Саратовский прогиб. Многочисленные эпизодические проявления роста локальных структур определяются подвижками блоков фундамента в пределах Пачелмского авлакогена в моменты геотектонических активизаций. Вероятно, одна из фаз подобной активизации происходила на рубеже коньякского – сантонского веков, когда в пределах современного правобережья проявились широкие «прибрежные» полосы и участки островов (см. рис. 1).

2. Изучение направленности процессов седиментации и сукцессии морских и субконтинентальных организмов на протяжении средне- и позднемелового времени, реконструкции структурного плана территории позволило выделить основные этапы геологического развития региона: это альбский – сеноманский, туронский – коньякский и сантонский – маастрихтский (сантонский, кампанский – маастрихтский подэтапы) этапы. Помимо наличия событийных рубежей и своеобразного вещественного и палеонтологического наполнения, позволивших обосновать выделение данной этапности, представляется, что каждому этапу развития территории соответствовал и оригинальный структурный план. В существующей стратиграфической схеме (см. табл. 1) прочитываются как выделяемые этапы, так и особенности структурного плана, тенденций геодинамического формирования структур на протяжении позднего мела. В частности, прослеживаются некоторые представления о глубине эрозионного среза в пределах локальных положительных структур, где отложения сантона залегают на сеноманских породах. Уверенно прослеживаются в стратиграфической схеме события регионального и межрегионального уровня: «раннетуронское», «раннесантонское», «раннекампанское» и «датское».

3. В позднемеловое время территория региона исследований представляла собой пространство, где соприкасались и взаимодействовали в условиях подвижного положения границ палеобиохории разного ранга. При этом была так или иначе выражена структурная дифференциация рельефа дна, что добавляло разнообразия в пеструю картину фациальных обстановок осадконакопления, особенно в сантонское – маастрихтское время.

В настоящее время усилия исследователей направлены на выделение локальных депрессий, где доступны для изучения сохранившиеся от размыва интервалы отложений, обоснование структурно-формационных зон в соответствии с этапностью развития территории и детализацию биостратиграфического обоснования представленных местных стратонов.

Литература

Стратиграфическая схема верхнемеловых отложений Восточно-Европейской платформы (Объяснительная записка) 2005 / ред. А.С. Алексеев, А.Г. Олферьев. М.: Палеонтологический институт РАН. 203 с.

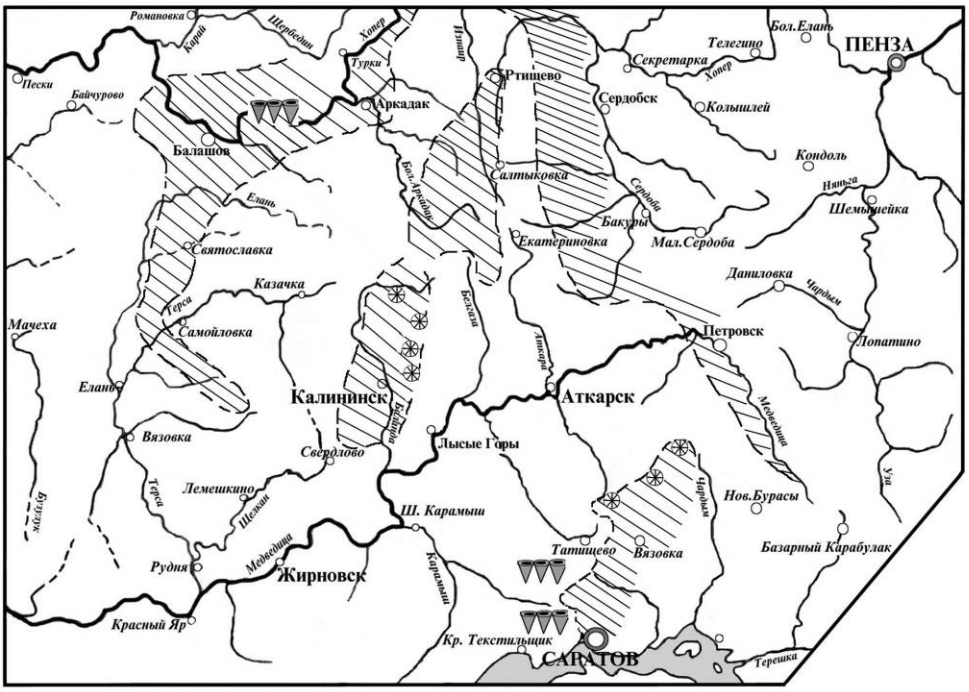


Рис. 1. Палеогеологическая схема на начало сантонского осадконакопления в пределах правобережной части Саратовской области и сопредельных территорий

Условные обозначения

- участки отсутствия карбонатных пород туронского - коньякского возраста;

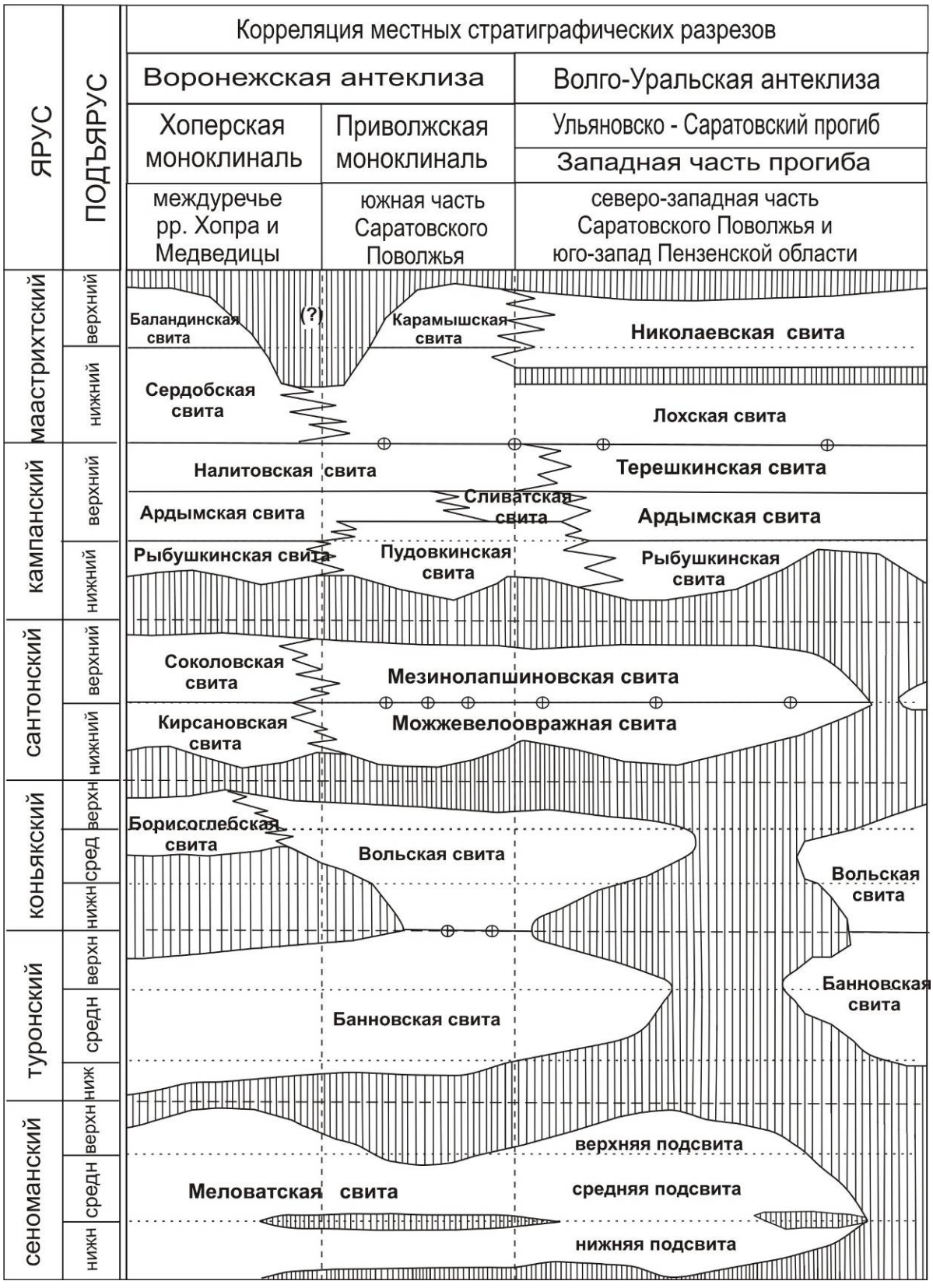
- участки залегания сантонских образований на карбонатных породах турона - коньяка;

- точки наблюдения, где отмечены выходы железистых песчаников в подошве сантонских образований;

- участки массового распространения остатков скелетных кремневых губок в основании сантонских образований.

Таблица 1

Стратиграфическая схема верхнемеловых отложений
Восточно-Европейской платформы (Алексеев, Олферьев, 2004-2005)
(элемент стратиграфической схемы с изменениями и дополнениями)



НОВЫЕ ПАЛИНОЛОГИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ ПО РАЗРЕЗУ КАШПИР (РУССКАЯ ПЛАТФОРМА): БИОСТРАТИГРАФИЯ И ФАЦИАЛЬНЫЙ АНАЛИЗ

Е.Б. Пещевицкая, А.В. Рябоконь
Институт нефтегазовой геологии и геофизики СО РАН, Новосибирск, PeschevickayaEB@ipgg.nsc.ru

NEW PALYNOLOGICAL DATA ON KASHPIR SECTION (RUSSIAN PLATFORM): BIOSTRATIGRAPHY AND FACIES ANALYSIS

E.B. Pestchevitskaya, A.V. Ryabokon
Institute of Petroleum Geology and Geophysics SB RAS, Novosibirsk, PeschevickayaEB@ipgg.nsc.ru

Разрез Кашпир на правом берегу Волги (рис. 1) является одним из хорошо изученных разрезов верхнеюрско-нижнемеловых отложений Русской платформы. Микрофитопланктон в этом разрезе изучен в основном из волжского интервала (Riding et al., 1999 и др.). В ходе полевых работ 2009 г. одновременно с изучением аммонитов в разрезе Кашпир были отобраны образцы для палинологического анализа из более высоких горизонтов (рис. 2). На основе появления и исчезновения стратиграфически важных видов установлено четыре слоя с диноцистами (рис. 3). Для первого биостратона характерно большое разнообразие юрских таксонов, которые выше в основном не прослеживаются. В рязани наблюдается постепенное появление меловых видов. Установлены корреляционные уровни, позволяющие проводить сопоставление последовательностей диноцист Русской платформы, Приполярного Урала и севера Сибири. Появление *Chlamydophorella nyei* в верхней части волжского яруса отмечается на Урале (Лебедева, Никитенко, 1998), исчезновение *Dingodinium*? *spinosum* и *Dingodinium tuberosum* в кровле берриаса – на севере Сибири (Pestchevitskaya, 2008), а появление *Cassiculosphaeridia reticulata* в средней части берриаса/рязани – во всех трех регионах. Интересно отметить, что уровни, установленные в рязанском ярусе, прослеживаются также на севере Западной Европы: в средней части – по появлению *Lagenorhytis delicatula* и *Meiourogonyaulax pertusa*, в кровле – по исчезновению *Dingodinium*? *spinosum* и *Ctenidodinium*? *schizoblatum* (Fisher, Riley, 1980). Важными признаками для межрегиональной корреляции являются появление *Circulodinium colliveri* и исчезновение *Hystrichodinium*? *lanceatum* в пограничных юрско-меловых слоях, что также наблюдается в ЮВ Канаде и Антарктике (Bujak, Williams, 1978; Duane, 1996). В целом наблюдается большое сходство комплексов диноцист из разреза Кашпир и северных районов Западной Европы: большим разнообразием отличаются гониаулякоидные, особенно подсемейство Leptodinioideae (Fisher, Riley, 1980 и др.), тогда как характерным признаком волжских и берриасских комплексов диноцист на севере Сибири является разнообразие пареодиниоидных форм (Pestchevitskaya, 2008). По спорам и пыльце наземных растений установлено три палиностратона (рис. 2). Для слоев с СПК 1 важными признаками являются присутствие единичных

Cicatricosisporites и *Trilobosporites*, а также большое количество *Gleicheniidites senonicus*. Эти признаки характерны для палинологических комплексов верхов юры других районов Русской платформы и севера Западной Европы (Болховитина, 1973 и др.). Меловые комплексы хорошо сопоставляются с одновозрастными комплексами Украины: по увеличению разнообразия ребристых спор схизейных в рязанском ярусе, по разнообразию *Ornamentifera*, обилию *Pinuspollenites* и появлению *Concavisporites dubia* в готериве (Воронова, 1971 и др.). На севере Сибири увеличение разнообразия *Ornamentifera* наблюдается с верхней части верхнего валанжина (Пещевицкая, 2007). В целом, в северосибирских последовательностях наземных палиноморф споры глейхениевых играют значительно меньшую роль. Они также отличаются более поздним расцветом схизейных, который начинается только в валанжине.

Фациальный анализ палиноморф показывает, что в волжское время в районе разреза Кашпир бассейн достигал значительных глубин (нижняя неритовая зона), что подтверждается прежними исследованиями (Герасимов, 1969; Riboulleau et al., 2003 и др.). В палинологических спектрах это выражается доминированием микрофитопланктона, особенно диноцист, увеличением среди них роли хоратных, каватных и гониуалякоидных форм, форм «простой морфологии» (рис. 2, 3). Доминирование празинофитов *Leiosphaeridia* и обилие аморфной органики в пограничных юрско-меловых слоях может свидетельствовать об аноксидных условиях. Сходная ситуация характерна для волжских отложений Сибири (Nikitenko et al., 2008). Следует отметить, что нормальное распределение микрофитопланктона (увеличение количества с глубиной и удалением от берега) наблюдается не всегда, как, например, в Западно-Сибирском палеобассейне, что может быть вызвано особенностями седиментации или неравномерным распределением питательных веществ (Pestchevitskaya, 2008). В рязанское и готеривское время наблюдается уменьшение глубин палеобассейна на Русской платформе. О небольших временных трансгрессиях свидетельствуют незначительные пики каватных, хоратных и гониаулякоидных диноцист. Ассоциации наземных палиноморф свидетельствуют о достаточно жарком (пики *Classopollis*, *Eucommiidites*, Bennettitaceae) и влажном (обилие влаголюбивых папоротников, плауновидных) климате в конце волжского времени. В рязанское время, видимо, становится более прохладно, о чем свидетельствует увеличение количества гинкговых и уменьшение *Classopollis*. С конца рязанского времени территории, благоприятные для произрастания влаголюбивой растительности, вероятно, сокращаются (пики сосновых и подокарповых), что может быть связано с понижением базиса эрозии.

Грант РФФИ № 09-05-00210. Программы РАН №№ 15, 17.

Литература

Болховитина Н.А. 1973. Сравнительная характеристика палинологических комплексов поздней юры Русской платформы и Англии // Палинология мезофита. М.: Наука. С. 92-97.

Воронова М.А. 1971. Палинологическое обоснование стратиграфического расчленения нижнемеловых отложений Днепрово-Донецкой впадины. Киев: Наукова Думка. 156 с.

Герасимов П.А. 1969. Верхний подъярус волжского яруса центральной части Русской платформы. М.: Наука. 175 с.

Лебедева Н.К., Никитенко Б.Л. 1998. Микрофитопланктон и микрофораминиферы опорного разреза нижнего мела Приполярного Зауралья // Геол. и геофиз. Т. 38, № 6. С. 799-821.

Пещевицкая Е.Б. 2007б. Спорово-пыльцевые биостратоны нижнего мела северных районов Сибири и их корреляционное значение // Геол. и геофиз. Т. 48, № 11. С. 1210-1230.

Bujak P.J., Williams G.L. 1978. Cretaceous palynostratigraphy of offshore southeastern Canada // Geol. Surv. Can. V. 297. P. 1-19.

Duane A.M. 1996. Palynology of the Byers Group of Livingston and Snow islands, Antarctic peninsular: its biostratigraphical and palaeoenvironmental significance // Rev. palaeobot. palynol. V. 91. P. 241-281.

Duxbury S. 1977. A palynostratigraphy of the Berriasian to Barremian of the Speeton Clay of Speeton, England // Palaeontogr. Ab. B. 160. P. 17-67.

Nikitenko B.L., Pestchevitskaya E.B., Lebedeva N.K., Ilyina V.I. 2008. Micropalaeontological analyses across Upper Jurassic – Lower Cretaceous Boundary in Nordvik Peninsular Standard section (North of Middle Siberia) // Newslet. stratigr. V. 42. № 3. P. 181-222.

Pestchevitskaya E.B. 2008. Lower Cretaceous palynostratigaphy and dinoflagellate cyst palaeoecology in the Siberian palaeobasin // Norwegian Journ. Geol. V. 88. P. 279-286.

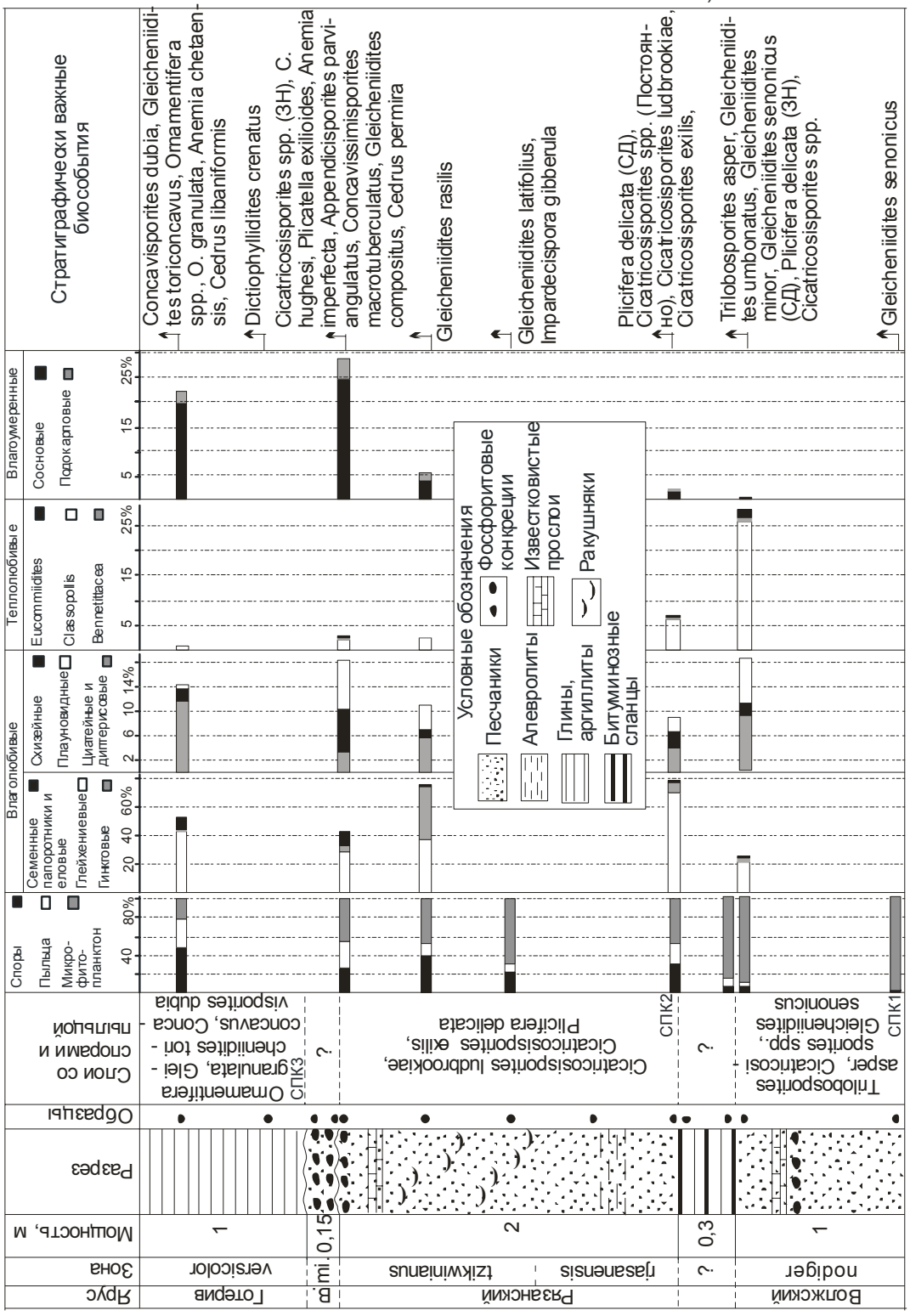
Riboulleau A., Baudin F., Deconinck J.-F., et al. 2003. Depositional conditions and organic matter preservation pathways in an epicontinental environment: the Upper Jurassic Kashpir Oil Shales // Palaeog., Palaeoclim., Palaeoecol. V. 197. P. 171-197.

Riding J., Fedorova V.A., Ilyina V.I. 1999. Jurassic and Lowermost Cretaceous dinoflagellate cyst biostratigraphy of the Russian Platform and Northern Siberia, Russia. AASP Contribution series. N. 36. Dallas. 184 p.



Рис. 1. Расположение разреза Кашпир.

Рис. 2. Распределение палиноморф в разрезе Кашпир (СД - субдоминанты, ЗН - значительно).



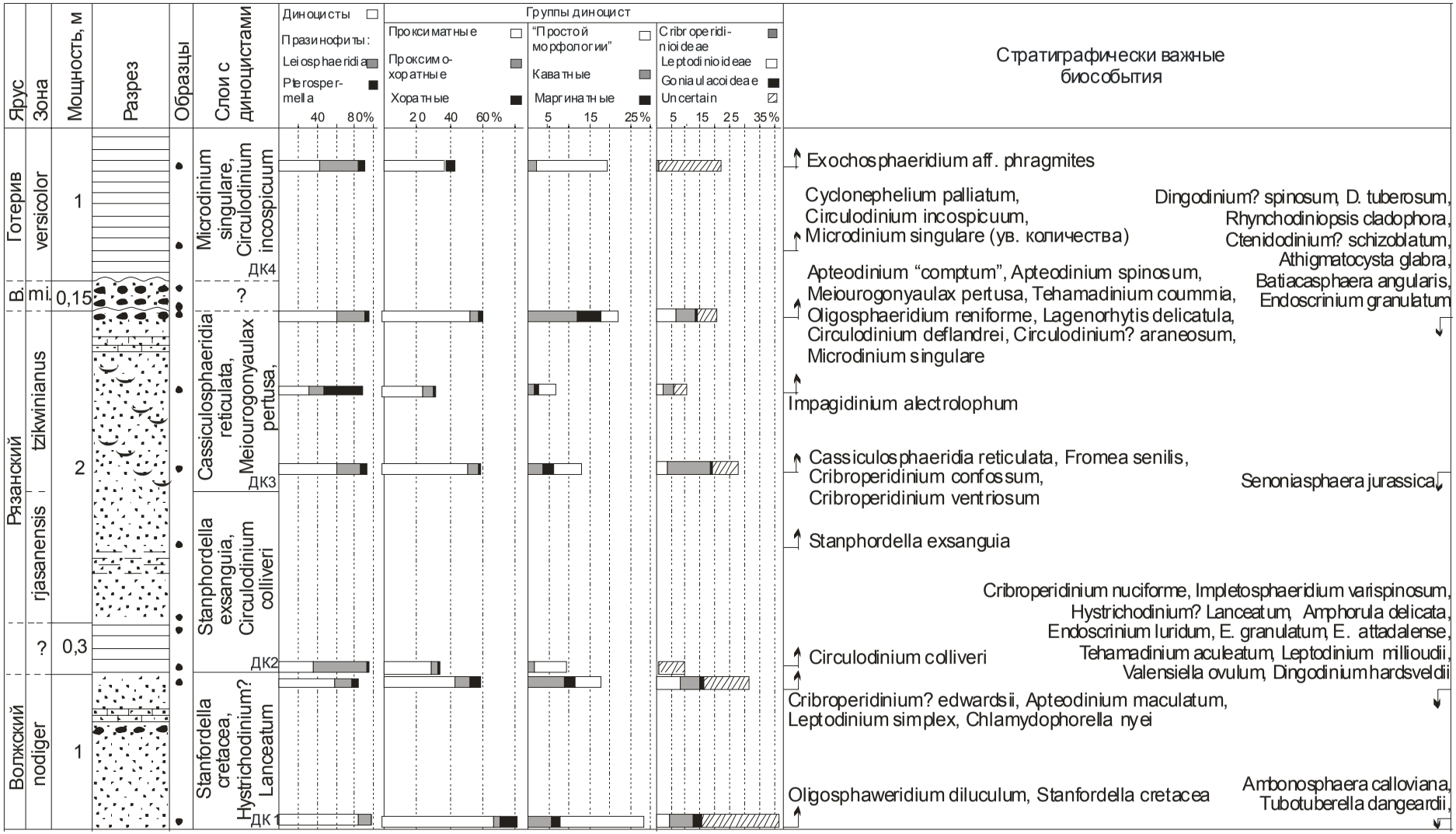


Рис. 3. Распределение микрофитопланктона в разрезе Кашпир (условные обозначения см. Рис. 2).

ДЕТАЛЬНАЯ ПАЛИНОСТРАТИГРАФИЯ И ПАЛЕООБСТАНОВКИ РАННЕГО ВАЛАНЖИНА ЮГО-ВОСТОКА ЗАПАДНОЙ СИБИРИ (СКВ. ВОСТОК-4, 6-Р)

Е.Б. Пещевицкая[1], И.В. Смокотина[2]
[1]*Институт нефтегазовой геологии и геофизики СО РАН, Новосибирск, PeschevickayaEB@ipgg.nsc.ru*
[2]*ОАО «Красноярскгеолсъемка», Красноярск, Smokotina@list.ru*

DETAILED PALYNOSTRATIGRAPHY AND PALAEOENVIRONMENTS OF THE EARLY VALANGINIAN OF SOUTH-EAST WEST SIBERIA (VOSTOK-4, R-6 WELLS)

E.B. Pestchevitskaya[1], I.V. Smokotina[2]
[1]*Institute of Petroleum Geology and Geophysics SB RAS, Novosibirsk, PeschevickayaEB@ipgg.nsc.ru*
[2]*OAO «Krasnoyarskgeolsyomka», Krasnoyarsk, Smokotina@list.ru*

На юго-востоке Западной Сибири нижний мел представлен прибрежными и континентальными осадками, расчленение которых на основе палинологических данных ранее проводилось лишь с точностью до яруса (Решение…, 1991 и др.). Анализ биостратиграфического распределения пыльцы и спор в скв. Восток-4 и скв. 6-Р (рис. 1) позволил провести детальное расчленение нижнего валанжина. В разрезе скв. Восток-4 нижний валанжин представлен чередованием алевролитов и песчаников куломзинской и тарской свит (рис. 2). Выделено два палиностратона. Присутствие *Foraminisporis asymmetricus* и *Laevigatosporites* sp. позволяет проводить сопоставление с палиностратонами севера Сибири, увязанных с аммонитовой шкалой (рис. 3). Следует отметить, что палинокомплексы скв. Восток-4 значительно отличаются повышенным количеством пыльцы голосеменных, особенно *Classopollis* и *Taxodiaceae.* Однако палиностратиграфическое расчленение разреза подтверждается сходными с северо-сибирскими последовательностями трансгрессивно-регрессивных событий, которые в скв. Восток-4 установлены на основе данных по двустворчатым и брюхоногим моллюскам и микрофитопланктону (Пещевицкая и др., 2008, 2009). В скв. 6-Р нижний валанжин сложен пестроцветными аргиллитами, алевролитами и песчаниками илекской свиты (рис. 2). Сходство с палинокомплексами скв. Восток-4 определяется большим количеством и разнообразием пыльцы голосеменных (рис. 3). Выделено два слоя с палинофлорой. Появление *Foraminisporis asymmetricus* и уменьшение количества мешковой пыльцы древних хвойных в основании второго палиностратона позволяет проводить корреляцию изученных разрезов (рис. 3). Следует отметить некоторую условность такого сопоставления из-за отсутствия большого количества сравнительного материала. Состав палинофлоры в разрезах скв. 6-Р и Восток-4 свидетельствует о жарком, аридном климате, возможно, с развитой сезонностью. На это указывает значительное количество плаунов и папоротников одновременно с широким развитием сосновых, подокарповых, таксодиевых и других голосеменных растений, которые могли переносить засушли-

вые периоды (рис. 2, 3). Разрез скв. Восток-4 представлен прибрежными отложениями, куда споры и пыльца наземных растений поступали с континента вместе с осадочным материалом. В начале раннего валанжина на обрамляющих участках суши, вероятно, были широко развиты ровные низменности, местами заболоченные (доминируют споры и пыльца влаголюбивых растений). Ландшафт был достаточно однообразным, о чем свидетельствует небольшое разнообразие наземной растительности (в основном циатейные и древние голосеменные). Интересно отметить значительное содержание спор мохообразных, которые и сегодня широко распространены во влажных папоротниковых лесах (Жизнь растений, 1978). В дальнейшем в результате трансгрессивно-регрессивных трендов ландшафты, по-видимому, часто изменялись, что отражается в смене количественного соотношения компонентов палиноспектров. Рельеф пониженных, более увлажненных участков суши становится более дифференцированным: состав влаголюбивых растений более разнообразен, в палиноспектрах присутствуют споры и пыльца растений с различными экологическими потребностями. В этот период интересно отметить количественные пики пыльцы *Classopollis*, которая часто рассматривается как характерный компонент прибрежной пионерной растительности и мангров (Abbink, 1998 и др.). В конце раннего валанжина во время трансгрессий бóльшая часть пониженных участков, видимо, затапливалась. Прибрежные участки суши представляли собой холмистые равнины, которые в условиях аридного климата заселялись растениями, способными переносить периоды засухи (присутствие пыльцы Bennettitaceae, *Cycadopites*, Taxodiaceae). Это, однако, не исключает существования заболоченных низин и прибрежных мангров, поскольку некоторые виды ископаемых цикадовых и таксодиевых рассматриваются как показатели именно таких обстановок (Бугдаева и др., 2006 и др.). Южнее, вглубь континента, нижнемеловые отложения, представленные аллювиально-озерными фациями с характерной палинофлорой, прослеживаются в разрезе скв. 6-Р. Об этом свидетельствует значительное количество спор сальвиниевых, типичных представителей водной биоты неглубоких озер тропической и субтропической зон (Жизнь растений, 1978 и др.). Прибрежная растительность, по-видимому, также как и на побережье, была представлена растениями-продуцентами пыльцы *Classopollis*. В начале раннего валанжина климат был более засушливым, что, вероятно, вызвало сокращение размеров озера и обнажение болотистых низин, благоприятных для произрастания циатейных и диптерисовых папоротников. В палинологических спектрах это выражено увеличением количества видов Pinaceae и Podocarpaceae, присутствием *Cyathidites* и *Dicksonia*, сокращением количества Salviniaceae. В середине раннего валанжина выделяется период более влажного климата (минимум *Pinuspollenites*, присутствие *Ginkgocycadophytus*). Количественный пик Salviniaceae свидетельствует об увеличении площади озера в этот период. Болотистые низины, видимо, затапливались (отсутствие *Cyathidites*), и близлежащие равнины заселялись семенными папоротниками и гинкговыми. По-видимому, сезоны засухи сократились, и даже возвышенные участки были пригодны для произрастания более влаголюбивых растений, на что указывает снижение содержания в спектрах пыльцы сосновых. В целом, палинофлора внутренних участков суши (скв. Р-6) отличается преобладанием в составе мешковой пыльцы хвойных, в особенности подокарповых. Ас-

социации скв. Восток-4 характеризуют растительность побережья Западно-Сибирского эпиконтинентального моря. Значительный процент в них составляют *Eucommiidites*, Bennettitaceae, *Cycadopites*, Taxodiaceae. Интересно отметить, что сегодня таксодиевые также произрастают во влажной зоне влияния моря или крупных рек (Жизнь растений, 1978 и др.).

Грант РФФИ № 09-05-00210. Программы РАН №№ 15, 17.

Литература

Бугдаева Е.В., Волынец Е.Б., Голозубов В.В., Маркевич В.С., Амельченко Г.Л. 2006. Флора и геологические события середины мелового периода (Алчанский бассейн, Приморье). Владивосток: Дальнаука. 204 с.

Жизнь растений: в 6 т. 1978. М.: Просвещение. Т. 4. 656 с.

Пещевицкая Е.Б., Хафаева С.Н. 2008. Палеофациальный анализ нижнемелового разреза скв. Северо-Вологочанская 18 (Западная Сибирь) по фораминиферам и палиноморфам // Новости палеонтологии и стратиграфии. Т. 49. Вып. 10-11. С. 273-279.

Пещевицкая Е.Б., Урман О.С., Шурыгин Б.Н. 2009. Ранневаланжинские ассоциации фауны и палиноморф юго-восточной окраины Западно-Сибирского бассейна: биостратиграфический и палеоэкологический аспекты // Матер. LV сессии Палеонт. общ. СПб. С. 105-107.

Решение 5-го межведомственного стратиграфического совещания по мезозойским отложениям Западно-Сибирской равнины (Тюмень, 1990). 1991. Тюмень. 54 с.

Abbink O.A. Palynological investigations in the Jurassic of the North Sea region. 1998. Utrecht: LPP Foundation. 192 p. (LPP Contribution Series. № 8).

Рис. 1. Местонахождение изученных скважин.

Рис. 2. Распределение палиноморф в разрезах скв. Восток-4 и 6-Р.

Ярус	Бореальный зональный стандарт	Палино-стратоны севера Сибири	Скважина Восток-4		Палино-стратоны	Скважина 6-Р	
			Характерный палинологический комплекс	Стратиграфически важные признаки		Палинологический комплекс	Стратиграфически важные признаки
Валанжин	Eurydyctites quadrifidus	Слои с Rouseisporites spp., Cicatricosisporites minutaestriatus, Pilosisporites spp., Ornamentifera granulata (СПК 2)	СПОРЫ (6-33%) Д- *Leiotriletes* spp., *C. australis*; ЗН- *Cyathidites minor*, *Densoisporites velatus*;МП- *Biretisporites* spp., *Stereisporites psilatus*, *Concavisporites junctum*; СП- Hepatiaceae, *Densoisporites velatus*, *D. microrugulatus*, *Hymenozonotriletes bicycla*, *Selaginella granata*, *S. utriculosa*, *Leptolepidites verrucatus*, *Neoraistrickia* sp., *Todisporites minor*, *Dictyophyllidites* spp., *Eboraciasporites* spp., *Gleicheniidites circiniidites*, *Klukisporites variegatus*, *Trilobosporites valanjinensis* ПЫЛЬЦА (56-89%) Д- Coniferales, *Classopollis* spp., *Eucommiidites* spp.; СБ- *Ginkgocycadophytus* spp.; Bennettitaceae; ЗН- *Piceapollenites* spp., *P. valanjinicus*, *Pseudopicea* spp.,Taxodiaceae; МП- *Alisporites* sp. *Protopicea* spp.; СП- *Protopodocarpus* spp., *Podocarpus unica*, *Dipterella oblatinoides*,*Quadraeculina limbata*, *Pinuspollenites* spp., *Vitreisporites pallidus*, *Protoconiferus* spp., *Sequoiapollenites* spp., *Cycadopites* spp., *Callialasporites dampieri*	Присутствие *Selaginella granata*.	Нерatiacea, Selaginella granata	Присутствие Нерatiacea.	
							Значительное количество Taxodiaceae.
							Большое количество мешковой пыльцы хвойных древнего облика.
	Eurydyctites astieriptychus	Cicatricosisporites australiensis, Cicatricosisporites dorogensis, Foraminisporis dailyi (СПК 3)	Foraminisporis asymmetricus, Laevigatosporites sp.	Появление *Foraminisporis asymmetricus*.	Палино-стратоны	Foraminisporis asymmetricus, Lygodiumsporites simplex	Появление *Foraminisporis asymmetricus*.
				Появление *Classifera* spp.			Появление *Laevigatosporites* sp.
				Появление *Laevigatosporites* sp.			Появление *Laevigatosporites* sp.
				Увеличение количества *Pinuspollenites* и *Piceapollenites*, на фоне значительного количества мешковой пыльцы хвойных древнего облика.			Увеличение количества *Pinuspollenites* и *Piceapollenites*, на фоне значительного количества мешковой пыльцы хвойных древнего облика.
	Siberites ramulicosta		СПОРЫ (3-25%). ЗН- *Cyathidites minor* ; МП- *Foraminisporis* sp.*Cyathidites australis*, *Leiotriletes* spp.,*Leptolepidites proxgranulatus*, ; СП- *Foraminisporis wonthaggiensis*, *F. asymmetricus*, *Stereisporites psilatus*, *Densoisporites velatus*, *Leptolepidites verrucatus*, *Selaginella utriculosa*, *S. granata*, *Neoraistrickia* sp., *Lycopodiumsporites* sp., *Eboracia granulosa*, *Dictyophyllidites* spp., *Osmundacidites* spp., *Gleicheniidites senonicus*, *Clavifera* spp., *Laevigatosporites* sp., *Klukisporites* spp.,*Trilobosporites* spp., ПЫЛЬЦА (71-93%). Д- *Classopollis* spp., Taxodiaceae; СД- *Eucommiidites* spp., *Pseudopicea* spp., Coniferales, Bennettitaceae; ЗН- *Piceapollenites* spp., *Ginkgocycadophytus* spp.; МП- *Sequoiapollenites* spp., *Cycadopites* spp., *Alisporites* spp.; СП- *Protoconiferus* spp., *Pinuspollenites* spp., *Piceapollenites valanjinicus*, *Podocarpidites multesimus*, *P. luteus*, *Podocarpus unica*, *Quadraeculina limbata*, *Vitreisporites pallidus*, *Callialasporites dampieri*, *Sciadopityspollenites* spp., *Araucariacidites* spp., *Gnetaceaepollenites* spp.	Появление *Classifera* spp.	Aquitriradites verrucosus, Pseudopinus pectinella, Piceapollenites exilioides	СПОРЫ (10-14.8%). ЗН-Salviniaceae; СП- *Cyathidites* sp., *Dicksonia*, *Leptolepidites major*, *Densoisporites velatus*, *Osmundacidites* sp., *Duplexisporites* spp. ПЫЛЬЦА (85.2-90%). Д- *Classopollis* spp.; СД- *Piceapollenites* spp.(*P.* sp., *P. exilioides*, *P.Complanatiformis*), *Podocarpidites* spp. (*P.* sp, *P. enodata*, *P. major*, *P.unica*), ЗН- Coniferales; СП- *Protoconiferus funarius*, *Pinuspollenites* spp.(*P.* sp., *P. divulgata*), *Pseudopinus* spp.(*P. pectinella*, *P. textilis*), *Ginkgocycadophytus* spp., *Cycadopites* sp., *Quadraeaulina limbata*, *Piceites podocarpoides*, *Vitreisporites pallidus*, *Piceapollenites variabiliformis*, *Callialasporites dampieri*, *Pseudopicea magnifica*, *Pseudowalchia* spp.	Присутствие *Aquitriradites verrucosus*
				Появление *Foraminisporis asymmetricus*.			Появление *Foraminisporis asymmetricus*.
				Высокое содержание *Piceapollenites* на фоне значительного количества мешковой пыльцы хвойных древнего облика.			Высокое содержание *Piceapollenites* на фоне значительного количества мешковой пыльцы хвойных древнего облика.

Рис. 3. Выделенные палиностратоны и их характерные признаки.

МЕЛОВЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ ГАЙОТОВ МАГЕЛЛАНОВЫХ ГОР (ТИХИЙ ОКЕАН)

С.П. Плетнев[1], М.Е. Мельников[2], Т.А. Пунина[3], Ю.Д. Захаров[3]
[1]*Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева ДВО РАН, Владивосток, pletnev@poi.dvo.ru*
[2]*ГНЦ Южморгеология, Геленджик, m_e_melnikov@mail.ru*
[3]*Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, Владивосток, pounta@mail.ru*

CRETACEOUS SEDIMENTS OF MAGELLAN SEAMOUNTS (PACIFIC OCEAN)

S.P. Pletnev[1], M.E. Melnikov[2], T.A. Punina[3], Y.D. Zakharov[3]
[1]*Pacifc Institute of Oceanology, Russian Academy of Sciences (Far Eastern Branch), Vladivostok, pletnev@poi.dvo.ru*
[2]*SSC «Yuzhmorgeologia», Russian Federation Ministry of Natural Resources, Gelendzhik, m_e_melnikov@mail.ru*
[3]*Far Eastern Geological Institute, Russian Academy of Sciences (Far Eastern Branch), Vladivostok, pounta@mail.ru*

Магеллановы горы – дугообразная цепь подводных вулканических гор длиной более 1200 км, которая разделяет Восточно-Марианскую котловину на впадины Пигафета и Сайпан (рис. 1). На западе они граничат с Марианской системой желобов, а на юго-востоке – с поднятиями Больших Каролинских и Маршалловых островов. Их линейная протяженность по широте, приуроченность к зоне субдукции на западе и расположение на наиболее древнем участке океанической коры в Мировом океане давно привлекает внимание исследователей как модельного объекта для проверки различных геодинамических построений.

В течение 2000-2010 гг. были проведены геологические исследования Магеллановых гор с борта НИС «Геленджик» и отбором каменного материала драгами и погружными буровыми установками. Участие одного из авторов в экспедициях в качестве палеонтолога дало возможность собрать большой фактический материал по органическим остаткам, анализу которых и посвящено данное сообщение.

Геологический разрез Магеллановых гор сложен вулканитами, осадочными породами мезокайнозоя, и в нем можно выделить три структурно-формационных яруса.

Нижний ярус сложен преимущественно вулканитами (толеиты, океаниты, плагиобазальты), характерными для островов и поднятий, и встречен до глубин 3000 м.

Второй ярус образуют субщелочные и щелочные базальтоиды, залегающие в виде лавовых потоков выше 3000 м. Возраст горных сооружений исследуемого района оценивается как позднеюрский – раннемеловой (Гайоты..., 1995), что хорошо согласуется со средне- и позднеюрским возрастом плит соседних котловин. Абсолютный возраст базальтов на Магеллановых горах изменяется от барремского до сантонского. Наиболее древние базальты (120 млн лет) определены на гайоте Ита-Май-Тай, а молодые (86,2 млн лет) – на западном склоне гайота

Федорова (Coppers et al., 1998). Биостратиграфическими методами нами показано, что на этих гайотах встречены осадочные образования и более древние, чем приводимые возрасты магматических пород.

Третий ярус сложен осадочными породами мела и кайнозоя. В нем, по данным литолого-палеонтологического анализа (фораминиферы, наннопланктон, кораллы, двустворчатые и брюхоногие моллюски, аммониты, белемниты), установлено два меловых комплекса: апт-сеноманский и сантон-маастрихтский.

Апт-сеноманский комплекс представлен рифогенными (биогермные, органогенно-обломочные, оолитовые), пелагическими известняками и вулканическими турбидитами (вулканомиктовые брекчии, песчаники и алевролиты). Рифогенные известняки Магеллановых гор менее развиты по сравнению со Срединно-Тихоокеанскими подводными горами, где скважиной 866 ODP на гайоте Резолюшен вскрыт 1620-метровый разрез баарем-аптских мелководных карбонатных фаций. В западной части они наиболее представительны на гайоте Ильичева, а в восточной – на гайоте Федорова. На последнем они образуют сплошное кольцо, в пределах которого установлены отложения фаций кольцевого рифа, ядра рифа, склона и лагуны. Состав пород разнообразен, с резким преобладанием биогермных и органогенно-детритовых известняков. Среди них присутствуют фрагменты кораллов, мшанок, криноидей, рудистов, сцементированных нанофораминиферовой массой.

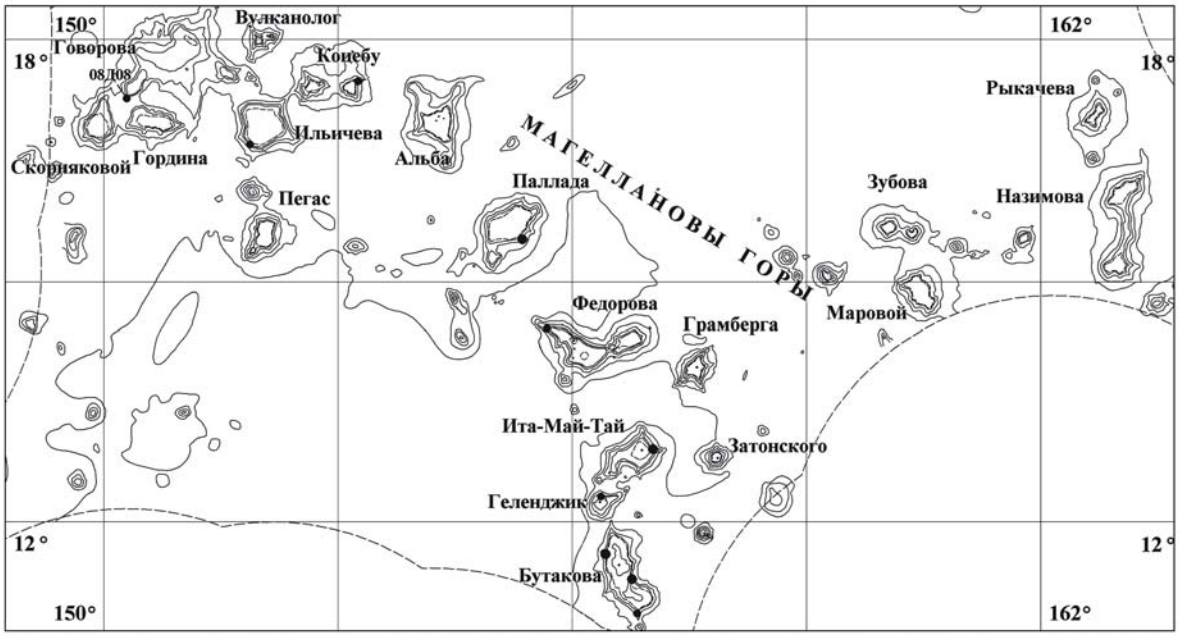


Рис. 1. Положение гайотов Магеллановых гор

Микритовые и оолитовые известняки представляют сервию лагун. Аптальбские планктонные фораминиферы с участием *Claviblowiella* cf. *C. saundersi*, *Planomalina buxtorfi*, *Hedbergella globigerinoides*, *Clavihedbergella* cf. *C. subcretacea*, *Ticcinella* cf. *T. primula* встречены в органогенно-обломочных известняках на гайотах Ита-Май-Тай, Ильичева, Коцебу и песчаниках на Бутакове. В этих породах выделен представительный комплекс бентосных фораминифер (*Pattellina subcrecretacea*, *Orithostella* cf. *O. australiana*, *Anomalinoides* cf. *A. indica*,

Dorothia trochoides, *Lagena* sp.), экологический состав которого свидетельствует о седиментации в условиях шельфа. В известняках гайота Грамберга установлен комплекс планктонных фораминифер (*Hedbergella delrioensis*, *H. gorbachikae*, *H. trocoidea*), свидетельствующий об альбском возрасте этих пород.

Присутствие на гайоте Федорова кораллов рода Placosmila, Montlivaltia (стА), отдельных видов *Amphiastrea yabei* Eguchi, *Mesomorpha chaetetoides* Trauth совместно с малакофауной указывает, что эти породы формировались не позже апта в мелководной рифовой зоне.

Наиболее часто в этом возрастном диапазоне встречены породы сеномана. Они отмечены на большинстве гайотов и чаще представлены пелагическими известняками и эдафогенными брекчиями. Обилие раковин планктонных фораминифер, видовое разнообразие и хорошая сохранность позволяют уверенно сопоставить их с биозональным комплексом *Rotalipora cushmani* по шкале Блоу. Находки представителей родов Praeglobotruncana, Dicarinella, расцвет которых приходится на туронское время, не исключает присутствия отложений данного времени. В сеноманских породах встречены бентосные фораминиферы с участием *Anomalinoides rubiginosus*, *Bulimina midwayensis*, *Osangularia plummerae*, *Gyroidinoides globosus*, *Lenticulina spisso-costata*, *Cibicidoides* sp., *Florilus* sp., указывающие на условия седиментации внешнего шельфа – верхней батиали. К сеноманскому времени отнесены и уплотненные глины на гайотах Говорова, Геленджик, Паллада, возраст которых ранее не был определен. Сочетание результатов по планктонным фораминиферам и радиоляриям (определения О.А. Смирновой) позволяет полагать, что формирование глин происходило в условиях аноксии в среднем сеномане.

Среди **сантон-маастрихтских** отложений выделены рифогенные, нанофораминиферовые известняки, эдафогенные брекчии, реже туфы и туффиты. Необходимо отметить, что породы сантон-коньякского возраста встречаются редко и они, как правило, содержат остатки только макрофауны. Рифогенные известняки сходны с апт-туронскими, но встречены чаще, хотя бы на тех же гайотах Федорова и Ильичева. На гайоте Федорова они отличаются большим многообразием фациальных разновидностей с преобладанием каркасного типа. По внешнему виду они похожи на фации рифового ядра, так как кораллы и водоросли, обнаруженные в них, взаимно обрастают и формируют устойчивый каркас. В этих породах среди кораллов определены виды кампана-маастрихта: *Thamnasteria hiraigaensis*, *Thamnasteria* sp., *Diplogyra lamellosa*, *Stylopsammia judaica*, *Astrelia palmata*, *Parasmila elliptica.* В цементирующей их массе обнаружены планктонные фораминиферы с участием кампан-маастрихтских (*Schackoina multispinata*, *Globotruncana contuse*) и маастрихтских (например, *Abathomphalus mayararoens*) видов. Планктоногенные известняки отмечены на каждом из детально исследованных гайотов. Эдафогенные фосфатизированные брекчии пространственно связаны с известняками и имеют с ними фациальные переходы. Брекчии образуют небольшие покровы и присутствуют практически на всех морфологических элементах гайотов ниже бровки до глубин 3000 м. Среди пород этого возраста по разным группам органических остатков выделены временные интервалы формирования с более узким диапазоном (сантон-кампан, кампан, кампан-маастрихт, маастрихт), хотя по литологическим призна-

кам они не различимы. Вулканокластйты этого возраста установлены на гайотах Говорова, Федорова, Ита-Май-Тай и Бутакова. Представительный комплекс планктонных фораминифер кампанского возраста (*Globotruncana arca*, *Gtr. stuarti*, *Gtr. linneiana*, *Gtr. plummerae*, *Rosita fornicata* и др.) выделен в известняках керна скважины 35Б301 на гайоте Федорова, а на Альбе – *Globotruncana coronata*i, *G. arca*, *G. stuarti*, *G. rosetta*, *Heterohelix reussi* и др. Пелагические известняки на гайоте Говорова содержат раковины планктонных фораминифер с участием *Globotruncanita eleveta*, *Gtr. stuarti*, *Globotruncana ventricosa*, *Globotruncana arca*, *Contusotruncana fornicata*, указывающие на кампан-маастрихтский возраст породы. Маастрихтская фауна фораминифер (зона *Abathomphalus mayaroensis*) найдена на гайотах Гордина, Ильичева, Скорняковой, Бутакова. Бентосные фораминиферы кампан-маастрихта на гайотах Бутакова, Федорова, Альба и Ита-Май-Тай по своему экологическому составу близки к сеноманским и отражают верхнебатиальные условия седиментации на вершинном плато.

В ходе проведенных исследований впервые было установлено присутствие остатков цефалопод в карбонатных и терригенных отложениях Магеллановых гор (Zakharov et al., 2007). Аммониты были обнаружены в отложениях гайотов Бутакова (карбонатная фация: *Hypophylloceras* sp., *Phyllopachiceras* sp., *Gaudryceras* sp., *Zelandites* aff. *japonicus* Matsumoto, *Saghalinites* sp. в ассоциирующихся с маастрихтскими фораминиферами *Rugoglobigerina hexacamerata* и *Pseudoguembelina excolata*; глинистая фация: *Hypophylloceras* sp.), Федорова (карбонатная фация: *Zelandites* aff. *japonicus* Matsumoto, Tetragonitidae gen. et sp. indet.), Коцебу (карбонатная фация: Tetragonitidae gen. et sp. indet.), Ильичева (карбонатная фация: *Hypophylloceras*? sp.). Ростры белемнитов были обнаружены в оолитовых и детритовых известняках гайотов Бутакова (*Dimitobelus*? sp.), Говорова (скопления Dimitobelidae gen. et sp. nov. в ассоциации с планктонными фораминиферами *Globotruncata arca*) и Геленджик (*Belemnitella*? sp.). Возраст отложений, вмещающих остатки этих цефалопод, определен как позднекампанско-маастрихтский (более вероятно ранне-среднемаастрихтский, принимая во внимание данные по корреляции изотопно-углеродных событий).

Главную роль в истории Магеллановых гор, вероятно, сыграли тектонические события на рубеже юры-мела или чуть ранее, когда в результате деформации океанической плиты ее отдельные блоки начали воздыматься на 3000-3500 м. В это же время происходит мощное вулканическое излияние и формируются основные морфологические черты будущих гайотов. Дальнейшее рельефообразование в апте – раннем палеогене было обусловлено сложным взаимодействием процессов вулканизма, изменением уровня моря, абразией и рифообрастанием.

Литература

Волохин Ю.Г., Мельников М.Е., Школьник Э.М. и др. 1995. Гайоты Западной Пацифики и их рудоносность. М.: Наука. 368 с.

Zakharov, Y.D., Pletnev, S.P., Melnikov, M.E. et al. 2007. The frst fnds of Cretaceous belemnites from the Magellan Rise, Pacifc ocean // Russian Journal of Pacifc Geology. Vol. 1. P. 29-41.

Koppers A.A.P., Staudigel H., Wijlbrans J.R., Pringle M.S. 1998. The Magellan seamount trail: implication for Cretaceous hotspot volcanism and absolute Pacific plate motion. // Earth and Planet. Scie. Let. V. 163. P. 53-68.

НОВЫЕ ДАННЫЕ ПО БИОСТРАТИГРАФИИ ПОГРАНИЧНЫХ СЛОЕВ ЮРЫ И МЕЛА НИЖНЕГО ТЕЧЕНИЯ Р. ЛЕНЫ (ЯКУТИЯ)

М.А. Рогов[1], В.А. Захаров[1], В.Б. Ершова[2], А.Е. Игольников[3]
[1]*ГИН РАН, Москва, russianjurassic@gmail.com*
[2]*СПбГУ, Санкт-Петербург, vika-ershova@yandex.ru*
[3]*Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН, Новосибирск, IgolnikovAE@ipgg.nsc.ru*

NEW DATA ON BIOSTRATIGRAPHY OF THE JURASSIC/CRETACEOUS BOUNDARY BEDS OF THE LENA RIVER LOWER REACHES (YAKUTIA)

M.A. Rogov[1], V.A. Zakharov[1], V.B. Ershova[2], A.E. Igolnikov[3]
[1]*GIN RAS, Moscow, russianjurassic@gmail.com*
[2]*SPbSU, Saint-Petersburg, vika-ershova@yandex.ru*
[3]*Trofimuk Institute of Petroleum Geology and Geophysics, Novosibirsk, IgolnikovAE@ipgg.nsc.ru*

Морские пограничные между юрой и мелом отложения широко распространены на севере Средней Сибири, где они хорошо изучены и являются основой для разработки детальных биостратиграфических схем. Однако данные о пограничных слоях в разрезах, расположенных восточнее, на севере Якутии, крайне немногочисленны. Краткая информация о волжско-валанжинских отложениях низовьев р. Лены имеется в немногочисленных публикациях в виде схематичных описаний разрезов, сопровождаемых списками окаменелостей (главным образом аммонитов и бухий, определенных Н.С. Воронец, З.В. Кошелкиной, Н.П. Михайловым, М.С. Месежниковым, И.И. Тучковым и Н.И. Шульгиной), характеризующих свиты и их части мощностью до нескольких сотен метров (Сороков, 1958; Кошелкина, 1963; Галабала, Леонов, 1967; Биджиев и др., 1971; Биджиев, 1973). Изображения и описания большинства этих окаменелостей, также как и их детальная привязка к разрезу, в литературе отсутствуют. Анализ литературных данных о строении разреза в окрестностях п. Чекуровка позволяет утверждать, что к волжскому ярусу предшественниками была отнесена нижняя часть рязанского яруса. В то же время сложно переоценить значение разрезов в низовьях р. Лены для познания пограничных отложений юры и мела, поскольку здесь расположены самые восточные в Северо-Восточной Азии выходы, содержащие богатые комплексы аммонитов и двустворчатых моллюсков. К востоку от р. Лены находки аммонитов становятся необычайно редкими, и установление зон по аммонитам в этом интервале не представляется возможным.

В ходе полевых работ 2009 года М.А. Роговым и В.Б. Ершовой были изучены три сложенных терригенными породами разреза пограничных слоев юры и мела, расположенных на северном и южном крыле Чекуровской антиклинали и у м. Чуча (рис. 1). Из этих разрезов была собрана богатая коллекция волжско-валанжинских аммонитов и двустворчатых моллюсков.

Суммарная мощность рассматриваемого интервала разреза составляет около 400 м, которые перекрываются валанжин-аптскими отложениями континентального генезиса.

Обилие находок аммонитов и бухий в разрезе на южном борту Чекуровской антиклинали позволило выделить здесь характерную последовательность зон и слоев по бухиям и аммонитам (табл. 1, 2).

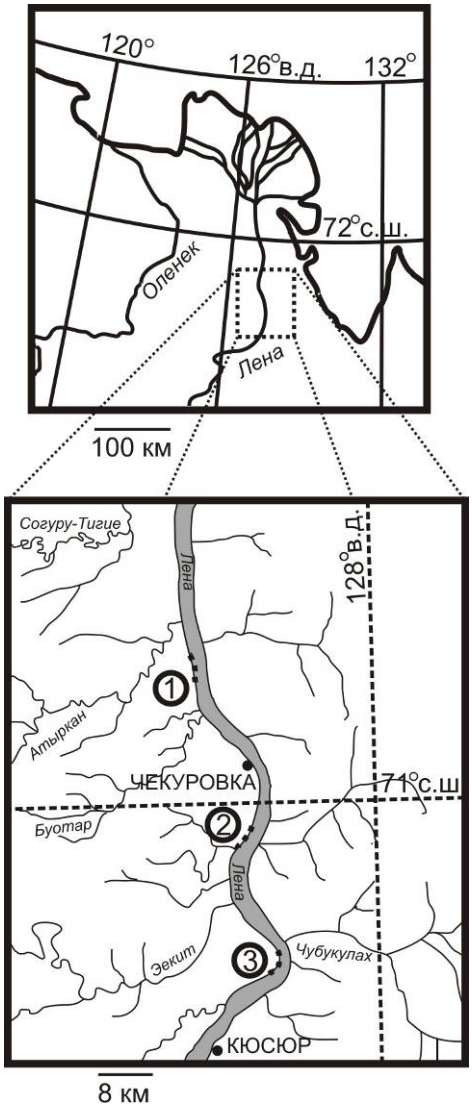


Рис. 1. Схема расположения изученных разрезов (1, 2 – разрезы, соответственно, на северном и южном бортах Чекуровской антиклинали, 3 – разрез у м. Чуча)

Анализ комплексов аммонитов

Аммониты редки в волжской части разреза, но становятся многочисленными в нижней части мела. Хотя они представлены лишь бореальными таксонами и океаническими филло- и литоцератидами, их разнообразие на отдельных уровнях (особенно вблизи границы зон Sibiricus и Kochi) значительно. В волжском ярусе по аммонитам устанавливаются зоны Exoticus (по находке Praechetaites ex gr. exoticus) и Okensis (по присутствию Craspedites ex gr. okensis). По всему разрезу в большом количестве присутствуют филлоцератиды (бореальные Boreiophylloceras), на двух уровнях (в терминальной части рязанского яруса и вблизи границы средне- и верхневолжского подъярусов) встречаются также литоцератиды. С учетом данных по другим разрезам Северной Сибири это позволяет утверждать существование в волжское – ранневаланжинское время постоянных связей Арктического океана с Палеопацификой. Этот вывод основан на установлении нескольких эпизодов проникновения тихоокеанских океанических аммонитов в Арктику.

В нижней части рязанского яруса распределение аммонитов заметно отличается от такового в разрезах по р. Хете. Зона Sibiricus охарактеризована *Chetaites* ex gr. *sibiricus*, *Borealites* spp. (включая *B. constans*), *Praetollia* cf. *maincy* и *Pseudocraspedites* cf. *anglicus*. В аналогах зоны Kochi не найдены *Hectoroceras*, но присутствуют *Praetollia*, *Surites* и своеобразные *Borealites*. Нижняя граница зоны условно проводится по исчезновению *Chetaites*, верхняя – по появлению комплекса, в котором преобладают *Surites* ex gr. *analogus*. В зоне Analogus встречаются *Surites* и (реже) *Borealites*. Выше после мощного (более 100 м) интервала разреза, в котором не были встречены окаменелости, появляются *Bojarkia* cf. *mesezhnikowi*, что дает основание установить здесь зону Mesezhnikowi. В самой верхней части рязанского яруса

(аналогах зоны Tolli?) присутствуют только филло- и литоцератиды. Нижняя зона валанжина Klimovskensis предположительно устанавливается по находке *Tollia* cf. *kordikovi*.

Таблица 1. Сопоставление бореальных аммонитовых шкал пограничных слоев юры и мела

Ярус, подъярус	Северная Сибирь [Барабошкин,2004; Rogov, Zakharov, 2009]	**Низовья р. Лены**	Шпицберген [Ершова, 1983; Рогов, Гужиков, 2009; Rogov, Zakharov, 2009, с дополн.]	Русская платформа [Барабошкин, 2004; Rogov, Zakharov, 2009]
Нижний валанжин	Ramulicosta	Нет фоссилий	Ramulicosta	Polyptychus
	Astieryptychus			Michalskii
	Quadrifidus	Qaudrifidus?	Syzranicum	Syzranicum
	Klimovskiensis	Klimovskiensis		
Бореальный берриас (рязанский ярус)	Tolli		Слои с Tollia sp., Bojarkia sp.	Undulatoplicatilis
	Mesezhnikowi	Mesezhnikowi		Albidum
				Tzikwinuanum
	Analogus	Analogus		Rjasanensis
	Kochi	Kochi	Kochi	
	Sibiricus	Sibiricus		
Верхне-волжский подъярус	Chetae			Слои с Volgidiscus
	Taimyrense		Taimyrense	Nodiger
	Okensis	Okensis	Okensis	Subditus
				Fulgens
Средне-волжский подъярус(часть)	Exoticus	Exoticus	Exoticus	Nikitini
	Variabilis	Нет фоссилий	Groenlandicus	

Таблица 2. Схема корреляции слоев с бухиями Арктики и Северной Пацифики

Ярус, подъярус	Северная Сибирь [Захаров, 1981]	**Низовья р. Лены**	о.Столбовой (Новосибир. о-ва) [Кузьмичев и др., 2009]	Северо-Восток России [Паракецов, Паракецова, 1989]	Северная Калифорния [Захаров, 2004]
Нижний валанжин	Keyserlingi	Слои с B.inflata, B. keyserlingi	Нет фоссилий		Keyserlingi
	Inflata		Inflata	Crassa Inflata	?Pacifica Inflata
Бореальный берриас (рязанский ярус)	Tolmatschowi	Слои с Buchia volgensis	Uncitoides	Sibirica Volgensis	Uncitoides
	Jasikovi				
	Okensis	Okensis	Okensis Unschensis	Okensis Unschensis	Okensis ?aff. Volgensis
	Unschensis	Unschensis			
Верхне-волжский подъярус		Слои с B. terebratuloides, B. fischeriana	Terebratuloides Piochii	Terebratuloides Tenuicollis	Piochii
	Obliqua				
Средневолжский подъярус (часть)	Taimyrensis			Fischeriana Piochii	Elderensis

Биостратоны с бухиями и их корреляция с разрезами на севере Восточной Сибири

Последовательность биостратонов с бухиями в разрезе м. Чекуровский ближе всего к таковой о. Столбового (Кузьмичев и др., 2009). Она охватывает интервал от верхневолжского подъяруса до нижнего валанжина (табл. 2). Возможно, однако, что слои с *Buchia terebratuloides* и *B. unschensis* характеризуют больший объем подъяруса, чем на о. Столбовом, поскольку в слое 3 найдены аммониты средневолжского подъяруса, а залегающие без видимого седиментационного перерыва перекрывающие породы по двустворкам (слои с *Buchia terebratuloides* и *B. unschensis*) и аммонитам (*Craspedites*) датируют верхневолжский подъярус. Вышележащие слои с *B. unschensis и B.* aff. *fischeriana* отнесены уже к меловой системе на основе необычных для видов-индексов морфологических особенностей: крупных размеров *B. unschensis* и *B.* aff. *fischeriana*, имеющих своеобразную (переходную между *B. fischeriana и B. volgensis)* форму раковины.

С учетом того, что эти слои согласно перекрываются бухиазоной B. okensis, они сопоставлены нами с верхней частью бухиазоны B. unschensis (табл. 2). Залегающие над бухиазоной B. okensis слои с *Buchia volgensis* охватывают верхнюю часть бореального берриаса и сопоставляются с бухиазоной B. tolmatschewi, конечно, без учета соотношения стратиграфического объема. Венчающие разрез м. Чекуровский слои с *Buchia keyserlingi* и *B. inflata* датируют нижний валанжин и сопоставляются со слоями с *B. inflata* о. Столбового. Корреляция с разрезами Северо-Востока и Северной Калифорнии показана в таблице 2. Несмотря на то, что охарактеризованный последовательностями бухий интервал разреза м. Чекуровский очень близок к о. Столбовой, по составу и структуре комплексов видов рода *Buchia* отдельных биостратонов он ближе к разрезу на пол-ве Нордвик (Захаров и др., 1983).

Обращает на себя внимание крайняя бедность бентосных ассоциаций по разрезу вне зависимости от фаций. Лишь в пограничных слоях средне- и верхневолжского подъярусов наряду с бухиями присутствуют единичные экземпляры двустворок рода *Gonyomya* и брахиоподы рода *Taimyrothyris*.

Это сближает изученные разрезы с таковыми Верхоянья и Новосибирских островов, где практически отсутствуют аммониты, но многочисленны бухии, а остатки гастропод и брахиопод крайне редки.

Работа выполнена при финансовой поддержке грантов РФФИ 09-05-00456, 10-05-00276 и гранта Президента РФ МК-2044.2010.5. Это исследование является частью проекта по изучению геологической истории северо-восточной части Сибирского кратона, поддерживаемого Геофизической компанией Ти Джи Эс Нопек.

Литература

Барабошкин Е.Ю. 2004. Нижнемеловой аммонитовый зональный стандарт Бореального пояса // Бюл. МОИП. Отд. геол. Т. 79. Вып. 3. С. 44-68.

Биджиев Р.А. 1973. Волжский ярус на севере Приверхоянского прогиба (внутренняя зона) // Бюл. МОИП. Отд. геол. Т. XLVIII. Вып. 2. С. 61-71.

Биджиев Р.А., Грошин С.И., Горшкова Е.Р., Гогина Н.И. 1971. Государственная геологическая карта СССР масштаба 1:200 000. Серия Нижнеленская. Лист R-52-VII, VIII. Объяснительная записка. Л.: ВСЕГЕИ. 80 с.

Галабала Р.О., Леонов Б.Н. 1967. Стратиграфия меловых отложений северной части Приверхоянского прогиба // Стратиграфия мезозоя и кайнозоя Средней Сибири. Новосибирск: Наука. С. 121-127.

Ершова Е.С. 1988. Объяснительная записка к биостратиграфической схеме юрских и нижнемеловых отложений архипелага Шпицберген. Л.: ПГО Севморгеология. 88 с.

Захаров В.А. 1981. Бухииды и биостратиграфия бореальной верхней юры и неокома // Тр. ИГиГ СО АН СССР. Вып. 458. 271 с.

Захаров В.А. 2004. Бухиазоны берриаса и валанжина Северной Калифорнии (разрезы в районе Паскента) и проблемы панбореальной корреляции // Второе всероссийское совещание «Меловая система России: проблемы стратиграфии и палеогеографии». Санкт-Петербург, 12-15 апреля 2004 г. СПб. С. 31.

Кошелкина З.В. 1963. Стратиграфия и двустворчатые моллюски юрских отложений Вилюйской синеклизы и Приверхоянского краевого прогиба // Тр. СВКНИИ. Вып. 5. 219 с.

Кузьмичев А.Б., Захаров В.А., Данукалова М.К. 2009. Новые данные о стратиграфии и условиях формирования верхнеюрских и нижнемеловых отложений о. Столбовой (Новосибирские острова) // Стратигр. Геол. кор. Т. 17, № 4. С. 47-66.

Паракецов К.В., Паракецова Г.В. 1989. Стратиграфия и фауна верхнеюрских и нижнемеловых отложений Северо-Востока СССР. М.: Недра. 298 с.

Сороков Д.С. 1958. Стратиграфия и фации морских мезозойских отложений Лено-Оленекского района // Тр. Ин-та геологии Арктики. Т. 85. С. 20-36.

Rogov M.A., Zakharov V.A. 2009. Ammonite- and bivalve-based biostratigraphy and Panboreal correlation of the Volgian Stage // Science in China Series D, Earth Sciences. Vol. 52. № 12. P. 1890-1909.

ОСОБЕННОСТИ ПАЛЕОГЕОГРАФИИ И СЕДИМЕНТОЛОГИИ НЕОКОМА ЮГО-ЗАПАДНЫХ РАЙОНОВ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ

В.А. Савенко[1], **А.Г. Мухер**[2]
[1]*ООО «КогалымНИПИнефть», Тюмень, SavenkoVA@tmn.lukoil.com*
[2]*ГП ХМАО «Научно-аналитический центр рационального недропользования им. В.И. Шпильмана», Тюмень, Россия, Muher@crru.tmn.ru*

FEATURES PALEOGEOGRAPHY AND SEDIMENTOLOGY NEOCOMIAN SOUTH-WESTERN REGIONS OF WESTERN SIBERIA

V.A. Savenko[1], **A.G. Muher**[2]
[1]*JSC «KogalymNlPIneft», Tyumen, SavenkoVA@tmn.lukoil.com*
[2]*V.I. Schpilman's Scientific-Analytical Center of Rational Using of Earth's interior, Tyumen*

На западе Западной Сибири в Шаимском нефтегазоносном районе (НГР) и прилегающих площадях (обобщенное название – Урайский регион) основные залежи углеводородов сосредоточены в юрских отложениях (от нижне- до верхнеюрских), однако в последние годы в связи с дефицитом нефтеперспективных объектов юрского возраста более пристально изучается неокомский интервал разреза. Тем более что нефтегазоносность этого интервала подтверждена открытием залежи нефти на Восточно-Шебурской площади, расположенной на юго-востоке Урайского региона, где из нижней части фроловской свиты в ачимовской пачке АС6 получен приток нефти. В связи с этим на поисковых участках в краевых частях Урайского региона в последние годы был выполнен большой объем (5800 пог. км) сейсморазведочных исследований 2Д МОГТ, одной из основных целей которых было изучение неокомского интервала разреза.

Полученные результаты сейсморазведочных работ 2Д и выполненные в последние годы ряд тематических отчетов по обобщению региональных профилей в Урайском регионе позволили детализировать сейсмогеологическую модель строения юрско-неокомского интервала в этом регионе, а также выделить новые для этого района потенциально нефтеперспективные объекты в неокоме.

В связи с близостью Урайского региона к западному обрамлению Западно-Сибирской плиты и активной дифференцированной геодинамикой в юрско-неокомское время, литолого-фациальные обстановки были здесь наиболее пестрыми, что определило резкие переходы одних типов разреза в другие и в результате формирование на этой территории нескольких типов разреза, сменяющих друг друга по направлению с З на СВ.

Ранее нами (Мухер 2007, 2008) было проведено районирование Урайского региона с выделением районов распространения характерных местных типов разрезов верхнеюрско-неокомских отложений, основанное на анализе строения всей толщи юрско-нижнемеловых отложений с учетом корреляции по скважинам и опорных отражающих горизонтов на временных сейсмических разрезах (А, Трад, ТЮ2, Б, М, М1, Г); обобщение материалов палеонтологических данных. В результате проведенных исследований в составе юрско-неокомских от-

ложений Урайского региона выделено четыре основных типа разреза: **даниловский, фроловский, мулымьинский, тутлеймский** и два подтипа.

В западной и юго-западной части исследуемой площади, в юго-западной части Приуральской НГО верхнеюрско-неокомские отложения представлены следующим набором свит: **даниловская – харасоимская – улансынская – леушинская**. Даниловская свита трансгрессивно залегает на породах тюменской свиты среднеюрского возраста или доюрских отложениях. Характерной особенностью этой зоны являются сокращенные толщины мезозойских отложений, наличие песчано-алевритовых пород в верхней части харасоимской свиты и резкое снижение битуминозности пород верхнеданиловской подсвиты. На севере даниловский тип разреза переходит во фроловский (Красноленинской НГО), а южнее, в Шаимском НГР, – в мулымьинский.

Далее к востоку простирается зона с развитием в верхнеюрско-неокомских отложениях **абалакской и мулымьинской** свит. Последняя согласно перекрывается отложениями улансынской и леушинской свит нижнемелового возраста, трансгрессивно залегает на породах тюменской свиты или доюрских отложений. В Шаимском районе палеонтологически установлено наивысшее положение в разрезе слабобитуминозных глин мулымьинской свиты нижнеготеривского возраста. Характерной особенностью разреза является сокращенный объем, вплоть до полного отсутствия отложений средней, а иногда и верхней юры. В зонах примыкания отложений абалакской и мулымьинской свит к выступам фундамента выделяются опесчаненные вогулкинская (пласты П) и трехозерная (Пласт П0) толщи прибрежно-морского генезиса. **Трехозерный** подтип мулымьинского типа выделяется в осевой зоне Шаимского мегавала, где в основном отложения абалакской свиты уже выклиниваются, а на породах фундамента залегает базальная карбонатно-грубообломочная трехозерная толща (титонского возраста).

В северо-восточной и восточной части площади в пределах Красноленинского и Карабашского НГР развита зона, для которой характерно наличие в верхнеюрско-неокомской части разреза отложений **тутлеймской** и **фроловской** свит, а в юрском интервале характерно появление нижнеюрских отложений шеркалинской свиты. В этой зоне наблюдается значительное увеличение толщин юрских отложений, появление в разрезе нижнеюрских, преимущественно глинистый состав верхнеюрских отложений, близкая по величине радиоактивность как в титонских, так и в нижнемеловых отложениях. Характерной особенностью разреза является развитие мощной глинистой фроловской свиты, охватывающей отложения от низов берриаса до низов апта. Формирование неокомских отложений этого типа разреза происходило в наиболее глубоководной центральной части неокомского палеобассейна. В целом юрско-неокомский разрез представлен следующим набором свит: фроловская – тутлеймская – абалакская – тюменская – шеркалинская.

Ранее Ю.Н. Федоровым (2003) была предложена принципиальная схема залегания глинисто-битуминозной формации в юго-западных регионах Западно-Сибирского мегабассейна (рис. 1). Готерив-келловейскую часть разреза было предложено объединить в единую терригенно-битуминозную формацию с инициальной компонентой, соответствующей вогулкинской толще. Приведенная схема показывает, что морская терригенно-битуминозная формация верхнеюр-

ско-раннеготеривского возраста в Урайском регионе развита повсеместно, объединяет харасоимскую, даниловскую, мулымьинскую, тутлеймскую, баженовскую и абалакскую свиты по сути в единое геологическое тело и имеет клиноформный характер строения верхнеюрско-нижнемеловых отложений. Такая модель хорошо согласуется с результатами сейсмических исследований последних лет. Так, например, в северо-западной части Урайского региона на субширотном сейсмическом профиле 5204102 четко фиксируется зона перехода от области развития харасоимской и даниловской свит (даниловский тип разреза) к области развития фроловской и тутлеймской свит (фроловский тип разреза) (рис. 1).

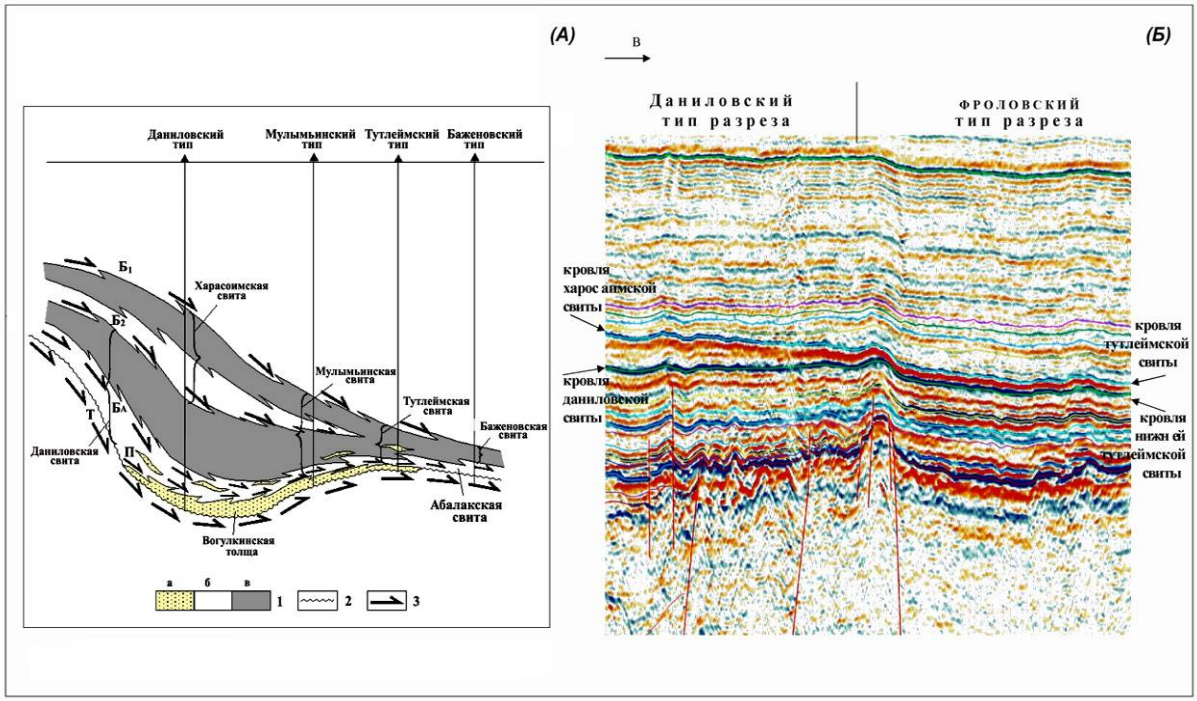


Рис. 1. Схема строения (Федоров, 2003) верхнеюрско-неокомской глинисто-битуминозной формации в Урайском регионе (А) и зона перехода от даниловского к тутлеймскому типу разреза, сейсмический временной разрез (Б):

(А): 1 – породы: а – песчаные, б – глинистые, в – битуминозные; 2 – несогласия; 3 – отражающие горизонты (Федоров, 2003, с изменениями); (Б): Сейсмический профиль 5204102, Шаимский НГР, Хангокуртско-Тугровская площадь

Было высказано мнение, что тутлеймская свита представляет собой конденсированные аналоги осадков верхней части даниловской и всей харасоимской свит (Федоров, 2003). Связано это с палеогеографическими особенностями осадконакопления в юго-западных районах мегабассейна, когда береговая линия в позднеюрско-неокомское время повторяла контуры Пылымского выступа и Туринской моноклинали. Региональный источник сноса располагался юго-западнее Шаимского района, и область развития даниловского типа разреза находилась ближе всего к области денудации, что послужило причиной формирования здесь верхнеюрско-неокомских седиментитов заметной мощности: объем харасоимской + даниловской свит достигает 200 м и более. По мере удаления от источника сноса мощность верхнеюрско-неокомских слоев закономерно уменьшается, и

они, сохраняя стратиграфический объем, представлены тутлеймской и абалакской свитами, общая мощность которых сокращается в среднем до 75 м.

В конце юрского времени в волжском веке на территории Западной Сибири располагался морской внутриконтинентальный бассейн, в котором накапливались тонкоотмученные битуминозные глины баженовской свиты и ее аналоги в Шаимском районе: тутлеймская, мулымьинская и даниловская (верхн. часть) свиты. Осадконакопление в волжском веке и раннем берриасе происходило при относительном тектоническом покое (Конторович В.А., 2009), и в морской бассейн поступал в основном глинистый материал. Западная часть Шаимского района располагалась в пределах зоны мелкого моря, в восточной части существовала полоса относительно глубоководного моря с многочисленными островами в осевой зоне Шаимского вала, служившими местными источниками сноса.

Начиная со второй половины берриаса и в раннем валанжине дифференцированная активизация тектонических движений в юго-западной части Западно-Сибирской плиты привела к формированию двух зон с различными условиями осадконакопления. Западные области, где в результате положительных тектонических подвижек произошло обмеление морского бассейна, в это время располагались в прибрежной мелководной зоне с формированием песчано-алевритовых отложений харасоимской свиты. Восточная часть площади в это время испытывала тенденцию к погружению. Здесь выделяется зона относительно глубокого моря с некомпенсированным прогибанием, где формировались маломощные (10-40 м) тонкоотмученные глины мулымьинской и тутлеймской свит.

Харасоимская свита в объеме берриас-валанжина, среднего и нижнего готерива развита в пределах западной части Верхне-Кондинского прогиба и представлена песчаниками, гравелитами-ракушечниками, алевролитами и аргиллитами. В керне встречаются обломки аммонитов, остатки скелетов рыб, обугленный детрит. В западных разрезах характерно преобладание песчаников и алевролитов. Песчанистость увеличивается к кровле свиты.

Для изучения неокомских отложений были проанализированы материалы ГИС и керна по 250 поисково-разведочным скважинам, пробуренным в западной части Урайского региона, по результатам анализа которых в области распространения отложений харасоимской свиты выделен ряд литофациальных зон. В западной части установлена область со сплошным развитием в кровельной части харасоимской свиты песчаных пропластков мощностью от 1 до 18 м. К востоку прослеживается меридиональная переходная зона, где коллектора встречаются уже фрагментарно и характеристики их фильтрационно-емкостных свойств уже довольно низкие. Еще далее на восток отложения харасоимской свиты полностью глинизируются и постепенно переходят в отложения верхнемулымьинской подсвиты. В северо-восточном направлении также происходит глинизация отложений харасоимской свиты, постепенный переход от даниловского к фроловскому типу разреза, где прибрежно-морские отложения харасоимской свиты сменяются глинистыми отложениями тутлеймской свиты, формировавшимися в глубоководной части неокомского палеобассейна (рис. 1Б).

Результаты проведенных сейсморазведочных работ МОГТ 2Д позволили закартировать (в пределах северо-западной части Урайского региона) юго-западный склон этого палеобассейна и приуроченную к этой зоне границу смены

даниловского типа разреза на более глубоководный – фроловский. Кроме того, анализ вновь полученных сейсмических материалов позволил выделить и проследить в интервале верхнеюрско-неокомских отложений область развития клиноформ западного падения (уральский источник сноса).

В западных районах Западной Сибири клиноформные отложения развиты на значительно меньшей площади, чем в восточной части. При этом у многих исследователей сложилось мнение, что с Урала сносился в основном глинистый материал. Считалось, что в клиноформах западного падения песчаных пластов очень мало (Нежданов, 1999). Вместе с тем имеющиеся на сегодняшний день геолого-геофизические данные показывают, что в неокоме приуральская часть (западная часть Урайского региона) располагалась в зоне обмеления морского бассейна, где в прибрежно-морских условиях шельфовой террасы происходило формирование песчано-алевритовых отложений харасоимской свиты, которые могли служить источником песчаного материала.

Периодическая активизация тектонических движений в валанжин-готериве способствовала размыву и сносу накопившегося песчано-алевритового материала с шельфовой террасы (в западной части) и транзиту к северо-востоку в сторону глубоководной части палеобассейна. Разгрузка и отложение терригенного материала, транспортируемого по каналу авандельте (приуроченного к зоне регионального Инк-Вой-Юганского разлома) и/или подводными конусами выноса, происходили в присклоновой части неокомского бассейна.

Сейсмогеологическая модель, предлагаемая нами, обосновывает наличие песчаных отложений в клиноформной части площади за счет сноса опесчаненных отложений харасоимской свиты к северо-востоку в глубоководную часть бассейна и отложившихся у подножия шельфовой террасы. Одновозрастной генетический ряд от прибрежно-морских песчаных отложений харасоимской свиты, сформировавшихся в условиях шельфовой террасы, к клиноформным образованиям, с учетом транзита опесчаненных отложений в глубоководную часть, допускает предположение о наличии в клиноформной части отложений, аналогичных ачимовской толще, что позволяет рассматривать эту зону в виде потенциально продуктивного объекта в Урайском регионе (Заграновская, 2007).

Литература

Заграновская Д.Е., Залевский О.А., Савенко В.А. 2007. Перспективы нефтегазоносности отложений неокома в Урайском регионе // Пути реализации нефтегазового и руд потенциала ХМАО-Югра: Мат. 10-й науч.-практ. конф. Т. 1. Ханты-Мансийск. С. 180-188.

Конторович В.А. 2009. Мезозойско-кайнозойская тектоника и нефтегазоносность Западной Сибири // Геология и геофизика. Т. 50, № 4. С. 461-474.

Мухер А.Г., Савенко В.А., Заграновская Д.Е. и др. 2008. Строение, корреляция и районирование верхнеюрско-нижнемеловых отложений в пределах западных районов ХМАО-Югры // Пути реализации нефтегазового и руд потенциала ХМАО-Югра: Мат. 11-й науч.-практ. конф. Т. 1. Ханты-Мансийск. С. 94-98.

Федоров Ю.Н., Алексеев В.П., Иванов К.С. и др. 2003 (ф.). Геолого-геофизическая оценка потенциальных ресурсов нефти сопредельных территорий ТПП «Урайнефтегаз» и разработка долгосрочной программы ГРР // Уральская гос. горная академия, ООО «Институт испытаний». Екатеринбург. С. 236.

ЭКСПОЗИЦИЯ ПАЛЕОНТОЛОГИЧЕСКОГО МУЗЕЯ АМУРНЦ ДВО РАН «ИСТОРИЯ ИССЛЕДОВАНИЯ МЕСТОНАХОЖДЕНИЙ МЕЛОВЫХ ДИНОЗАВРОВ ПРИАМУРЬЯ»

О.В. Сашнина[1], И.Ю. Болотский[2]
[1]*Амурский научный центр ДВО РАН, Благовещенск, museum@ascnet.ru*
[2]*Институт геологии и природопользования ДВО РАН, Благовещенск, dinomus@ascnet.ru*

«THE RESEARCH HISTORY OF PRYAMURIE'S CRETACEOUS DINOSAUR LOCALITIES» EXPOSITION OF PALAEONTOLOGICAL MUSEUM OF AMUR SCIENTIFIC CENTER OF FEB RAS

O.V. Saschnina[1], I.Yu. Bolotsky[2]
[1]*Amur Scientific Center of FEB RAS, Blagoveshchensk, museum@ascnet.ru*
[2]*Institute of Geology and Nature Management, FEB RAS, Blagoveshchensk, dinomus@ascnet.ru*

Сегодня Амурская область является уникальным местом, где вдоль реки Амур расположены «кладбища» позднемезозойских (меловых) рептилий – динозавров: Благовещенское, Кундурское, Гильчинское, Асташихинское, Димское, Белые Кручи (Цзяинь). История местонахождений уходит своими корнями в начало прошлого века. За столетний период трудоемких палеонтологических исследований накопился богатый научный и информационный материал. Собранная редкая коллекция является одной из самых крупных в России. Большую ее часть составляют остатки растительноядных утконосых динозавров – гадрозавров, представленные как практически полными скелетами, так и отдельными костями. Также в коллекции имеются хвостовые позвонки и зубы завропод, изолированные зубы хищных динозавров, остатки анкилозаврид, крокодилов, черепах; палеофлора – отпечатки листьев и окремнелые стволы.

Исключительную научную ценность имеют голотипы: *Amurosaurus riabinini* (Болотский, Курзанов, 1991), *Olorotitan arharensis* (Godefroit et al., 2003), *Kerberosaurus manakini* (Bolotsky, Godefroit, 2004), *Arkharavia heterocoelica* (Алифанов, Болотский, 2010).

На базе коллекции в 1997 году был создан палеонтологический музей как источник краеведческих знаний и средство широкой репрезентации уникального палеонтологического материала. Первая выставка «Последние динозавры Азии» открылась в 2001 году, занимала площадь около 60 кв. метров и экспонировалась до 2010 года. В 2010 году при поддержке Дальневосточного отделения РАН экспозицию обновили с учетом новых данных, полученных в результате исследований. Экспозиция построена по тематико-хронологическому принципу. Классически оформленные стенды посвящены истории открытий амурских динозавровых местонахождений. Серия стеклопакетов посвящена динозаврам, обитавшим на территории Приамурья. Исторический экскурс осуществлен посредством фотографий, рисунков, газетных статей, документов и подлинных окаменелых костей динозавров.

Музейная экспозиция начинается с материла «Амурской газеты» от 11 августа 1902 года, в которой в разделе «Областная хроника» помещена заметка: *«Археологические находки. Приамурские ведомости передают, что во время поездки по Амуру, в минувшем июне месяце, генерального штаба полковник Манакин обнаружил на пустынном правом берегу реки между станциями Сагибовой и Касаткиной, в 12 верстах ниже последней, скелет допотопнаго животнаго. Полковник Манакин предполагает, что это – кости мамонта; но судя по тому, что кости вполне окаменели, можно думать, что они принадлежат к эпохе более древней, чем та, в которую жил мамонт. Кости лежат в прибрежной толще реки. Покоясь на древнем берегу ея, состоящем из синяго конгломерата, под трехсаженным слоем наноснаго песку. Примерно на высоте двух сажень от нормального уровня. Насколько можно судить по наскоро произведенному исследованию. Скелет лежит на левом боку, будучи обращен передними конечностями по направлению к реке. Занимая в длину до 5 сажень»*. Данные окаменелости фактически являются первыми динозавровыми костями, описанными из Азии. В указанном месте побывал амурский краевед А.Я. Гуров, который в начале 20 века составлял археологическую карту среднего течения реки Амур, эту точку он обозначил как «местонахождение костей допотопных животных». (Подлинная карта и окаменелости, собранные А.Я. Гуровым, хранятся в Амурском областном краеведческом музее.) Впоследствии на местонахождении работали известные ученые А.Н. Криштофович, В.П. Ренгартен, Н.П. Степанов, В.К. Арсеньев. В 1914 году оно получило название Белые Кручи. За несколько лет было собрано большое количество окаменелостей. Более «62 пудов костей» отправили в Санкт-Петербург. Полученные материалы обработал профессор А.Н. Рябинин. Им монографически описан новый род и вид динозавров *Mandschurosaurus amurensis* (Рябинин, 1930а), смонтированный в 1925 году скелет которого был выставлен в экспозиции Центрального геологического музея им. Н.Ф. Чернышева, где экспонируется до сих пор.

Следующая часть экспозиции посвящена Благовещенскому местонахождению, расположенному в черте г. Благовещенска. Оно известно с 1948 года благодаря школьнику Ивану Бастрыкину, который сообщил в местный краеведческий музей о случайно найденных окаменелостях в карьере на юго-западной окраине города. Позднее на местонахождении работал полевой отряд палеонтологического института АН СССР под руководством А.К. Рождественского. Планомерные раскопки на Благовещенском местонахождении начались с 1982 года сотрудниками Института геологии и природопользования ДВО РАН (ИГиП ДВО РАН). Раскопками руководил Ю.Л. Болотский. Вскрыт костеносный пласт площадью более 200 кв. метров. В полевых работах принимали участие ученые из Москвы, Санкт-Петербурга, Бельгии, Японии, Китая. Коллекция Благовещенского местонахождения насчитывает около 2 000 единиц хранения. Она включает голотипы *Amurosaurus riabinini* (Болотский, Курзанов, 1991), *Kerberosaurus manakini* (Bolotsky, Godefroit, 2004). Изучение изолированных зубов плотоядных динозавров выявило наличие в палеоэкосистеме Благовещенского местонахождения крупных хищников, принадлежащих семейству Tyrannosauridae (Болотский, 2009). Благовещенское «кладбище динозавров» активно используется в научных, образовательных и просветительских целях. Удобное месторасположе-

ние дает возможность включить уникальный природный памятник в туристические маршруты.

Значительное место в экспозиции отведено имеющему мировую научную значимость Кундурскому местонахождению, которое расположено в окрестностях пос. Кундур Архаринского района Амурской области. Оно обнаружено в 1990 году геологом В.А. Нагорным (ДВИМС, Хабаровск). В 1990-1991 гг. местонахождение обследовалось палеонтологическим отрядом Института геологии и природопользования (ИГиП ДВО РАН). В 1993 году исследования проводились совместно с международной экспедицией (Проект ЮНЕСКО) под руководством Чен Пей Джи (Нанкинский институт геологии и палеонтологии АН КНР) и В.С. Маркевич (Биолого-почвенный институт ДВО РАН). Масштабные научные исследования начались с 1998 года под руководством кандидата геолого-минералогических наук Ю.Л. Болотского. В 1999 году к раскопкам присоединился палеонтолог П. Годефруа (Бельгийский Королевский институт естественных наук), а в 2000 – сотрудники Палеонтологического института РАН (г. Москва). Коллекция из этого местонахождения содержит многие тысячи костей разной сохранности. Здесь впервые в России выкопан целый скелет утконосого динозавра нового рода и вида *Olorotitan arharensis* (Godefroit et al., 2003). Впервые для Амурской области в местонахождении отмечаются находки изолированных зубов анкилозавров. Описан новый завроподный динозавр *Arkharavia heterocoelica* (Болотский, Алифанов, 2010).

История исследований приамурских местонахождений динозавров заканчивается материалом о Гильчинском, Димском и Асташихинском местонахождениях. Асташихинское местонахождение расположено у с. Асташиха Михайловского района. Исследовалось сибирским отрядом Палеонтологического института АН СССР в 1950 году. Здесь А.К. Рождественским найдена только одна крупная кость. Гильчинское местонахождение открыто летом 1995 года профессором Благовещенского педагогического университета Б.С. Сапуновым в районе с. Гильчин Тамбовского района. Собранная небольшая коллекция состоит из большой берцовой кости гадрозавра среднего размера, крупного хвостового позвонка, обломка фаланги и неполной лобной кости представителей гадрозаврид (Болотский, Бугдаева, Маркевич, 2009). В начале 1997 года на правом берегу реки Дим открыто Димское местонахождение, которое представляет собой заброшенный карьер на северной окраине с. Ярославка Михайловского района. Здесь обнаружены окремнелая древесина и редкие разрозненные обломки костей гадрозаврид.

Экспозиция палеонтологического музея АмурНЦ ДВО РАН интересна не только тем, что, посетив ее, можно познакомиться с историей палеонтологических исследований в Приамурье, но и тем, что здесь можно увидеть уникальные находки: заднюю конечность амурозавра, зубные кости, хвостовые, шейные и туловищные позвонки, ребра амурозавра, керберозавра, олоротитана, архаравии и др. Сотрудники музея и ученые лаборатории палеонтологии Института геологии и природопользования ДВО РАН работают в тесном сотрудничестве. Помещения лаборатории и музея расположены в соседних зданиях. Каждая экскурсия начинается в музее, а заканчивается в научной лаборатории, где для посетителей выделена выставочная зона, в которой, помимо демонстрирующихся по типу от-

крытого хранения костей динозавров, экспонируются полноразмерные фибергласовые копии скелетов *Amurosaurus riabinini* (Амурозавр рябинина) и *Olorotitan arharensis* (Олоротитан архаринский – Гигантский лебедь из Архары) длиной 4 и 10 метров, а также художественные реконструкции палеообстановок и внешнего облика позднемеловых рептилий Приамурья. В летнее время экскурсию дополняет поездка на раскоп Благовещенского местонахождения.

Слепки гадрозавров амурозавра и олоротитана экспонировались на всемирной выставке «Раскопки динозавров» в Бельгии (2002-2003 гг.), международной выставке «Континент динозавров» в Японии (2007-2009 гг.). Материал об амурских гадрозаврах был представлен на фестивале мезозойских рептилий в Китае (2009 г.).

Ныне действующая музейная экспозиция дает возможность представить палеонтологические раритеты как жителям, так и гостям Амурской области, что способствует популяризации российских фундаментальных научных исследований.

Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ 10-05-00151-А.

Авторы благодарят Ю.Л. Болотского, Н.В. Болотскую за научный материал и ценные замечания при подготовке тезисов.

Литература

Алифанов В.Р., Болотский Ю.Л. 2010. *Arkharavia heterocoelica* gen. et sp nov – новый завроподный динозавр из верхнего мела Дальнего Востока России // Палеонтологический журнал. № 1. С. 76-83.

Болотский И.Ю. 2009. Зубы тираннозаврид из маастрихта Приамурья // Современная палеонтология: классические и новейшие методы. М. С. 83-88.

Болотский Ю.Л., Курзанов С.М. 1991. Гадрозавры Приамурья // Геология Тихоокеанского обрамления. Благовещенск. С. 94-103.

Болотский Ю.Л., Бугдаева Е.В., Маркевич В.С. 2009. Динозавры и среда их обитания в конце мелового периода (Зейско-Буреинский бассейн, российский Дальний Восток) // Вести ДВО РАН. № 4. С. 73-83.

Рябинин А.Н. 1930а. *Mandschurosaurus amurensis* nov. gen. et nov. sp. утконосый динозавр из верхнего мела р. Амур: монография Русского палеонтологического об-ва. Вып. 2. Л. 36 с.

Bolotsky Yu., Godefroit P. 2004. A new hadrosaurine dinosaur from the late Cretaceous of Far Eastern Russia // J. Vertebr. Paleontol. V. 24. № 2. P. 351-365.

Godefroit P., Bolotsky Yu.L., Alifanov V.R. 2003. A remarkable hollow-crested hadrosaur from Russia: an Asian origin for lambeosaurines // C.R. Palevol. V. 2. № 2. P. 143-151.

ОСОБЕННОСТИ ТАНАТОЦЕНОЗОВ ПОЗДНЕМЕЛОВЫХ ПЛАНКТОННЫХ ФОРАМИНИФЕР В ПЕРИОДЫ ЭКСТРЕМАЛЬНЫХ И ПРОМЕЖУТОЧНЫХ КЛИМАТИЧЕСКИХ СОСТОЯНИЙ ОКЕАНИЧЕСКОЙ СРЕДЫ В ЮЖНОЙ ЧАСТИ ИНДИЙСКОГО ОКЕАНА

Е.А. Соколова
Институт океанологии РАН, Москва, sokolova@ocean.ru

FEATURES OF THANATOCENOSES OF LATE CRETACEOUS PLANKTONIC FORAMINIFERS IN PERIODS OF EXTREME AND INTERMEDIATE CLIMATIC CONDITIONS OCEAN ENVIRONMENT IN THE SOUTHERN INDIAN OCEAN

E.A. Sokolova
Institute of Oceanology RAS, Moscow, sokolova@ocean.ru

Позднемеловые отложения, развитые в Южной части Индийского океана, омывающей западный берег Австралии, очень хорошо охарактеризованы палеонтологически. Фактическим материалом для наших исследований послужили 680 образцов из кернов четырнадцати скважин глубоководного бурения и двух разрезов окраинных шельфовых морей Австралии (рис. 1). Из всего обработанного материала были определены виды планктонных фораминифер (ПФ) и выделены типы их танатоценозов. Согласно нашей методике (Блюм, Соколова, 1987; Соколова, 1998), последовательность этой работы ведется от молодых и, следовательно, более изученных временных срезов к более древним. Обычно когда мы приступали к исследованию очередного стратиграфического интервала, климатическая природа многих видов ПФ уже была выявлена раньше, при изучении более молодых срезов. Благодаря этому положение данных видов в климатическом ряду сомнений не вызвало. Однако для некоторых стратиграфических срезов выяснить климатическую природу большинства ПФ оказалось очень трудно из-за резкой смены их видового, а иногда даже родового состава.

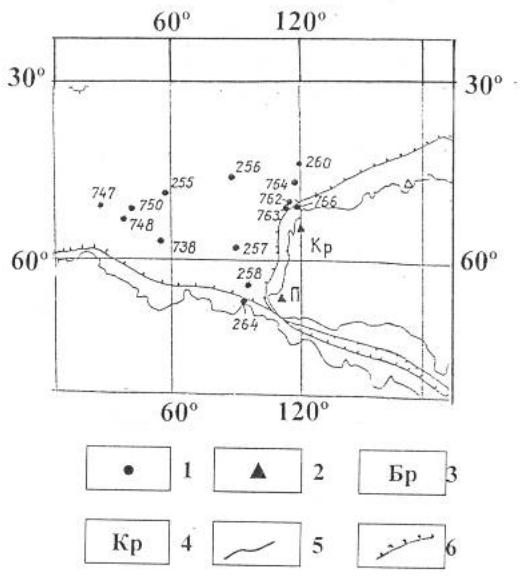


Рис. 1. Расположение скважин и разрезов в пределах изученного региона: 1 – скважины глубоководного бурения; 2 – разрезы; 3, 4 – названия разрезов: 3 – Карнарвон, 4 – Берк; 5 – границы современных континентов; 6 – границы шельфа

Распределение ПФ в разрезах изучаемого региона

Кампанские отложения, обогащенные раковинами фораминифер, вскрыты в изучаемом регионе разрезом Карнарвон и девятью скважинами глубоководного бурения (скв. 255, 264, 738, 747, 748, 750, 762, 763, 764) (рис. 1). Большинство кампанских видов ПФ продолжили свое существование в маастрихте и, следовательно, их климатическая природа была уже выявлена. Положение этих видов в климатическом ряду сомнений не вызывало. Стратиграфическая граница маастрихтского и кампанского ярусов проходит согласно стратиграфической шкале (Robaszynski and Caron, 1995) через отложения зоны Gansserina gensseri, соответствующие временному срезу 71,3 млн лет. Появление видов *Abathomphalus intermedius* (Bolli), *Racemguuembelina fructicosa* (Egger) и исчезновение широко распространенных в кампане видов *Globotruncana bulloides* Vogler, *Globotruncanita subspinosa* (Pessagno), *Globigerinelloides praeriehillensis* Pessagno позволяет проследить эту границу. Положение в климатическом ряду последних трех видов было выявлено путем сравнения ареалов их распространения в позднем кампане с ареалами видов, положение которых уже известно. Изучаемая акватория на протяжении большей части кампанского разреза (за исключением начала позднего кампана) характеризуется австральным типом танатоценоза. Комплексы ПФ характеризуются низким видовым и особенно родовым разнообразием (12-13 видов). Из них не менее 9 – виды умеренной группы. Численность их раковин доходит до 65%. Наряду с видами умеренной группы встречаются субтропические виды. Это главным образом вентилабреллы и бескилевые, слабоскульптированные глоботрунканиды. Важнейшая черта австрального типа танатоценоза – полное отсутствие видов тропической группы. Севернее 50º ю.ш. (здесь и далее имеются в виду палеошироты) в отложениях, вскрытых скважинами 255, 747, 762 и 764, был развит переходный теплоавстральный подтип танатоценоза. Он тоже характеризуется низким видовым разнообразием ПФ (13-15 видов), но наряду с умеренно теплыми и субтропическими видами там встречаются виды тропической группы. В начале позднего кампана теплоавстральный подтип танатоценоза распространился до 60º ю.ш. Это свидетельствует о некотором кратковременном потеплении. Резких изменений в систематическом составе ПФ не отмечено. Миграция границ климатических зон в кампанское время происходила достаточно плавно.

При изучении верхнесантонских отложений (зона Dicarinella asymetrica) ПФ были найдены в образцах из двух разрезов и из кернов восьми скважин (скв. 255, 258, 260, 264, 747, 762, 763, 764) (рис. 1). Верхняя стратиграфическая граница сеномана прослеживается в изучаемом регионе достаточно четко. На стыке зон Dicariinella asymetrica и Globotruncanita elevata вымерли восемь сантонских видов и появились шесть кампанских. При построении позднесантонского климатического ряда возникли некоторые трудности с выявлением климатической природы видов рода *Marginotruncana* и *Dicariinella asymetrica,* не встречающихся в более молодых отложениях. Пришлось проводить детальное сравнение карт их широтного распределения с картами всех видов, переживших сантон-кампанскую границу. В результате проведенных исследований для позднего сантона был построен климатический ряд (рис. 2). На большей части изучаемого региона был развит переходный теплоавстральный подтип танатоцено-

за. Начало позднего сантона отличается потеплением, на которое биота ЛФ отвечает увеличением своего разнообразия.

Отложения зоны Dicarinella concavata, включающие в себя верхи туронского, коньякский, основание сантонского ярусов, вскрыты семью скважинами и двумя разрезами (скв. 255, 258, 260, 264, 762, 763, 764) (рис. 1). Мощная толща изучаемых отложений хорошо палеонтологически охарактеризована. По всему разрезу развит однородный австральный тип танатоценоза ПФ. Только в образцах из кернов скв. 260 периодически усиливается значение субтропических видов. Иногда там даже встречаются редкие представители тропической группы, что характерно для теплоавстрального типа танатоценоза. Систематический состав ПФ повсеместно менялся очень плавно. Несмотря на обилие фактического материала, реконструировать климатическую зональность удалось только для зоны Dicarinella concavata в целом.

Туронские отложения вскрыты в изучаемом регионе разрезом Карнарвон и пятью скважинами глубоководного бурения (скв. 258, 260, 750, 762, 763) (рис. 1). Для изучения были выбраны три временных среза, соответствующие по стратиграфической шкале (Robaszynski and Caron, 1995) раннему турону (зона Helvetoglobotruncana helvetica), среднему (зона Marginotruncana schneegansi) и позднему (основание зоны Dicarinella concavata). Систематический состав ПФ в течение турона резко изменялся. Это позволило реконструировать климатическую зональность для каждого временного среза. Проблемы возникали с видами, климатическая природа которых была не установлена при изучении более молодых стратиграфических срезов. Весьма своеобразный облик имел климатический ряд, построенный для конца раннего турона (зона Helvetoglobotruncana helvetica) (рис. 3). Виды тропической группы распространены по всей изучаемой акватории, вплоть до 60º ю.ш. (скв. 258). Они встречены даже в отложениях окраинных шельфовых морей Австралии. Районы максимальной концентрации раковин субтропических видов смещены к югу, представители умеренной группы встречаются спородически. Все это свидетельствует о том, что в высоких широтах Южного полушария в раннем туроне был развит тетический тип танатоценоза.

Сеноманский климатический ряд весьма отличается от туронского. Отличия эти состоят не только в резком изменении видового состава ПФ. В сеноманском ряду виды умеренной группы имеют четко выраженный, смещенный к югу район максимальной концентрации раковин (рис. 4). Это весьма характерно для позднемеловых видов.

Выводы

ПФ чрезвычайно чувствительны даже к самым незначительным изменениям условий окружающей среды. При установлении оптимальных условий вид увеличивает свою численность, при ухудшении сокращает или полностью вымирает. В периоды спокойного состояния океанической среды (середина сеноманского, коньякский, начало сантонского и кампанский века) состав биоценозов ПФ оставался постоянным в течение длительных промежутков времени. Соответствующие танатоценозы ПФ изменялись вверх по разрезу очень плавно. Экстремальные состояния океанической среды (начало и середина туронского, верхние границы ранне- и позднесантонского веков) повлекли за собой изменения характеристик типов водных масс и, как следствие, смену систематического

состава ПФ. Наиболее полная смена климатического режима в позднем мелу произошла на границе сеноман-туронского века.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (проект № 08-05-00283-а).

Литература

Блюм Н.С., Соколова Е.А. 1987. Климатическая зональность Тихого океана в миоцене по данным анализа комплексов планктонных фораминифер // Бюл. МОИП. Отд. геол. Т. 62. Вып. 6. С. 116-130.

Соколова Е.А. 1998. Палеоокеанологические реконструкции Тихого океана для конца позднего мела (маастрихт) по планктонным фораминиферам. М.: ВИНИТИ. № 1351-В 98. 174 с.

Robaszynski F., Caron M. Foraminiferes planktoniques du Cretace: commentaire de la zonation Europe-Mediterranee // Bull. Soc. Geol. France. 1995. Vol. 166. № 6. P. 681-692.

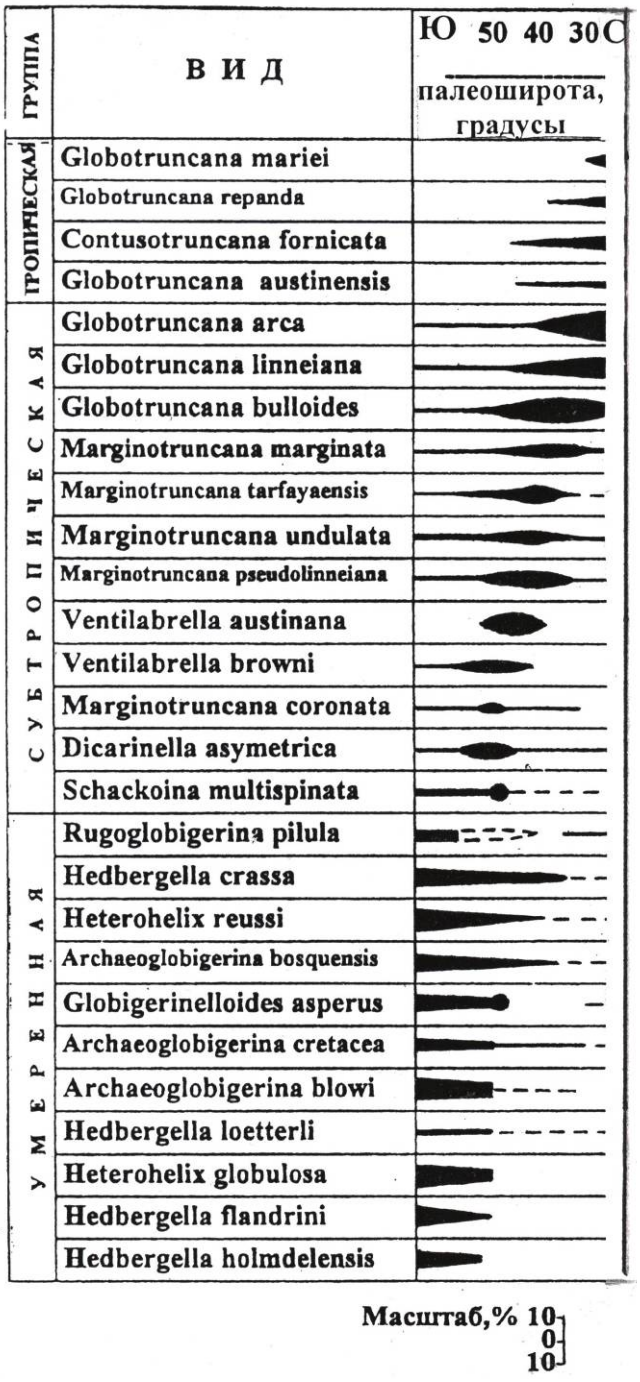


Рис. 2. Климатические группировки видов планктонных фораминифер в позднем сантоне (зона Dicariinella asymetrica)

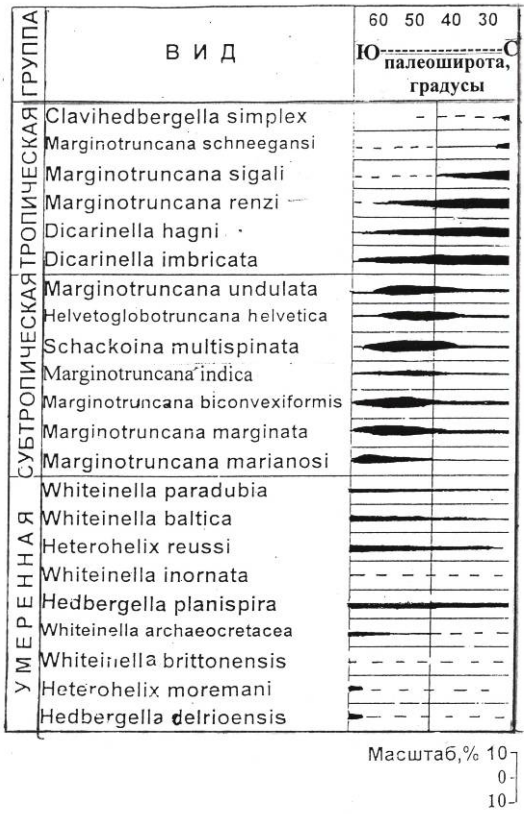


Рис. 3. Климатические группировки видов планктонных фораминифер в конце раннего турона (зона Helvetoglobotruncana helvetica)

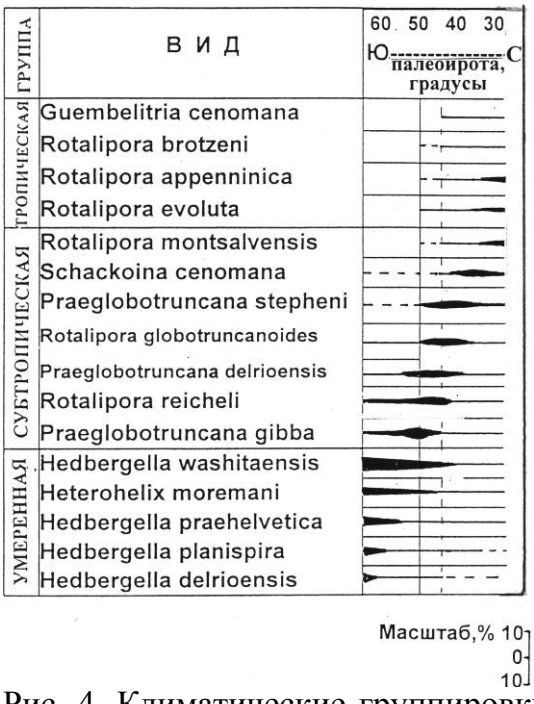


Рис. 4. Климатические группировки видов планктонных фораминифер в среднем сеномане (зона Rotalipora

reicheli)

МОРСКИЕ ЕЖИ В СТРАТИГРАФИИ МЕЛОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ: ЭВОЛЮЦИОННЫЕ ЛИНИИ, ПАРАЛЛЕЛИЗМЫ В ЭВОЛЮЦИИ, КРИПТОГЕННЫЕ ГРУППЫ, ФОРМЫ С УНИКАЛЬНЫМИ ПРИЗНАКАМИ

А.Н. Соловьев
Палеонтологический институт РАН, Москва, ansolovjev@mail.ru

ECHINOIDS IN THE CRETACEOUS STRATIGRAPHY: EVOLUTIONARY LINEAGES, PARALLELISMS IN EVOLUTION, CRYPTOGENIC GROUPS, FORMS WITH UNIQUE FEATURES

A.N. Solovjev
Paleontological Institute RAS, Moscow, ansolovjev@mail.ru

Расцвет многих групп морских ежей в меловом периоде был связан с обширными морскими трансгрессиями, которые распространялись на значительные пространства континентов. Особенно благоприятными для обитания морских ежей были мелководные и тепловодные эпиконтинентальные моря позднемеловой эпохи, в которых преобладали тонкие карбонатные осадки. Надо отметить, что именно в карбонатных и терригенно-карбонатных породах остатки морских ежей захороняются наилучшим образом. Эти обстоятельства определяют большое значение данной группы для биостратиграфии мела. Остановлюсь на некоторых особенностях использования морских ежей в стратиграфии.

Эволюционные линии. К настоящему времени изучено несколько эволюционных линий. Примерами наиболее полных являются: линия позднемеловых родов *Infulaster-Hagenowia* (в. турон – маастрихт) и *Micraster* (в. турон – в. кампан); в них наблюдаются направленные изменения, происходящие путем анаболии – надставки конечных стадий онтогенеза (этот процесс называется пераморфозом, в отличие от педоморфоза, который связан с неотенией, когда выпадают конечные стадии онтогенеза).

Эволюционная линия *Infulaster-Hagenowia* (в. турон – маастрихт) (Gale, Smith, 1982) включает следующие виды: *Infulaster excentricus* (Woodward) (в. турон), *I. tuberculatus* Valette (турон – коньяк), *Hagenowia rostrata* (Forbes) (в. коньяк – сантон), *H. anterior* Ernst et Schulz (сантон – н. кампан), *H. blackmorei* Wright et Wright (кампан), *H. elongata* Nielsen (маастрихт).

Основные изменения в эволюции проявляются в формировании постепенно удлиняющегося апикального ростра, который при закапывающемся образе жизни был важен для связи с придонным слоем воды – токи воды в желобке ростра обеспечивали транспорт пищи и газообмен. Вместе с тем происходило упрощение ряда структур – например, амбулакров; редуцировались задние генитальные поры, значительно уменьшились размеры панциря. Таким образом, на пераморфоз (удлинение ростра) накладывались явления фетализации – замедление развития некоторых органов на ранних стадиях онтогенеза.

Наиболее полная картина изменений у *Micraster* прослежена на следующей последовательности видов, распространенных в Среднеевропейской палеозоогеографической области (на территории бывшего СССР представители рода

встречены в Зап. Украине, Донецком Кряже, Крыму, на Кавказе, в Среднем Поволжье, Мангышлаке и Зап. Туркмении): 1. *Micraster subglobosus* Posl. (нижн. часть в. турона); 2. *M. cortestudinarium* (Goldf.) (в. турон – н. коньяк); 3. *M. coranguinum* (Klein) (в. коньяк – н. сантон); 4. *M. rostratus* (Mant.) (сантон); 5. *M. schroederi* Stoll. (нижн. часть н. кампана); 6. *M. coravium* Posl. (верхн. часть н. кампана); 7. *M. brongniarti* Heb. (нижн. часть в. кампана); 8. *M. grimmensis* Nietsch (верхн. часть в. кампана) (Пославская, Москвин, 1959; Соловьев, 2009). Особый интерес представляют изменения морфологии структур оральной поверхности, которые были связаны с перемещением рта к переднему краю панциря, развитием двусторонней симметрии пластрона (изменением формы лабрума и стернальных пластинок), развитием диссимметрии интерамбулакров 1 и 4, соотношения лабрума и прилегающих к нему амбулакральных пластинок перипластрональных полей. Перестройка отмеченных структур происходит в процессе эволюции многих меловых представителей отряда Spatangoida и в значительной степени определяет направление эволюции группы (принцип основного звена В.Е. Руженцева). В общем эволюция рода отражает, по-видимому, градуалистический характер этого процесса. Однако резкий скачок в характере изменений указанных структур проявляется у последнего, 8-го вида, завершающего эволюционный ряд, – *M. grimmensis*. У него стернальные пластинки отрываются от лабрума, и пространство между ними занимают две сильно разросшиеся пластинки левого и правого перипластрональных полей. Симметрия стернальных пластинок нарушается. Описанные изменения морфологических структур в ряду видов рода *Micraster* необратимы. Поэтому диапазон распространения каждого вида может быть четко и содержательно охарактеризован, благодаря чему повышается их значение как стратиграфических маркеров (некоторые виды *Micraster* являются зональными формами). Интересно отметить также, что синхронный параллелизм в развитии указанных структур видов родов *Micraster* и *Isomicraster*, которые «не вписываются» в указанную эволюционную линию, позволяет определять геологический возраст по уровню развития тех или иных признаков. Так, например, у позднетуронского *«Micraster» corbovis* Forbes строение пластрона и других структур нижней поверхности чрезвычайно сходно с таковыми *M. subglobosus*, возраст которого также – поздний турон, а раннекампанский *Isomicraster gibbus* (Lam.) имеет очень симметричный стернум и меридоплакоидный интерамбулакр 1 подобно кампанским видам рода *Micraster*. Это позволяет использовать для целей стратиграфии фрагментарный материал, на котором сохраняются указанные структуры.

Изменения в ходе эволюции *Micraster* связаны с совершенствованием приспособлений к закапыванию в грунт на значительную глубину. В отличие от *Hagenowia*, связь с толщей воды у видов этого рода осуществлялась через вертикальный канал, который строился с помощью специализированных адапикальных амбулакральных ножек амбулакра III.

Криптогенные группы и формы с уникальными признаками. Род *Turanglaster* с единственным видом *T. nazkii* Solovjev et Melikov (Spatangoida) (Соловьев, Меликов, 1963) отличается рядом примитивных признаков – непеталоидными амбулакрами, округло-пентагональным передним перистомом, слабо развитым амфистернальным пластроном, гомогенной туберкуляцией. Уникальная особен-

ность – кольцеобразная фасциола неправильной формы, располагающаяся на нижней поверхности в области 5-го интерамбулакра, которая весьма условно может быть названа субанальной. На основании последнего признака Smith (2005) отнес его к семейству Micrasteridae. Возможно, этот род произошел от каких-то специализированных микрастерид путем педоморфоза. Этот род характерен для верхнего кампана Азербайджана и хребта Малый Балхан в Туркмении.

Род *Guettaria* Gauthier (Holasteroida, Stegasteridae) – панцирь с очень глубокой передней бороздой и кольцом крупных первичных туберкулов в области амбитуса. Уникальным признаком (неизвестным больше ни у одной группы морских ежей) является наличие, кроме обычных генитальных пор на генитальных пластинках, еще по две генитальные поры на окулярных пластинках II и IV. Четыре вида из кампана и маастрихта Зап. Европы, Сев. Америки и Мадагаскара. На территории бывшего СССР: *G. roccardi* Cott – маастрихт Сев. Кавказа, Грузии и Копетдага.

Род *Washitaster* Lambert (Spatangoida, Taxasteridae) из в. альба США (шт. Техас) переизучен Марковым и Соловьевым (2002). В составе рода три вида: *W. longisulcus* (Adkins et Winton) (свита Fort Worth), *W. riovistae* (Adkins) (свита Weno), *W. wenoensis* (Adkins) (свита Pawpaw). Главный отличительный признак рода – множественная фасциола, которая встречается у спатангоидов крайне редко и не поддается гомологизации ни с какими другими типами фасциол. Примечательно, что этот признак характерен для рода, известного из середины мела, когда еще не сформировались такие устойчивые типы фасциол, как перипетальная, маргинальная и латероанальная, которые являются важными диагностическими признаками для позднемеловых и кайнозойских родов и семейств спатангоидов.

Работа выполнена в рамках программы Президиума РАН «Происхождение и эволюция биосферы» при поддержке грантов РФФИ 10-05-00342а и 08-04-01347а.

Литература

Марков А.В., Соловьев А.Н. 2002. Морские ежи рода *Washitaster* (Spatangoida), морфология и систематическое положение // Палеонт. журн. № 4. С. 45-56.

Послависская Н.А., Москвин М.М. 1959. Иглокожие // Атлас верхнемеловой фауны Северного Кавказа и Крыма. Гостоптехиздат. С. 388-396.

Послависская Н.А., Соловьев А.Н. 1964. Класс Echinoidea. Морские ежи. Отряд Spatangoida // Основы палеонтологии. Иглокожие, гемихордовые, погонофоры, щетинкочелюстные. М.: Недра. С. 174-189.

Соловьев А.Н. 2009. Семогенез как аспект филогенеза и его значение для стратиграфии (на примере морских ежей) // Мат. LV сессии Палеонтол. об-ва. СПб. С. 140-142.

Соловьев А.Н., Меликов О.Г. 1963. Новый род морских ежей *Turanglaster* из верхнего мела Туркмении и Азербайджана // Палеонт. журн. № 1. С. 10-110.

Gale A.S., Smith A.B. 1982. The palaeobiology of the Cretaceous irregular echinoids *Infulaster* and *Hagenowia*. Palaentology 25. P. 11-42.

Smith A.B. (ed). 2005. The Echinoid Directory. World Wide Web electronic

publication. http://www.nhm.ac.uk./palaentology/echinoids

И.И. ЛАГУЗЕН И ИССЛЕДОВАНИЯ МЕЛОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ СИМБИРСКОГО ПОВОЛЖЬЯ

И.А. Стародубцева
Государственный геологический музей им. В.И. Вернадского РАН, Москва, ira@sgm.ru

I.I. LAHUSEN AND EXPLORATION OF THE CRETACEOUS NEAR, SIMBIRSK, MIDDLE VOLGA AREA

I.A. Starodubtseva
Vernadsky State Geological Museum, ira@sgm.ru

И.И. Лагузен (1846-1911) вошел в историю изучения мезозоя Симбирского Поволжья как исследователь, установивший раннемеловой возраст нижней части так называемой «симбирской глины». Под этим термином в 70-х гг. XIX в. понималась толща известково-глинистых пород, объединяющая выделенные в 1843 г. П.М. Языковым «бессоновскую глину», относимую им к юрским образованиям, и залегающую выше «симбирскую глину».

До работ И.И. Лагузена единого взгляда на возраст этих отложений не было. Э.И. Эйхвальд (1846) считал бессоновскую глину юрской, а симбирскую глину, по находкам *Ancyloceras*, сопоставлял с неокомом «полуденной Франции».

Г.А. Траутшольд, объединив бессоновскую и симбирскую глины Языкова в одну толщу, различал в ней три части. Верхнюю, по аммонитам *Am. Deshayesii* и *Am. bicurvatus*, он скоррелировал с «французским аптом». Среднюю часть, без ископаемых, он предположительно сопоставил с неокомом. Нижняя часть, «иноцерамовая глина» (или бессоновская, по Языкову) с *Astarte porrecta, Inoceramus aucella* и *Ammonites versicolor*, по его мнению, представляет верхнюю границу русской юры (Trautschold, 1865, с. 22).

И.Ф. Синцов (1872), изучив мезозойские отложения Симбирской губернии, пришел к выводу, что глины с *Ammonites versicolor* относятся к «нижнемеловой формации».

И.И. Лагузен, закончив геологическую съемку в Тверской и Новгородской губерниях, в 1872 г. приступил к исследованию юры и мела Симбирского Поволжья. В это время он занимал должность помощника заведующего музеем в Горном институте, где занимался обработкой палеонтологических и геологических коллекций. Здесь же хранились оставшиеся неопубликованными дневники П.М. Языкова с описаниями мезозойских разрезов Симбирской губернии и его представительная коллекция ископаемых. Видимо, наличие такого прекрасного, большей частью необработанного материала и определило выбор И.И. Лагузеном темы и региона исследований.

И.И. Лагузен ознакомился прежде всего с теми разрезами юры и мела, по которым П.М. Языков составил стратиграфические схемы, а затем изучил обнажения у д.д. Бессоновка, Городище, Старая Поливна. Выше Поливенского оврага он «встретил впервые на берегу Волги большие эллипсоидальные сростки черного и очень твердого глинистого известняка», которые содержали окамене-

лости, принадлежащие «нижнему слою Симбирской глины» (Лагузен, 1874, с. 10). Симбирскую глину он наблюдал от Поливенского оврага до г. Симбирск (Ульяновск) и выделил в этой толще три слоя (снизу вверх): голубовато-серые глины с известковистыми конкрециями с *Inoceramus aucella*, *Ammonites versicolor*, *Am. Decheni* и др.; глинистый известняк с *Am. Dechayesii*; желтовато-серые глины. У с. Шиловка в известковистых конкрециях, заключенных в сланцеватой глине, залегающей выше известняка с *Am. Dechayesii,* он нашел остатки аммонитов рода *Ancyloceras*. Кроме того, он изучил верхнемеловые отложения, развитые в Симбирском, Сенгелеевском и Сызранском уездах.

Результаты исследований И.И. Лагузен доложил осенью того же года на заседании Санкт-Петербургского минералогического общества, а затем отразил в публикациях. В первой, «Описание белого мела Симбирской губернии» (1873), он выделил пять «петрографических разностей» горных пород, слагающих верхнемеловые образования, которые имеют один и тот же петрографический характер, и во всех породах встречаются одни и те же окаменелости. Он описал и изобразил верхнемеловые ископаемые как из коллекции П.М. Языкова, так и собранные им лично и привел список окаменелостей. И.И. Лагузен посчитал «лишним делать подобное сравнение симбирских меловых образований с западноевропейскими, потому что из этого списка можно прямо заключить, что рассматриваемая фауна содержит самых главных и характерных представителей сенонского яруса Орбиньи. Кроме того, между приведенными окаменелостями находятся такие общие видовые формы, которые в Западной Европе встречаются в туронском ярусе» (Лагузен, 1873, с. 56). Он поддержал взгляды И.Ф. Синцова, считавшего, что верхнемеловые отложения здесь и литологически, и палеонтологически представляют «одну нераздельную группу», а ископаемые остатки из этих отложений – «смесь фауны туронской и сенонской» (Синцов, 1872, с. 36, 38). Отметим, что П.М. Языков в 1832 г. четко разделил верхнемеловые отложения Симбирской губернии на три яруса. В.А. Варсанофьева писала, что работы «Синцова и Лагузена повели к отрицанию той правильной схемы подразделений меловой системы, которая была предложена Языковым <...> надолго затормозив развитие правильных воззрений на состав меловых слоев Симбирского Поволжья» (Варсанофьева, 1947, с. 162). По ее мнению, ошибки этих авторов вызваны недостаточно детальным изучением обнажений; однако «монография Лагузена очень ценна превосходным описанием окаменелостей» (там же).

В 1874 г. вышла в свет вторая работа И.И. Лагузена «Об окаменелостях Симбирской глины», в которой он привел описания и зарисовки обнажений, выполненные как П.М. Языковым, там и им самим. В палеонтологической части охарактеризованы брахиоподы, двустворчатые и головоногие моллюски. Он выделил новые виды аммонитов *Ammonites discofalcatus*, *Am. umbonatus*, *Am. progredicus*, *Am. fasciato-falcatus* [все в настоящее время относятся к роду *Simbirskites*], происходящие из нижней части «симбирской» («бессоновской», или «иноцерамовой») глины. Лагузен сначала принял эти окаменелости за юрские, но потом пришел к выводу, «что они принадлежат меловой фауне». Окончательно он убедился в этом после проверки его определений проф. К. Зеебахом (Геттинген, Германия), который «признал если не абсолютное тождество, то весьма близкое сходство симбирских экземпляров с экземплярами из гильсовых образований Германии» (Лагузен, 1874, с. 11).

И.И. Лагузен разделил симбирскую глину на два горизонта: «нижний, заключающий некоторые общие и сходственные формы со встречающимися в неокомском ярусе Орбиньи и гильсовых образованиях Германии, и верхний – изобилующий остатками некоторых головоногих, которые характерны для верхнего зеленого песчаника Англии и Aptien Орбиньи» (Лагузен, 1874, с. 43). Возраст этих отложений был определен им верно. В.А. Варсанофьева отметила, что «Лагузен делает крупный шаг вперед, окончательно доказывая нижнемеловой возраст симбирской глины» (Варсанофьева, 1947, с. 49).

В 1874 г. эта работа была представлена в Совет Горного института для получения И.И. Лагузеном звания адъюнкта палеонтологии, и в том же году он удостаивается этого звания.

В 1874 г. И.И. Лагузен провел исследования в северных уездах Симбирской губернии и в нескольких пунктах по р. Сура «нашел раковины *Am. Deshayesii* вместе с окаменелостями нижнего горизонта Симбирской глины; как-то *Am. versicolor* и *Astarte porrecta*». Вследствие этого он посчитал возможным приравнять симбирскую глину «лишь к одному неокомскому ярусу западноевропейских нижнемеловых образований» (Протоколы заседаний…, 1876, с. 217). Тем самым он делает шаг назад, объединив в одну толщу отложения, разный возраст которых был им доказан годом раньше.

В 1879 г. И.И. Лагузен был назначен заведующим музеем. А.П. Карпинский писал о нем: «Кому приходилось работать в Музеуме Института, тот мог оценить размеры той обязательности, так облегчавшей всех обращавшихся к И.И. за содействием» (Протоколы заседаний…, 1912, с. 16). И.И. Лагузен, не оставляя научной работы, в 1883 г. опубликовал монографию «Фауна юрских образований Рязанской губернии», ставшую первой в Трудах Геологического Комитета.

В 1885 г. И.И. Лагузен был утвержден в должности профессора Горного института, где сначала читал курсы лекций по палеофитологии (палеоботанике), затем полный курс палеонтологии. В 1895-1897 гг. был опубликован составленный им учебник по палеонтологии, который стал «прекрасным памятником профессорской деятельности И.И.» (Краснопольский, 1911, с. 330).

Из научных работ, опубликованных И.И. Лагузеном в это время, отметим его монографию «Ауцеллы, встречающиеся в России». Он описал не только новые виды ауцелл (бухий), но и установил, что различные их формы имеют «довольно определенное вертикальное распространение и по некоторым из них, играющим господствующую роль в известных горизонтах означенных отложений, можно даже отличить несколько зон» (Лагузен, 1888, с. 25).

Д.Н. Соколов, отмечая значение этой работы, писал, что «после выхода в 1888 году монографии проф. Лагузена о русских ауцеллах <...> стали приурочивать всех находимых в Америке ауцелл к видам, строго разграниченным названным русским ученым» (Соколов, 1903, с. 58). Высокую оценку этой работе почти через 100 лет после опубликования дал В.А. Захаров. Он отметил наиболее важные результаты, полученные И.И. Лагузеном: «1) установление значительного разнообразия бухий, до того никем не вскрытое; 2) ограничение стратиграфического диапазона известных и новых видов при одновременном широком географическом их распространении» (Захаров, 1981, с. 7).

В 1885-1903 гг. И.И. Лагузен как внештатный член присутствия Геологического Комитета консультировал его сотрудников при обработке палеонтологического материала, собранного во время полевых исследований.

В 1889 г. И.И. Лагузен был назначен инспектором, в 1901 г. – директором Горного института, но в 1903 г. покинул этот пост. «Вполне преданный науке, в высшей степени добрейший и чрезвычайно мягкосердечный, И.И. не мог не тяготиться тяжелыми заботами, выпавшими на его долю при управлении Институтом в такое беспокойное время, каковыми были 1901-1903 года. Беспокойство и неприятности, сопряженные с этим управлением, не могли не отозваться на здоровье И.И., что и было причиной, побудившей его в 1903 году просить об отставке» (Краснопольский, 1911, с. 330).

И.И. Лагузен состоял членом Императорского Санкт-Петербургского Минералогического общества с 1868 г., в 1890 г. был избран почетным членом; состоял членом Императорского Московского общества испытателей природы с 1888 г.

Иосиф Иванович Лагузен скончался 23 февраля (6 марта) 1911 г. В честь него названо 11 видов ископаемых животных и растений, среди которых *Amplexus lahuseni* Stuckenberg, 1895; *Buchia lahuseni* (Pavlow, 1907), *Clamys lahuseni* (Borissiak & Ivanov, 1917); *Kepplerites lahuseni* (Parona & Bonarelli, 1895); *Rabdocidaris lahuseni* Gerasimov, 1955, *Oxyteuthis lahuseni* (Pavlow, 1901).

Литература

Захаров В.А. 1981. Бухииды и биостратиграфия бореальной верхней юры и неокома. М.: Наука. 270 с.

Краснопольский А. 1911. Иосиф Иванович Лагузен (Некролог) // Горн. журн. № 1. С. 330-333.

Варсанофьева В.А. 1947. Алексей Петрович Павлов и его роль в развитии геологии. М.: МОИП. 392 с.

Лагузен И.И. 1873. Описание окаменелостей белого мела Симбирской губернии. СПб. 59 с.

Лагузен И.И. 1874. Об окаменелостях Симбирской глины // Зап. СПб. Минер. общ. Сер. 2. Ч. 9. 45 с. Отд. оттиск.

Лагузен И.И. 1888. Ауцеллы, встречающиеся в России // Тр. Геол. Ком. Т. 8, № 1. 46 с.

Протоколы заседаний Императорского Санкт-Петербургского Минералогического общества в 1874 году. 1876 // Зап. Имп. Мин. об-ва. Вторая серия. Ч. 10. СПб. С. 187-238.

Протоколы заседаний Императорского Санкт-Петербургского Минералогического общества в 1911 году. 1912 // Зап. Имп. Мин. об-ва. Вторая серия. Ч. 49. СПб. С. 1-36.

Синцов И.Ф. 1872. Геологические заметки о Симбирской губернии. СПб. 41 с.

Соколов Д.Н. 1901. К геологии окрестностей гор. Илецкой Защиты // Изв. Оренбург. отд. Импер. Русск. Географ. об-ва. Оренбург. Вып. 16. С. 37-79.

Эйхвальд Э.И. 1846. Полный курс геологических наук преимущественно в отношении к России. Часть II. Геогнозия. СПб. 572 с.

Trautschold H. 1865. Der Inoceramen-Thon von Ssimbirsk // Bull. Soc. Nat. de Moscou. T. 38, № 1. P. 1-24.

ЭВОЛЮЦИЯ ВЗГЛЯДОВ НА ВОЗРАСТ «КЛИНСКИХ» И «ТАТАРОВСКИХ» ПЕСЧАНИКОВ ПОДМОСКОВЬЯ

И.А. Стародубцева, Г.Н. Курбатова
Государственный геологический музей им. В.И. Вернадского РАН, Москва, ira@sgm.ru

EVOLUTION OF THE OPINIONS ON THE MOSCOW REGION «KLIN» AND «TATAROVO» SANDSTONES AGE

I.A. Starodubtseva, G.N. Kurbatova
Vernadsky State Geological Museum, ira@sgm.ru

В XIX в., на заре становления московской геологии, был спорным вопрос о возрасте песков и песчаников, развитых в Московской губернии в окрестностях г. Клин, у с.с. Лыткарино, Котельники, д. Татарово и на Воробьевых горах в Москве. Эти отложения известны в научной литературе XIX в. как «клинские», (клинковские, или кленовские), «татаровские», «лыткаринские» (выткаринские), «котельниковские» песчаники и «воробьевские» пески.

Все эти литологически сходные светлые кварцевые пески со стяжениями песчаников некоторое время считались «немыми». Поэтому Г.И. Фишер фон Вальдгейм в «Oryctographie du gouvernement de Moscou» (1830-1837), указав их выходы у д. Татарово и с. Лыткарино и отметив их однородный состав, не высказал никаких предположений о возрасте.

Р.И. Мурчисон в 1841 г., не найдя в песчаниках окаменелостей, с некоторым сомнением отнес их к третичным из-за литологического сходства с песчаниками, развитыми в южных областях России (цит. по: Мурчисон и др., 1849).

А.И. Оливьери в 1844 г. охарактеризовал лыткаринские песчаники, но, несмотря на найденные в них впервые остатки растений, похожие на *Stigmaria ficoides*, не сделал никакого заключения о возрасте этих отложений.

В 1843 г. в окрестностях г. Клин И.Б. Ауэрбах открыл выходы песчаников, аналогичных по составу татаровским и лыткаринским, в которых обнаружил отпечатки растений. Тогда же К.Ф. Рулье нашел «в Татаровском камне несомненный след первозданного растения <...> найденное растение было из рода *Pecopteris*» (Рулье, 1845, с. 43).

В 1844 г. И.Б. Ауэрбах описал и изобразил остатки растений из клинских и татаровских песчаников, которые отнес к папоротниковидным и к хвощевидным, часть отпечатков была изображена без определений. Предположений о возрасте этих отложений И.Б. Ауэрбах не высказал. В том же году К.Ф. Рулье отметил, что отпечатки растений были найдены в «московском оолите», т.е. в юрских отложениях. А. Фаренколь также высказал свое мнение о возрасте песчаников, развитых в окрестностях Татарово, Лыткарино и Клина, поместив их между оолитом (юрой) и горным известняком (карбоном).

В 1845 г. К.Ф. Рулье и Г. Фриэрс отнесли лыткаринские, татаровские песчаники и воробьевские пески к «ярусу с Ammonites catenulatus», т.е. к верхней части юрской системы («формации») (Rouillier & Frears, 1845).

Р.И. Мурчисон, после получения им от Г. Фриэрса рисунков ископаемых растений, опубликованных И.Б. Ауэрбахом, изменил свои представления о возрасте песчаников. Проконсультировавшись со специалистами, он согласился, что эти растения «относятся к юрской флоре ближе, нежели к группе какой бы то ни было иной системы. Подобных растений никогда не находили в меловых породах: излишне прибавлять, что они совершенно отменны от видов растений третичного периода» (цит. по: Мурчисон и др., 1849, с. 858-859).

В 1846 г. в лыткаринских, а затем и в котельниковских песчаниках были обнаружены остатки аммонитов, двустворчатых и брюхоногих моллюсков. Таким образом, выяснилось, что сходные по литологическому составу отложения содержат различные органические остатки: клинские и татаровские песчаники – отпечатки наземных растений, а лыткаринские и котельниковские – остатки морских беспозвоночных.

В том же году Г. Фриэрс и И.Б. Ауэрбах, исходя из того, что клинские и лыткаринские песчаники не перекрываются юрскими отложениями, обособили их в самый верхний ярус московской юры. Это вызвало возражение К.Ф. Рулье, который полагал, что лыткаринские песчаники содержат ископаемые, встречающиеся в юрских отложениях у с. Хорошово, и если клинские песчаники аналогичны лыткаринским, значит, все эти образования должны принадлежать к «хорошовской» юре.

В 1846 г. Э.И. Эйхвальд высказал свой взгляд на возраст московских песчаников, причислив их к меловым образованиям.

И.Б. Ауэрбах пришел к выводу, что клинские песчаники «вовсе не юрские, но что они у нас заменяют тот самый слой, который английские геологи называют Hastings sand, один из членов Уэльдской (Weald) формации (средней между меловою и юрской), которой и малейших следов до сих пор в России нигде замечено не было» (Ауэрбах, 1847, с. 7). Отметим, что одни исследователи относили уэльдские (вельдские) отложения к юрской, а другие – к меловой системе.

К.Ф. Рулье не возражал против отнесения песчаников к уэльду, однако предпочел заменить этот термин русским «лесное образование» и считал эти отложения юрскими, отметив, что лыткаринские и котельниковские песчаники – это морские отложения, а татаровские и клинские – пресноводные («лесное образование»), сформировавшиеся в дельтах рек.

К.Ф. Рулье и И.Б. Ауэрбах так и не пришли к единому взгляду на возраст московских песчаников.

В 1861 г. Э.И. Эйхвальд отнес к нижнему мелу котельниковские, лыткаринские и клинские песчаники, считая их одновременными, но с той лишь разницей, что отложения у Лыткарино и Котельники – это прибрежные образования, а клинские песчаники – наземные, островные. Эйхвальд счел возможным сопоставить эти песчаники с неокомом, допуская также принадлежность их к гольту [альбский ярус], но возражал против их отнесения к уэльдской формации (Eichwald, 1861).

Свое несогласие с взглядами Эйхвальда выразил Г.А. Траутшольд, полагавший, что нет достаточных доказательств считать одновозрастными лыткаринские и котельниковские песчаники, с одной стороны, и клинские и татаровские – с другой. По его мнению, клинские песчаники, заключающие остатки растений, больше схожи с уэльдской формацией (Trautschold, 1861).

И.Б. Ауэрбах в полемике не участвовал, однако продолжал собирать отпечатки растений из клинских песчаников. Удачным сборам способствовала их интенсивная разработка в связи со строительством железной дороги Москва – Санкт-Петербург. И.Б. Ауэрбах оказался владельцем представительной коллекции и, по свидетельству Г.А. Траутшольда, «носился с мыслью написать монографию о флоре клинских песчаников, и это была его любимая мысль, осуществлению которой помешала его ранняя смерть» (Trautschold, 1871, с. 197). Наследником этой коллекции стал Г.А. Траутшольд, который, объединив ее со своими сборами, в 1871 г. опубликовал описания ископаемых растений из клинских, а также единичные экземпляры из татаровских песчаников и из аналогичных отложений, развитых в окрестностях с. Карово в Калужской губернии. Изученные им растения он отнес к трем отделам: хвощевидные, папоротниковидные, голосеменные. Сравнивая отдельные виды ископаемых растений, описанных им из клинских песчаников, с известными из мезозоя Западной Европы, он пришел к следующему: «*Alethopteris reichiana* принадлежит среднему мелу; *Araucariten* обликом похожи также на растения мелового периода; *Polypodites Mantelli* – растение песчаников Гастингс (валанжин в современном понимании); *Pecopteris althausi* – ископаемое из северогерманского вельда, который считается промежуточным между юрой и мелом, и Pecopteris whitbiensis происходит из средней юры. *Theytes carinatus* родственен *Th. Germani* из немецкого вельда и *Pinus elliptica* почти двойник *P. primaeva* из нижнего оолита [средняя юра – И.С.]» (Trautschold, 1871, с. 233).

Г.А. Траутшольд отметил, что в Карове песчаники залегают на каменноугольных известняках, у г. Клин подстилающие их породы неизвестны, а в Татарово они «залегают над верхними слоями нашей юры, которые мы считаем приблизительно аналогичными английскому портланду или вообще верхнеюрским отложениям Западной Европы. Это указывает на то, что наша флора образовалась в начале мелового периода, но когда эта флора прекратила свое существование, мы сказать не можем, но, судя по формам растений, она могла просуществовать до последней трети мелового периода» (Trauschold, 1871, с. 232).

В сферу внимания исследователей московские песчаники вновь попали в конце 80-х годов XIX в. С.Н. Никитин объединил клинские, татаровские, лыткаринские и котельниковские песчаники в один ярус, поместив его в основании меловой системы в Московской губернии (Никитин, 1888). Синхронность этих отложений, по мнению С.Н. Никитина, доказывается их аналогичным литологическим составом; залеганием на породах верхневолжского подъяруса и непосредственным переходом в верхневолжские отложения. «Напротив, сверху они либо вовсе не покрыты какими-либо отложениями мезозойского возраста, либо покрываются черными глинами, принадлежащими к осадкам, вероятнее всего соответствующим аптиенскому ярусу». По представлениям С.Н. Никитина, эти пески и песчаники образовывались в прибрежно-морских условиях вдоль ровных, низменных берегов «в эпоху постепенно убывающего моря и превращения всей местности в сушу» (Никитин, 1888, с. 23-24).

В 1890 г. А.П. Павлов опубликовал результаты своих исследований геологии Воробьевых гор. Здесь, в бурых песчаниках, залегающих ниже белых воробьевских песков, он обнаружил ископаемые верхнего неокома. А.П. Павлов

пришел к выводу, что эти пески уже нельзя сопоставлять с уэльдом. По его мнению, они должны быть отнесены «к одному из более высоких горизонтов меловой системы, может быть, к апту или даже гольту» (цит. по: Павлов, 1965, с. 192).

В 1896 г. А.П. Павлов в таблице «Сопоставление русских и западноевропейских отложений», приложенной к статье «Классификация отложений между кимериджем и аптом», отнес пески и песчаники с растительными остатками, развитыми на Воробьевых горах, у Татарово и Клина к аптскому ярусу. Установленный им аптский возраст этих отложений принимается современными исследователями, и в настоящее время они выделены в икшинскую свиту (нижний апт). Котельниковские и лыткаринские песчаники относятся к зоне nodiger верхневолжского подъяруса.

В 1926 г. стало известным еще одно местонахождение аптской флоры у с. Девица Воронежской обл. Растения отсюда были описаны В.Д. Принадой (1933). Флора каровских песчаников была охарактеризована А.С. Пересветовым в 1947 г.

В фондах Государственного геологического музея им. В.И. Вернадского (ГГМ РАН) хранятся коллекции аптской флоры из Татарово (Москва), оригиналы к монографии Г.А. Траутшольда (1871) и статье А.С. Пересветова (1947).

Литература

Ауэрбах И.Б. 1847. Еще несколько слов об Московских песчаниках // Московский городской листок. 14 с. Отд. оттиск.

Мурчисон Р.И., Вернейль Э., Кейзерлинг А. 1849. Геологическое описание Европейской России и хребта Уральского. Ч. 1. СПб. 1141 с.

Никитин С.Н. 1888. Следы мелового периода в Центральной России // Труды Геол. Ком. Т. 5, № 2. 205 с.

Павлов А.П. 1965. Новые данные по геологии Воробьевых гор / Сравнительная стратиграфия бореального мезозоя Европы. М.: Наука. С. 191-192.

Рулье К. 1845. О животных Московской губернии. М. 96 с.

Eichwald E. von. 1861. Der Grundsand in der Umgegend von Moscwa // Bull. Soc. Nat. de Moscou. T. 34, № 3. P. 278-313.

Rouillier C., Frears H. 1845. Coupe gèologique des environs de Moscou // Bull. Soc. Nat. de Moscou. T. 18, № 4.

Trautschold H. 1861. Ueber die Kreide-Ablagerungen.im Gouvernement Moscou // Bull. Soc. Nat. de Moscou. T. 34, № 4. S. 432-457.

Trautschold H. 1871. Der Klin'sche Sandstein // Nouv. Mém. Soc. Nat. de Moscou. T. 13, № 3. S. 191-260.

МЕТОДИКА ИЗУЧЕНИЯ МОРФОГЕНЕЗА СКУЛЬПТУРЫ *AUDOULICERAS* THOMEL, 1964 ИЗ НИЖНЕГО АПТА УЛЬЯНОВСКОГО ПОВОЛЖЬЯ

И.М. Стеньшин, И.А. Шумилкин
Ульяновский государственный университет, Ульяновск, cosmopolit4@yandex

METHOD OF STUDYING OF SCULPTURE MORPHOHENESIS IN *AUDOULICERAS* THOMEL, 1964 FROM LOWER APTIAN OF ULIJANOVSK REGION

I.M. Stenshin, I.A. Shumilkin
Ulyanovsk State University, Ulyanovsk, cosmopolit4@yandex.ru

В 1964 году Ж. Томель разделил род *Ancyloceras* на два подрода: *Ancyloceras (Ancyloceras)* d'Orb. и *Ancyloceras (Audouliceras)* Thomel. Причиной разделения оказались скульптурные особенности. В настоящее время род *Audouliceras* Thomel, 1964 считается самостоятельным. Видовые отличия рода главным образом проявляются в скульптуре и форме раковины. Лопастная линия несет только общие для семейства признаки.

В Ульяновском Поволжье род *Audouliceras* Thomel, 1964 известен из нижнего апта. Встречается в карбонатных конкрециях 12, 12,5 уровня (Шумилкин, 1999) и имеет хорошую сохранность. На сегодняшний момент видовой состав рода остается неизвестным, хотя визуально есть разные варианты скульптуры. Описания, приводимые в некоторых работах по этому роду, недостаточны для установления видовой принадлежности. В них перечисляются лишь обобщенные сведения, не дающие детального представления о различиях. Ввиду этих причин целью настоящей работы является разработка принципов методики, которая способна отразить особенности скульптуры видового уровня.

1. *Подбор материала.* Для изучения особенностей скульптуры нужно выбрать образец хорошей сохранности с максимальной полнотой стадий развития. Раковину нужно сфотографировать и измерить по прилагаемой схеме (рис. 1, табл. 1). В работе использовался образец, найденный в 2003 году в окрестностях с. Шиловка Сенгилеевского района.

2. *Разворачивание образца.* Неотъемлемая часть исследования. Анцилоконовая форма завивания облегчает эту задачу, но на таких участках, как обороты спирали, некоторые элементы скульптуры не видны. Разламывание спирали нужно производить тупым неметаллическим предметом типа эбонитовой ручки отвертки над большим листом бумаги. При этом мелкие детали, имеющие важные скульптурные элементы, не будут утеряны или уничтожены.

3. *Изображение скульптуры и поперечного сечения.* Наиболее сложная часть – перенос скульптуры в графическое изображение на плоскости. Изображать скульптуру лучше на миллиметровой бумаге либо на листе в клетку. Чертится осевая линия, и выносится индекс V (середина вентральной стороны). Вправо и влево разворачивается длина половины сечения, измеренная с помощью обычной швейной нити, до середины дорсальной стороны D. Ребра внима-

тельно отслеживаются на образце, каждое ребро наблюдается по всей своей длине и аккуратно перерисовывается с детальным соблюдением изгибов и других морфологических особенностей. Необходимо подсчитать последовательно все ребра. Первыми изображаются обороты спирали, затем стволовая часть, состоящая из ранней и поздней части, и крючок. Поперечные сечения проводятся на границах основных стадий онтогенеза. Изображение контуров сечения особых трудностей не вызывает, важно заметить места прохождения сечений на участках скульптуры. Таким образом, получаем изображение скульптуры раковины с контурами сечений основных ее стадий. Этот результат является черновым. Далее следует более детальная обработка изображения.

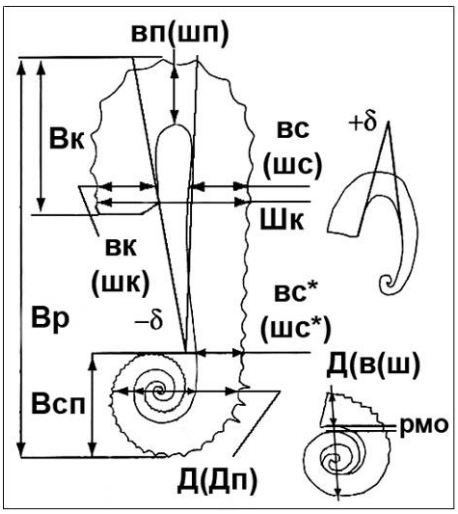


Рис. 1. Схема измерений (Барабошкин, Михайлова, 2002, с дополнениями)

4. *Оцифровка изображения с уточнением деталей скульптуры.* Изображение скульптуры сканируется в несколько файлов, так как может иметь значительную длину. Файлы обрабатываются в редакторах Corel PHOTO-PAINT X4 либо Adobe Photoshop CS3. Проводится монтаж иллюстраций, коррекция фона, замена цвета, уточнение и выделение деталей скульптуры.

5. *Составление схемы* (рис. 2). Проводится с использованием тех же редакторов. В центре располагается изображение скульптуры. Слева в черно-белом режиме приводятся фото стадий раковины. Рядом располагают индексы стадий: **Сп** – спиральная стадия (**$O_{1, 2, 3, 4}$**) – обороты спиральной стадии; **Ст** – стволовая стадия, разделенная на ранний ствол (**рст**) и поздний ствол (**пст**); **К** – крючок. Справа от скульптуры располагается нумерация ребер и цепь контуров сечений с указанием вентральной и дорсальной стороны. Здесь же отмечается граница жилой камеры и фрагмокона.

6. *Представление результата*

Таблица 1

Размеры раковины

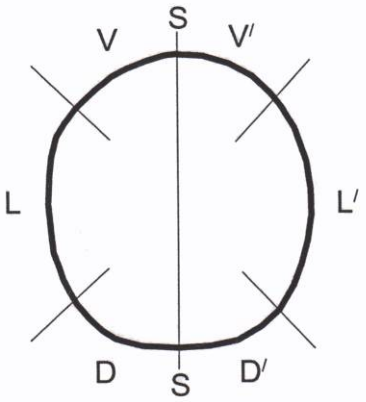
Вр	Всп	Д	Дп	Вк	Шк	вс* шс*	вс шс	вп шп	вк шк	δ
19,6	8,3	10,27	3,5	4,55	13,1	4,5 3,7	4,9 4,15	4,9 4,35	4,55 4,3	+24°

Анализ схемы морфогенеза скульптуры: В ходе анализа перечисляется общее количество ребер и количество ребер отдельных стадий раковины: Ребер (Р) – 179; Сп – 115 (O_3 – 41, O_4 – 74); Ст – 26 (рст – 11, пст – 15); К – 38. Выявление основных родовых признаков происходит по одной из сторон раковины, указы-

ваются признаки латеральной, половины вентральной и половины дорсальной стороны.

Таблица 2

Признаки левой стороны раковины



	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX
V′				*нет*					
L′				*нет*					
D′				*нет*					

Совокупность признаков любого из ребер можно представить в виде формулы (табл. 2): **Сп 81 V′(VII)L′(VII)D′(V)**, где Сп 81 – это 81 ребро, находящееся на спиральной стадии. Возможно дальнейшее развитие схемы с уточнением промежуточных признаков (например, дорсально-латеральных или латерально-вентральных), а также признаков, наблюдающихся между сторонами симметрии. Так, признак, наблюдающийся при объединении D′(III) и D(III), идентичен признаку петли на латеральной стороне – L(III). Дальнейшее наблюдение промежуточных признаков позволило выявить дрейф признака петли в морфогенезе с дорсальной на привентральную V′(VIII)-L′(VIII) и вентральную стороны V′(VIII)-V(VIII), V′(IX)-V(IX).

Анализ схем морфогенеза с использованием подобных формул позволит в дальнейшем более детально говорить о видовых отличиях рода *Audouliceras* Thomel, 1964.

Литература

Барабошкин Е.Ю., Михайлова И.А. 2002. Новая стратиграфическая схема нижнего апта Среднего Поволжья // Стратиграфия. Геологическая корреляция. Т. 10, № 6. С. 82-105.

Шумилкин И.А. 1999. Моменты биостратиграфии гетероморфных аммонитов в отложениях нижнего апта Ульяновского Поволжья // Естественно-научные исследования в Симбирско-Ульяновском крае на рубеже веков / ред.: В.А. Кругликова, О.Е. Бородина, Р.Г. Миниахметов. Ульяновск: ГУП «Печатный двор». С. 132-134.

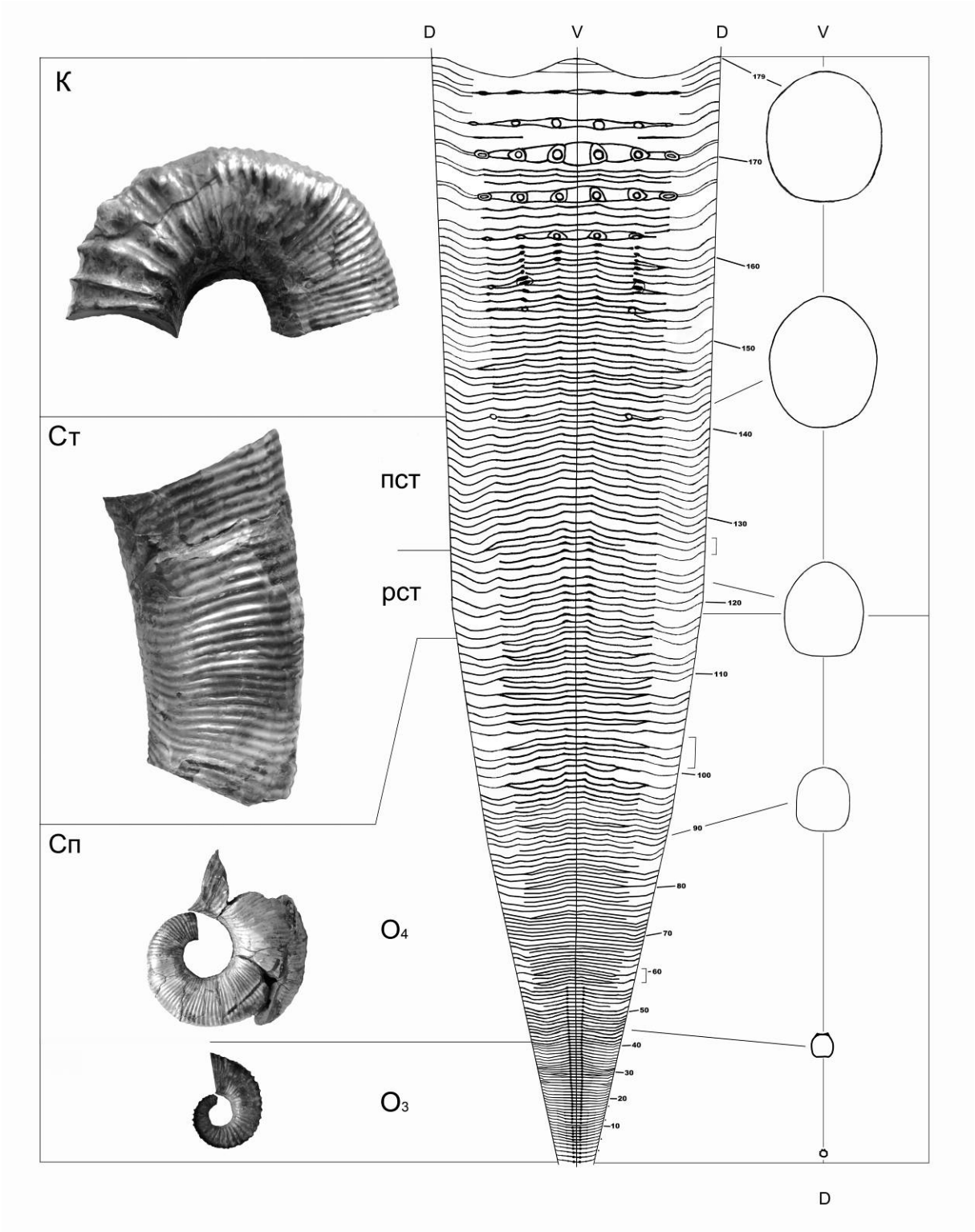


Рис. 2. Схема морфогенеза скульптуры *Audouliceras* Thomel, 1964

СТРАТИГРАФИЧЕСКОЕ РАСПРОСТРАНЕНИЕ ОСТРАКОД В БЕРРИАССКИХ ОТЛОЖЕНИЯХ ЦЕНТРАЛЬНОГО КРЫМА

Е.М. Тесакова[1], А.В. Манушкина[2], Б.Т. Янин[1]
[1]*Геологический ф-т Московского государственного университета, Москва, ostracon@rambler.ru*
[2]*Географический ф-т Московского государственного университета, Москва, msu85@mail.ru*

STRATYGRAPHIC DISTRIBUTION OF OSTRACODS IN THE BERRIASSIAN DEPOSITS OF CENTRAL CRIMEA

E.M. Tesakova[1], A.V. Manushkina[2], B.T. Yanin[1]
[1]*Moscow State University, Geological Fac. (Msu), Russia, ostracon@rambler.ru*
[2]*Moscow State University, Geographical Fac. (MSU), Russia, msu85@mail.ru*

Остракоды весьма широко и обильно представлены в берриасских отложениях Центрального Крыма (ЦК), выраженных двумя литологически разнородными частями. Нижняя, мощностью более 60 м, сложена в основном карбонатными фациями, на отдельных уровнях которой в разных разрезах встречены зональные аммониты Pseudosubplanites ponticus. Остракоды из нее опробованы в разрезах овр. Енисарай, г. Белая, бассейнах р. Бештерек и р. Сары-Су (овр. Сайгин-1 и Сайгин-2 в районе с. Благодатное).

На карбонатах нижнего берриаса залегает весьма мощная терригенная толща. В основании этой глинисто-песчаной толщи встречен комплекс аммонитов Malbosiceras-Dalmasiceras-Euthymiceras. Эту часть разреза В.В. Друщиц относил к верхнему берриасу и выделял в слои с Dalmasiceras dalmasi, остракоды из которых изучены в разрезах бассейнов р. Сары-Су (с. Козловка) и р. Бештерек. Более высокие горизонты разреза – слои с Tauricoceras crassicostatum, отвечающие верхнеберриасской зоне Fauriella boissieri, опробовались в разрезах бассейна р. Сары-Су (с. Балки), выс. 515, г. Баксан (с. Межгорье) и овр. Фундуклы.

Материалом для настоящего исследования послужили коллекции остракод, собранных в разное время Дж. Нилом, Л.П. Раченской и А.С. Тесаковым. В результате были изучены остракоды из 158 образцов, выявлено около 40 форм. Остракоды представлены как целыми раковинами, так и отдельными створками хорошей и удовлетворительной сохранности.

Распространение остракод по разрезу берриаса позволяет выделять слои, прослеживающиеся в нескольких разрезах. В карбонатных фациях нижнего берриаса установлено два слоя. Нижние слои с Valendocythere khiamii определяются распространением индекса. В их нижней части индексу всегда сопутствует *Costacythere andreevi* Tesakova et Rachenskaya, причем оба вида представлены в массовых количествах, что дает основания для выделения подслоев: нижних с khiamii – andreevi и верхних с khiamii. Подслои с khiamii – andreevi зафиксированы в нижней части разрезов р. Бештерек (сл. 1), р. Сары-Су (овр. Сайгин-2, средняя часть сл. 5), г. Белая (подошва сл. 3) и овр. Енисарай (верхи сл. 1). Подслои с khiamii встречены в разрезах р. Бештерек (сл. 3), р. Сары-Су (овр. Сайгин-1,

сл. 3, 6; Сайгин-2, верхи сл. 5) и овр. Енисарай (сл. 4). Выше этих слоев, в разрезах р. Сары-Су (овр. Сайгин-1, сл. 9, 10, 12) и овр. Енисарай (сл. 6), по распространению и доминированию *Costacythere foveata* Tesakova et Rachenskaya установлены одноименные слои, в которых часто массово встречается *Valendocythere arachnoidea* (Tesakova et Rachenskaya).

При переходе к терригенному верхнему берриасу разнообразие остракод существенно возрастает, и в разрезах р. Бештерек (сл. 5, 7, 9, 11), овр. Фундуклы (сл. 2, 4, 6, 8, 10, 12, 14), г. Баксан (сл. 1, 3, 5, 10), выс. 515 (сл. 1, 3, 7, 10) и в самых верхах разреза овр. Енисарай (сл. 8) повсеместно распространяются такие виды, как: *Cytherella krimensis* Neale, *Costacythere drushchitzi* (Neale), *Hechticythere belbekensis* Tesakova et Rachenskaya, *Macrodentina melnikovae* Tesakova in Tesakova et Rachenskaya, *Neocythere pyrena* Tesakova et Rachenskaya, *N. dispar* Donze, определяющие слои с Costacythere drushchitzi. Кроме того, на разных уровнях верхнего берриаса встречаются *Bairdia kuznetsovae* Tesakova et Rachenskaya и *B. mennri* Tesakova et Rachenskaya.

Следует отметить разительное отличие верхнеберриасских остракод из разреза р. Сары-Су. Они весьма бедны, малочисленны и встречены не на всех уровнях разреза. Все вышеперечисленные индексы верхнего берриаса здесь не найдены, за исключением *Cytherella krimensis* (сл. 21, 22, 23, 24). В этой части разреза выделяются слои с C. krimensis. По-видимому, они могут быть скоррелированы с верхней частью слоев с Costacythere drushchitzi.

Сравнивая распространение остракод по разрезу берриаса Центрального Крыма с находками аммонитов, можно говорить о соответствии слоев с Valendocythere khiamii и Costacythere foveata зоне Pseudosubplanites ponticus, слоев с Costacythere drushchitzi – слоям с Dalmasiceras dalmasi и слоям с Tauricoceras crassicostatum, а слоев с Cytherella krimensis – слоям с Tauricoceras crassicostatum.

ДВУСТВОРЧАТЫЕ МОЛЛЮСКИ ПОГРАНИЧНЫХ ЮРСКО-МЕЛОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ПРИПОЛЯРНОГО УРАЛА

О.С. Урман
Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН, г. Новосибирск, UrmanOS@ipgg.nsc.ru

THE BIVALVES IN THE JURASSIC/CRETACEOUS BOUNDARY BEDS OF SUBPOLAR URAL

O.S. Urman
Trofimuk Institute of Petroleum Geology and Geophysics, SB RAS, Novosibirsk, Russia, UrmanOS@ipgg.nsc.ru

Выходы бореального мезозоя восточного склона Приполярного Урала представляют особый интерес, занимая промежуточное положение между арктической и бореально-атлантической биогеографическими областями. Пограничные юрско-меловые отложения вскрываются в хорошо обнаженных разрезах по рекам Толья и Яны-Манья и в задернованных и немного оползших береговых обрывах рек Ятрия и Маурынья. Все обнажения богаты фауной, в них распространены многочисленные остатки головоногих и двустворчатых моллюсков. Переходные слои волжского и берриасского ярусов в полной мере вскрываются только по р. Маурынье (Месежников, 1982; Алифиров и др., 2008). Разрезы р. Маурыньи изучались В.А. Захаровым, М.С. Месежниковым, А.В. Гольбертом и др. в 1962, 1966, 1968, 1978 гг., однако находки двустворок приурочены преимущественно к меловой части разреза (Граница…, 1972; Месежников, Брадучан, 1982; Месежников и др., 1983). Комплексы двустворчатых моллюсков пограничных слоев волжского и бореально-берриасского ярусов Приполярного Урала, привязанные к аммонитовым зонам, отображены в таблице.

В 2007 г. автором в составе отряда сотрудников ИНГГ СО РАН из пограничных юрско-меловых слоев на р. Маурынье (обн. 54) была собрана новая коллекция аммонитов, белемнитов, двустворок, гастропод и брахиопод (рис. 1). В разрезе установлена непрерывная последовательность пограничных волжско-берриасских слоев общей мощностью порядка 6 м (Месежников, 1982; Алифиров и др., 2008). По аммонитам здесь опознаются следующие биостратоны: зона Taimyrensis, слои с Mayrynijensis и Pulcher верхневолжского подъяруса; зоны Sibiricus и Kochi бореального берриаса.

Детальное переизучение обн. 54 позволило установить особенности распространения в нем двустворок, а их комплексы надежно увязать с аммонитовой зональной шкалой (таблица). В юрской части разреза практически все таксоны фиксируются впервые (кроме *Liostrea uralensis*). В нижней части разреза (2,5 м) аммониты не найдены (Алифиров и др., 2008). Здесь обнаружены комплексы двустворок и белемнитов. Из двустворок это разнообразные устрицы: *Liostrea* cf. *plastica*, *L. siberica*, *L. uralensis*. Белемниты указывают на верхневолжский возраст слоев, не древнее зоны Subditus (Дзюба, 2009).

Работа выполнена при финансовой поддержке по программам РАН 15 и 17.

Литература

Алифиров А.С., Игольников А.Е., Дзюба О.С. 2008. Аммониты и строение разреза волжско-берриасских отложений р. Маурынья (Приполярный Урал): новые данные // Меловая система России и ближнего зарубежья: проблемы стратиграфии и палеогеографии: Материалы Четвертого Всерос. совещания, г. Новосибирск, 19-23 сентября 2008 г. Новосибирск: Изд-во СО РАН. С. 20-23.

Гольберт А.В., Климова И.Г., Сакс В.Н. 1972. Опорный разрез неокома Западной Сибири в Приполярном Зауралье. Новосибирск: Наука. 183 с.

Граница юры и мела и берриасский ярус в бореальном поясе. 1972 // Новосибирск: Наука. 370 с.

Дзюба О.С. 2009. Таксономический состав белемнитов в пограничных юрско-меловых отложениях Приполярного Урала // Юрская система России: проблемы стратиграфии и палеогеографии. Третье Всероссийское совещание: научные материалы, г. Саратов, 23-27 сентября 2009 г. Саратов: Наука. С. 49-51.

Захаров В.А., Месежников М.С. 1974. Волжский ярус Приполярного Урала. Новосибирск: Наука. 198 с.

Месежников М.С., Алексеев С.Н., Климова И.Г., Шульгина Н.И., Гюльхаджан Л.В. 1983. О развитии некоторых Craspeditidae на рубеже юры и мела // Мезозой Советской Арктики. Новосибирск: Наука. С. 103-125.

Месежников М.С., Брадучан Ю.В. 1982. Детальная стратиграфия пограничных слоев юры и мела на восточном склоне Приполярного Урала // Стратиграфия триасовых и юрских отложений нефтегазоносных бассейнов СССР. Л.: ВНИГРИ. С. 88-95.

Месежников М.С., Брадучан Ю.В., Гольберт А.В., Климова И.Г. 1977. Пограничные слои юры и мела на восточном склоне Приполярного Урала (проспект геологических экскурсий). Л.: ВНИГРИ. С. 28-30.

Таксономический состав двустворчатых моллюсков
в пограничных юрско-меловых отложениях Приполярного Урала

Таблица

Зона, слои по аммонитам	Река Ятрия	Река Яны-Манья	Река Толья	Река Маурынья	
	Гольберт и др., 1972; Граница..., 1972; Захаров, Месежников, 1974; Месежников и др., 1977			обн. 52, 54 - Граница..., 1972; Месежников и др., 1983	Новые данные обн. 54
Hectoroceras kochi	*Liostrea lyapinensis* *Oxytoma expansa* *Plagiostoma incrassata* *Limatula consobrina* *Entolium nummulare* *E. demissum, Astarte* sp. ind. *Isognommon triviale* *Pinna* cf. *romanikhaensis,* *Camptonectes (B.) breviauris* *C. (C.) lamellosus, Pinna.* sp. ind. *C. (C.) lens, C. (B.)* cf. *imperialis* *C. (C.)* aff. *vitreus, C. (B.)* sp. ind. *Aquilerella anabarensis* *Buchia* sp., *Cyprina* sp. ind. *Cucullea* sp., *Pleuromya* sp. *Inoseramus* (?) sp. ind.	*Entolium nummulare* *Camptonectes* sp. *Astarte* sp. *Pectinidae*	*Astarte* sp. ind. *Entolium* cf. *nummulare*	*Liostrea uralensis* *L. lyapinensis* *Cucullaea* sp. *Camptonectes (B.)* sp. juv. *Pleuromya uralensis* *Pleuromya* sp. *Astarte veneris veneris* *Pinna* sp. ind. *Cyprina* sp. *Isognommon* sp. *Plagiostoma* sp. *Panopea* sp. *Modiolus* sp.	*Modiolus* ex gr. *sibiricus* *Pinna* ex gr. *romanikhae* *Oxytoma* sp. ind. *Tancredia* sp. ind.
Chetaites sibiricus, Praetollis maynci		*Buchia* sp. *Astarte* sp. ind. *Modiolus* sp. ind. *Entolium* sp. ind. *(?) Corbicella* sp. ind. *Pinna* sp. ind.	*Astarte* cf. *veneris* *Entolium nummulare* *Mactromya* (?) sp. ind. *Camptonectes (C.) lamellosus*	нет данных	*Entolium demissum* *Panopea borealis* *Astarte veneris veneris* *Liostrea uralensis* *Lopatinia arctica* *Camptonectes* sp. ind. *Girardotia* sp. ind. *Striatomodiolus* sp. ind. *Liostrea* cf. *siberica* *Pleuromya* sp. ind.
Subcrspedites maurynijensis, Subcrspedites pulcher		нет данных		*Liostrea uralensis*	*Liostrea siberica* *L. uralensis* *Panopea borealis* *Astarte veneris veneris* *A.* cf. *uralensis* *Lopatinia uralica* *L. arctica* *Pronoella chetaensis* *Pleuromya* sp. ind. *Entolium demissum* *Isognommon* sp. ind. *Tancredia* sp. ind. *Lima* sp. ind. *Striatomodiolus strajeskianus* *Girardotia* sp. ind.
Craspedites taimyrensis	*Cucullaea siberica* *Panopea borealis* *Arctica* cf. *cancriniana* *Aguilerella varians,* *Entolium nummulare* *Eriphyla asiatica* *Liostrea siberica* *Liostrea plastica* *Camptonectes lens* *Plagiostoma* ex gr. *grandis* *Acromya (?) qualeniana* *Quenstedtia* sp. *Inoceramus* sp. ind.	нет данных		*Liostrea uralensis*	*Liostrea uralensis* *L. siberica* *L.* cf. *gibberosa* *Astarte* cf. *uralensis* *A. veneris veneris* *Pronoella chetaensis*

Примечание. Стратиграфические перерывы приведены по работе Месежников, Брадучан, 1982.

Рис. 1. Распространение двустворчатых моллюсков в волжско-берриасских отложениях на правом берегу р. Маурыньи (обн. 54). Строение разреза дано по Алифиров и др., 2008.

ПРИМЕНЕНИЕ СЕЙСМОСТРАТИГРАФИЧЕСКОГО АНАЛИЗА ПРИ РЕКОНСТРУКЦИИ ОБСТАНОВОК СЕДИМЕНТАЦИИ БЕРРИАС-БАРРЕМСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ЗАПАДНО-СИБИРСКОЙ ПЛИТЫ

Г.Д. Ухлова
ОАО «Сибнефтегеофизика», Новосибирск, Ukhlova@sibngf.ru

APPLICATION OF THE SEISMIC STRATIGRAPHY FOR RECONSTRUCTION OF FACIES BERRIAS-BARREMSKY STRATA IN WEST SIBERIAN PLATE

G.D. Ukhlova
JSC «Sibneftegeofizika», Novosibirsk, Ukhlova@sibngf.ru

В настоящее время невозможно не учитывать данные сейсмического анализа при изучении геологического строения отложений. С каждым годом качество получаемого сейсмического материала все возрастает, а в характеристиках сейсмических волн содержится огромный объем информации о среде. Анализ высококачественных современных сейсмических разрезов позволяет решать различные задачи и строить детальные сейсмогеологические модели отложений. Кроме того, основным постулатом сейсмостратиграфического анализа является хронозначимость сейсмических границ, что предопределяет возможность использования данных сейсморазведки для картирования изохронных поверхностей.

В 80-х гг. прошлого века был т.н. «бум сейсмостратиграфии» после выхода в свет монографии «Сейсмическая стратиграфия» (1982). По рассказам исследователей тех лет, направление стало очень популярным. Но данный метод, как и все другие, естественно, имеет свои ограничения и возможности. Широкое увлечение сейсмостратиграфическим анализом и зачастую некорректное его использование привело к дискредитации метода как не оправдавшего надежд, возлагавшихся на него.

Но вследствие того, что технологии и методы сейсморазведки непрерывно совершенствуются, мы имеем возможность получать все больше информации из сейсмических разрезов.

Конечно, необходимо, чтобы были данные и литологические, и палеонтологические для восстановления обстановок осадконакопления. И эти исследования, несомненно, предоставляют основополагающую информацию. Но данные методы дают информацию только в одной точке, сейсморазведка же позволяет интерполировать полученные данные в пространстве. Кроме того, сейсмические данные могут являться единственным источником получения информации о геологической среде. Например, на поисковом этапе ГРР, когда на площади не проводились ни литологические, ни палеонтологические исследования и, вообще, отсутствуют скважины.

При визуальном анализе сейсмических разрезов конфигурация сейсмических отражений и геометрические формы, образующиеся при прослеживании отражений, истолковываются с помощью понятий и терминов, принятых в стратиграфии, и используются для выделения и корреляции осадочных комплексов, при восстановлении условий осадконакопления и определения литофаций.

Изучение строения сложно построенных отложений берриас-барремского (неокомского) комплекса отложений Западной Сибири невозможно без привлечения данных сейсморазведки. Для решения задачи корреляции клиноформных неокомских отложений необходимо в первую очередь правильно выделить седиментационные комплексы (СК), которые являются также и сейсмическими комплексами. Границы СК представляют собой изохроны, т.е. являются хронозначимыми поверхностями, поэтому основным критерием выделения их границ является постулат, что границы СК обычно представляют собой поверхности несогласия (или диастемы). Таким образом, выделение СК представляет собой выделение поверхностей несогласий. Поверхности несогласий на сейсмических разрезах отображаются в виде различных видов прекращения прослеживания отражений (рис.).

Каждый отражающий горизонт представляет собой палеопрофиль дна бассейна, на котором накапливались осадки. Таким образом, если в волновой картине наблюдается закономерное прекращение прослеживания фаз, то данный факт нельзя игнорировать при построении модели строения отложений. В соответствии с основными постулатами сейсмостратиграфического анализа прекращение прослеживания фаз можно интерпретировать как выклинивание седиментационных тел. Данная особенность строения отложений замечена исследователями уже достаточно давно и на многих площадях Западной Сибири, но так до сих пор и не нашла широкого применения при построении модели строения отложений.

В настоящее время большинство исследователей считают, что волжско-неокомские отложения сформированы в условиях обширного некомпенсированного морского бассейна. Весь осадочный материал поступал только с обрамления Западно-Сибирской плиты, большей частью с юго-востока (Бородкин и др., 2000; Гурари, 2003; Карогодин и др., 1996). Область основной аккумуляции осадков постепенно смещалась в западном направлении по мере заполнения неокомского бассейна. При этом верхняя часть песчаников, отложившихся восточнее, оказывалась выше уровня компенсации и могла частично размываться (Никонов, Ревнивых, 2001). Размытый осадочный материал переносился дальше на запад, формируя аккумулятивные песчаные тела, постепенно смещающиеся друг относительно друга и погружающиеся в западном направлении. Это приводит к тому, что покровные песчаные пласты аккумулятивного шельфа должны представлять собой серию разновозрастных линз, черепицеобразно перекрывающих друг друга (Бородкин и др., 2000). Линзы связаны с различными телами барового генезиса.

Скорее всего, образование осадочных комплексов разделено во времени, т.е. после образования одного циклита следовал перерыв до нового периода поступления осадочного материала. Таким образом, неокомские отложения должны характеризоваться наличием перерывов, в том числе и скрытых, что, в свою очередь, приводит к закономерному изменению акустических свойств разреза (что и наблюдается на сейсмических разрезах). Это делает возможным не только выделение, но и изучение внутреннего строения рассматриваемых седиментационных комплексов сейсморазведкой.

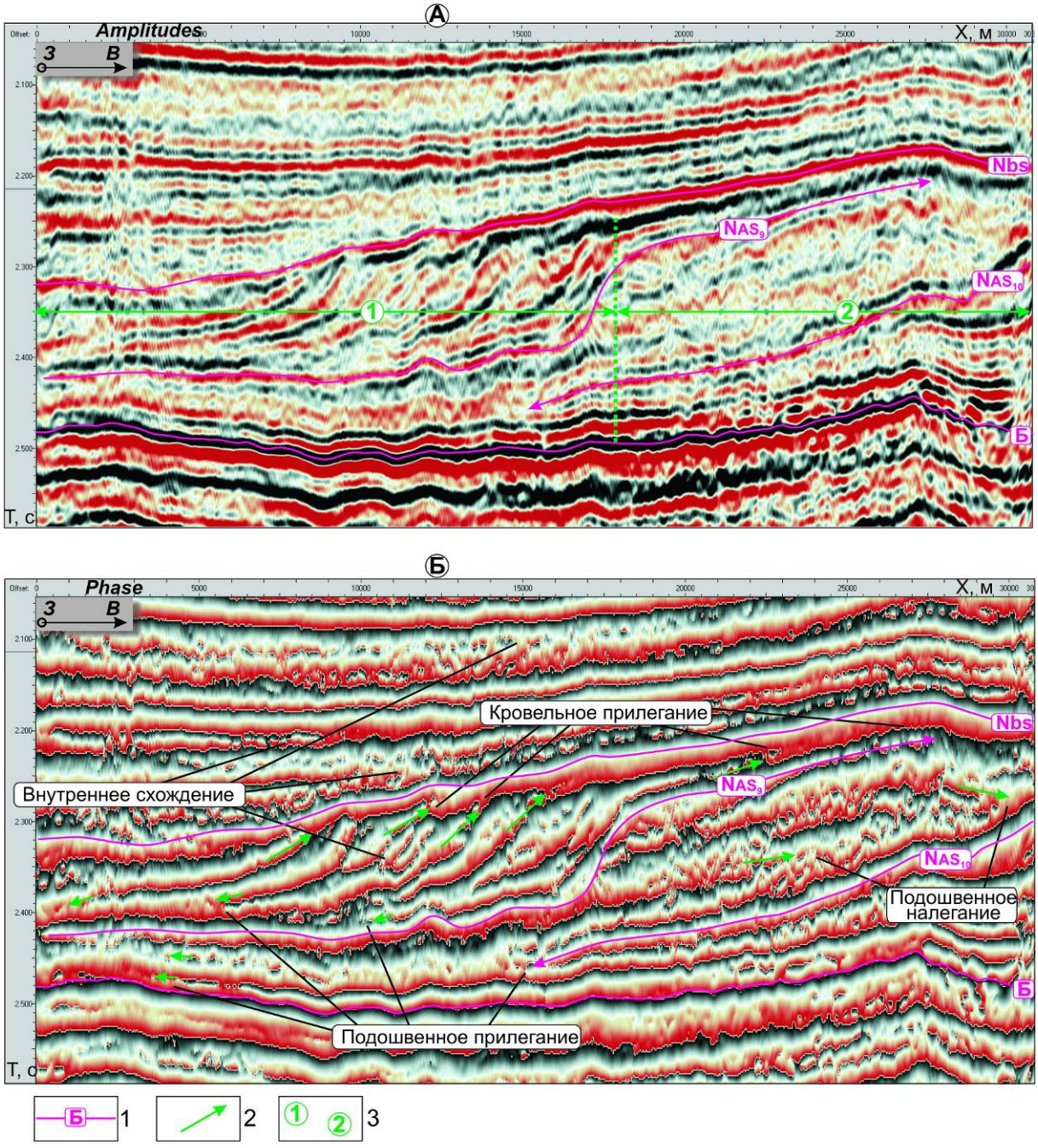


Рис. Пример волновой картины сейсмических разрезов амплитуд (А) и мгновенных фаз (Б)

1 - сейсмические отражающие горизонты (Б - кровля баженовской свиты, Nbs - подошва быстринской пачки, NAS_9 - кровля пласта AC_9, NAS_{10} - кровля пласта AC_{10}), направление прекращения прослеживания ОГ, 3 - разные типы клиноформ

Поэтому представляемая модель строения шельфовых песчаных горизонтов подтверждается при детальном рассмотрении и соответствующей обработке сейсмических временных разрезов. Прослеживается закономерное изменение динамических характеристик сейсмической записи в интервалах, приуроченных к продуктивным и перспективным песчаным пластам.

В рамках предлагаемой модели строения песчаных горизонтов по-иному выглядят уже известные залежи на месторождениях. Например, на многих месторождениях зафиксировано, что ВНК (или даже ГВК) одной залежи изменяется на десятки метров в пределах первых километров. При этом каких-либо данных, в том числе и сейсмических, указывающих на существование тектонических нарушений, не имеется. Исходя из материалов бурения, предположить наличие узких зон с отсутствием коллекторов или литологических экранов также не представляется возможным. Обычно факт непостоянного уровня ВНК только констатируется без какого-либо объяснения. Предлагаемая модель строения отложений позволяет объяснить данный факт. Линзы могут представлять собой гидродинамически разобщенные резервуары, протяженность которых составляет порядка 7-10 км в поперечном сечении. Механизм их образования связан с изменениями объема поступающего обломочного материала и со сменой положения и направления каналов транспортировки.

Предложенную модель строения нефтяных резервуаров следует учитывать при разработке. Особенно актуальным учет линзовидного строения пластов становится при разработке периферийных частей залежей. Разный уровень ВНК отдельных линз будет приводить как к сокращению, так и увеличению поля нефтеносности. Учет данной модели позволит увеличить эффективность работ при разведке и эксплуатации месторождений.

Литература

Бородкин В.Н., Брехунцов А.М., Дещеня Н.П. 2000. Особенности строения, корреляции и индексации основных продуктивных резервуаров (пластов) неокома севера Западной Сибири в связи с условиями их осадконакопления // Геология, геофизика и разработка нефтяных месторождений. № 2. С. 7-17.

Гурари Ф.Г. 2003. Строение и условия образования клиноформ неокомских отложений Западно-Сибирской плиты (история становления представлений) // Новосибирск: СНИИГГиМС. 140 с.

Карогодин Ю.Н., Ершов С.В., Сафонов В.С. 1996. Приобская нефтеносная зона Западной Сибири: Системно-литмологический аспект. Новосибирск: Изд-во СО РАН, НИЦ ОИГГМ. 252 с.

Никонов В.Ф., Ревнивых В.А. 2001. Основные черты осадочного процесса, его отражение в литологическом составе и физических характеристиках юрских и неокомских отложений Среднего Приобья // Пути реализации нефтегазового потенциала ХМАО (Четвертая научно-практическая конференция) / под ред. В.И. Карасева, Э.А. Ахпателова, В.А. Волкова. Ханты-Мансийск: Изд-во «Путиведь». С. 178-183.

Шерифф Р.Е., Грегори А.П., Вейл П.Р. и др. 1982. Сейсмическая стратиграфия / под ред. Ч. Пейтона; пер. с. англ. Ч. 1, 2. М.: Мир. 846 с.

ФОРАМИНИФЕРЫ И ОСТРАКОДЫ ИЗ БЕРРИАССКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ЦЕНТРАЛЬНОГО КРЫМА

А.А. Федорова, Ю.Н. Савельева
ФГУП НПП «Геологоразведка», Санкт-Петербург,
annafedoroff@yandex.ru , julia-savelieva7@mail.ru

FORAMINIFERS AND OSTRACODES FROM THE BERRIASIAN OF THE CENTRAL CRIMEA

A.A. Fedorova, J.N. Savelyeva
Geology Exploration Survey («Geologorazvedka»), St.-Petersburg
annafedoroff@yandex.ru, julia-savelieva7@mail.ru

Берриасские отложения в Горном Крыму прослеживаются широкой полосой с юго-запада на северо-восток, обнажаясь в пределах Главной и Второй гряд Крымских гор. История их изучения насчитывает уже более 150 лет. Для разрезов берриаса Центрального Крыма характерно преобладание известняков в основании разреза, выше переслаивание песчано-глинистых пород, переходящие в верхней части в толщу кораллово-водорослевых биогермных известняков, и наличие отчетливого репера – так называемого «губкового горизонта». Отложения неоднократно изучались различными исследователями. Разрез берриаса в этом районе Крыма фрагментарен, составлен по серии разрозненных обнажений. В 2004 г. В.В. Аркадьевым, Ю.Н. Савельевой и А.А. Федоровой были описаны разрезы берриаса Центрального Крыма (овраг Енисарай, р. Сару-Су, у с. Балки и Новокленово). Сводный разрез с данными по аммонитам приводится в работах В.В. Аркадьева, с учетом данных Т.Н. Богдановой (Аркадьев, 2007а, б; Богданова и др., 1981). Также были отобраны и образцы на микрофауну (фораминиферы и остракоды). Пробы весом 0,7-1 кг брались преимущественно из глин, микрофаунистические остатки встречены во всех образцах. Глины отмывались обычным способом: включающим в себя дробление, раскипячение, декантацию и сушку. Затем полученный порошок просматривался под бинокуляром по 5 фракциям (от 3,00 до 0,094 мм) и раковины отбирались в камеры Франке. Нами рассматриваются отложения, охарактеризованные комплексами аммонитов зон Occitanica (подзона Dalmasiceras tauricum) и Boisseieri (слои с Euthymiceras и Neocosmoceras, подзона Riasanites crassicostatum, слои с Symphythiris arguinensis).

Исследование фораминифер Крыма началось в 50-е годы XX столетия. Здесь трудились такие известные микрофаунисты, как Е.А. Гофман, А.М. Волошина, Л.Ф. Плотникова, А.Е. Мамонтова и др. Однако данные по изучению берриасских фораминифер Центрального Крыма имеются лишь в нескольких публикациях Т.Н. Горбачик, основной из которых является монография, обобщающая результаты работ в Горном Крыму с 60-х по 80-е годы (Кузнецова, Горбачик, 1985). В пределах Ц. Крыма авторы приводят данные по трем разрезам в бассейнах р.р. Сары-Су, Бурульча, Бештерек.

По результатам наших исследований фораминиферы представлены агглютинированным (большинство с простой стенкой) и секреционным бентосом, в верхней части разреза встречены единичные планктонные формы. Видовой состав разнообразен, но количество экземпляров каждого вида в образце в основном немногочисленно. Всего насчитывается более 120 видов, около 70 из которых определены до уровня вида. Встреченные виды известны из отложений титона-валанжина Крыма, Кавказа, Прикаспия, Сибири, Германии, Франции и Мадагаскара. Обращает на себя внимание присутствие гигантских экземпляров (до 7,5 мм) простых агглютинированных форм. Ассоциацию фораминифер можно разделить на 3 комплекса, соответствующие комплексам зон Quadratina tunassica – Siphoninella antiqua (сопоставимой с частью аммонитовой зоны Jacobi-Grandis и зоной Occitanica) и Conorboides hofkeri – Conorbina heteromorpha (сопоставимой с зоной Boisseieri). Последняя подразделяется на подзоны Triplasia emslandensis и Triplasia emslandensis – Paleotextularia crimica, выделенные Т.Н. Горбачик (Друщиц, Горбачик, 1979). Для этих трех биостратонов, по данным изучения разрезов Горного Крыма, Т.Н. Горбачик (Кузнецова, Горбачик, 1985) приводит список из 71 вида (51, 57 и 50 соответственно), большая часть из которых являются транзитными. Также приводятся данные по изучению фораминифер из разреза по р. Сары-Су, таксономический состав которых насчитывает 31 вид, среди которых отсутствуют агглютинированные формы.

Остракоды из берриасских отложений Ц. Крыма изучались Дж. Нилом (Нил, 1966). Он выделил 21 вид, 9 из которых новые, 12 оставлены в открытой номенклатуре. Им отмечен видовой эндемизм, хотя встреченные роды хорошо известны в Западной Европе, и мелкие размеры раковин, которые он связал предположительно с большим содержанием извести в воде. Позднее Л.П. Раченская занималась изучением онтогенеза, полового диморфизма, морфологии и стратиграфического значения некоторых берриасских и валанжинских остракод Крыма (Раченская, 1968а, 1968б, 1969а, 1969б, 1970; Друщиц и др., 1968). В кандидатской диссертации ею были даны описания 28 видов, из них 20 новых, но они так и остались неопубликованными. Также она выделила комплексы остракод для берриасских и валанжинских отложений Крыма. При переизучении Е.М. Тесаковой остракод из берриасских отложений Юго-Западного и Ц. Крыма и ревизии коллекции Л.П. Раченской был выявлен богатый комплекс, в том числе ряд видов, описанных ранее как новые. Всего было определено около 30 видов, из них около 10 оставлено в открытой номенклатуре и 11 видов были переописаны совместно с Л.П. Раченской (Тесакова, Раченская, 1996а, б). Последними работами являются тезисы А.В. Манушкиной и Е.М. Тесаковой (Манушкина, Тесакова, 2009), ими предложена первая биостратиграфическая схема по остракодам для берриаса Юго-Западного и Ц. Крыма, установлено несколько рубежей по смене таксономического состава, что позволило выделить слои с остракодами, а по смене доминантов – и подслои.

При изучении остракод нами было обращено внимание прежде всего на небольшие размеры раковин (0,094-0,3 мм), это отмечал также и Дж. Нил (Нил, 1966), небольшое количество целых, в основном створки, есть личинки, большинство из представителей родов *Cytherella*, *Cytherelloidea*, *Cythereis*, *Costacythere* имеют бóльшие размеры и толстостенную раковину, *Eucytherura*, *Eo-*

cytheropteron, *Acrocythere*, *Orthonotacythere* – небольшие размеры и тонкостенные раковины. Встреченные виды остракод известны ранее из нижнемеловых отложений (берриас-готерив) Крыма, Прикаспия, Северного Кавказа, Средней Азии, Англии, Франции, Германии, за исключением *Cytherella* ex. gr. *tortuosa* Luebimova, – из титона Ульяновской области и Восточного Крыма. В нижней части сводного разреза – зона Occitanica – доминируют *Costacythere* ex. gr. *drushchitzi* (Neale) и представители родов *Cytherelloidea* и *Paracypris*, характерные виды *Cytherelloidea ovata* Weber, *Cytherelloidea* sp. 1, *Cytherelloidea flexuosa* Neale, *Paracypris arcuatilis* Donze, *Paracypris* aff. *sinuata* Neale, Cythereis sp., *Acrocythere* aff. *hauteriviana* (Bartenstein), *Cypridea* cf. f*unduklensis* Tesakova, *Bythoceratina* sp. 1. В верхней части зоны Boissieri – многочисленные Cytherella: *C. krimensis* Neale, *C. lubimovae* Neale, *C. fragilis* Neale и также *Cytherelloidea* sp. 1, *Pontocyprella* sp., *Pontocypris* sp., *Rehacythereis* sp., *Eucytherura*? sp., *Eocytheropteron* sp. и др. В отложениях «губкового горизонта» доминируют те же виды Cytherella, только в основном это створки и много обломков, также встречены *Cytherella* ex. gr. *tortuosa* Luebimova, *Orthonotacythere* ex. gr. *ramulosa* Scharapova, *Pontocyprella nova* Neale, *Acrocythere constricta* Donze и др. Всего выявлен 31 вид 16 родов. В отличие от предыдущих исследователей нами были встречены представители родов *Bythoceratina*, *Rehacythereis*, *Eucytherura*?.

В результате нами дополнена характеристика берриасских отложений Центрального Крыма по фораминиферам и остракодам. Установлено, что для зоны Occitanica характерен комплекс фораминифер с *Quadratina tunassica* и многочисленные остракоды родов *Costacythere* и *Cytherelloidea*; для зоны Boissieri – два комплекса фораминифер, характеризующие подзоны Triplasia emslandensis и Triplasia emslandensis – Paleotextularia crimica, выделенные Т.Н. Горбачик (Друщиц и др., 1979), с доминированием представителей рода *Lenticulina*, среди остракод много представителей рода *Cytherella*, в том числе и вид-индекс *Cytherella krimensis* Neale слоев с Neocythere pyrena – Cytherella krimensis, установленных А.В. Манушкиной и Е.М. Тесаковой в 2009 г.

Литература

Аркадьев В.В. 2007а. Некоторые верхнеберриасские аммониты Горного Крыма // В.А Прозоровский (Ред.). Вопросы стратиграфии, палеонтологии и палеогеографии. СПб.: СПбГУ. С. 103-117.

Аркадьев В.В. 2007б. Расчленение на свиты берриасских отложений Горного Крыма // Вестник СПбУ. Сер. 7. Вып. 2. С. 27-43.

Богданова Т.Н., Лобачева С.В. и др. 1981. О расчленении берриасского яруса Горного Крыма // Вестник ЛГУ, геология, география. Вып. 1. С. 5-14.

Друщиц В.В., Горбачик Т.Н. 1979. Зональное расчленение нижнего мела Юга СССР по аммонитам и фораминиферам // Изв. АН СССР. Сер. геол. Вып. 12. С. 95-105.

Кузнецова К.И., Горбачик Т.Н. 1985. Стратиграфия и фораминиферы верхней юры и нижнего мела Крыма. М.: Наука. 136 с.

Манушкина А.В., Тесакова Е.М. 2009. Стратиграфическое значение берриасских остракод Юго-Западного и Центрального Крыма // Современная палеонтология: классические и новейшие методы. Тез. докл. VI Всероссийской научной школы молодых ученых-палеонтологов. М.: ПИН, 2009. С. 24-25.

Нил Дж.В. 1966. Остракоды из нижнего валанжина Центрального Крыма // Палеонтол. журн. Вып. 1. С. 87-100.

Раченская Л.П. 1968а. Семейства Bairdiidae и Cytherellidae (Остракоды) как индикаторы условий, существовавших в берриасском и валанжинском бассейнах Крыма // Вестник МГУ. Сер. геол. Вып. 5. С. 104-106.

Раченская Л.П. 1968б. Онтогенетическое развитие некоторых нижнемеловых остракод Крыма // Тез. докл. Мос. гор. конф. мол. уч.-геол., посвящ. 50-летию ВЛКСМ. Секц. геол. и пол. ископ. Вып. 1. М., 1968. С. 6-7.

Раченская Л.П. 1969а. Проявление полового диморфизма на раковинах рода Bairdia // Бюл. МОИП, отд. геол. Т. 74 (44). Вып. 4. С. 150-151.

Раченская Л.П. 1969б. Остракоды берриаса и валанжина Крыма, их морфологические особенности и стратиграфическое значение // Тез. докл. IV науч. отчетн. конф. геол. фак. М.: МГУ, 1969. С. 166-169.

Раченская Л.П., Друщиц В.В. и др. 1968. Берриасский и валанжинский бассейны Крыма и их население // Бюл. МОИП, отд. геол. Т. 43. Вып. 2. С. 158.

Раченская Л.П. 1970. Остракоды берриаса и валанжина Крыма: автореф. дис. … канд. геол.-минерал. наук. М.: МГУ. С. 30.

Тесакова Е.М., Раченская Л.П. 1996а. Новые остракоды (Crustacea, Ostracoda) рода Costacythere Grundel из берриаса Центрального Крыма // Палеонтол. журн. Вып. 3. С. 62-68.

Тесакова Е.М., Раченская Л.П. 1996б. Новые остракоды (Crustacea, Ostracoda) родов Bairdia M Coy, Neocythere Mertens, Macrodentina Martin, Hechticythere Grundel, Cypridea Bosquet из берриаса Центрального Крыма // Палеонтол. журн. Вып. 4. С. 48-54.

ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИЕ ОБСТАНОВКИ И ДЛИТЕЛЬНОСТЬ ФОРМИРОВАНИЯ МЕЛОВОГО ОХОТСКО-ЧУКОТСКОГО МАГМАТИЧЕСКОГО ПОЯСА

Н.И. Филатова
Геологический институт РАН, Москва, filatova@ilran.ru

PALEOGEOGRAPHIC ENVIRONMENTS AND DURATION OF THE DEVELOPMENT OF THE CRETACEOUS OKHOTSK-CHUKOTKA MAGMATIC BELT

N.I. Filatova
Geological Institute RAS, Moscow, filatova@ilran.ru

Возникновение Охотско-Чукотского мелового окраинноконтинентального вулкано-плутонического пояса (ОЧВП), как и его затухание, сопровождалось кардинальными изменениями палеотектонических и палеогеографических обстановок в смежных Восточно-Азиатском и Северо-Тихоокеанском регионах. Этап, предшествовавший появлению ОЧВП, характеризовался обстановкой сжатия и аккреционно-коллизионных процессов по северной периферии Пацифика, а также замыканием Алазейско-Южно-Анюйского-Ангаючам залива океана (Соколов, 1992; Филатова, 1988, 1998; Хаин и др., 2009 и др.). В результате этого среднемелового (баррем-раннеальбского) тектогенеза оформились два орогенных пояса Востока Азии: Охотско-Корякский периокеанический и более внутренний по отношению к океану – Верхояно-Чукотский. Следствием орогенеза было оформление новой меловой Охотско-Корякской окраины Евразийского континента, в состав которой вошли тектонически совмещенные фрагменты структур разного возраста (от докембрия до готерива включительно) и различного генезиса (фрагменты континентальных плит, островных дуг, окраинных морей, океанического ложа). Эта континентальная окраина с мелководным морским осадконакоплением с севера обрамлялась протяженными горными грядами (морфологическое выражение фронтальной Юдома-Алучинской системы надвигов), к которым примыкала цепочка синколлизионных бассейнов. Вдоль подножия континентального края происходило накопление турбидитов (Зинкевич, 1981).

Начиная с позднего альба периокеанические аккреционно-коллизионные события сменились субдукцией плиты Пацифика под Евразийский континент, на краю которого протекало двухэтапное формирование ОЧВП. На первом, позднеальбском-туронском этапе на континентальной окраине в наземных условиях происходило накопление мощных (составивших главный объем пояса) дифференцированных вулканитов известково-щелочной серии, перекрывших структуры как новообразованной раннемеловой, так и более древней континентальной коры Евразии. Этот вулканизм сопровождался оформлением стратовулканов, реже небольших моногенных вулканов вдоль крупных зон разрывных нарушений, подчеркиваемых спорадическими ареалами жерловых фаций. В латеральный ряд надсубдукционных структур континентальной окраины входила также примыкавшая к ОЧВП система преддуговых прогибов. Мористость осадков в них возрастала в южном направлении. В непосредственной близости от пояса в

этих прогибах накапливались дельтовые и пляжевые грубообломочные отложения, сменявшиеся в направлении океана сначала прибрежноморскими, а затем более глубоководными осадками, включая турбидиты (Зинкевич, 1981 и др.). Преддуговые бассейны ОЧВП были разделены поднятиями – морфологическим выражением чешуйчато-надвиговых структур, осложнявших континентальную окраину над зоной субдукции. Существовали два главных источника обломочного материала преддуговых бассейнов ОЧВП: дистальные пирокласты последнего, а также терригенно-яшмовые и офиолитовые комплексы поднятий, разделявших эти бассейны. Образования зоны субдукции ОЧВП в современной структуре региона не сохранились из-за последующих кайнозойских коллизионных периокеанических событий; однако намечена предполагаемая их позиция вдоль северного побережья Берингова моря (Филатова, 1988 и др.).

Второй, заключительный этап формирования ОЧВП связан с началом умеренной компрессии на рубеже турона-коньяка, индикатором которой служат чешуйчато-надвиговые структуры во фронтальной части пояса (Филатова, 1988). Эта изменившаяся обстановка обусловила резкую смену характера магматизма в ОЧВП и осадконакопления в преддуговых его бассейнах. Связанная со сжатием задержка мантийных надсубдукционных расплавов обусловила повышенный флюидно-термальный эффект в пределах меловой континентальной окраины и образование коровых очагов, которым соответствуют обширные поля риолит-дацитового (преимущественно игнимбритового) вулканизма коньяк-кампанского возраста. В отличие от предшествовавшего известково-щелочного магматизма, поля кислых вулканитов распространены локально: в Центрально- и Восточно-Чукотском сегментах ОЧВП, а также на Ольском и Омсукчанском его участках. Выброс больших объемов игнимбритов сопровождался оформлением крупных (несколько десятков км в поперечнике) кальдер над опустошавшимися камерами, которым ныне соответствуют локальные отрицательные гравиа аномалии. В преддуговых прогибах ОЧВП тип разреза в сеноне становится регрессивным; прибрежноморские условия здесь сменились на субаквальные с накоплением моласс и оформлением многочисленных поверхностей размыва.

Кардинально изменившаяся в маастрихте-палеоцене тектоническая и палеогеографическая обстановка на Востоке Азии является индикатором и показателем полного отмирания ОЧВП. В указанный временной интервал этот обширный регион (далеко выходящий за пределы ОЧВП) испытал связанный с растяжением рифтогенез, сопровождавшийся принципиально иным – внутриплитного типа – магматизмом (Филатова, 1988).

Вопрос возрастного интервала формирования ОЧВП, решаемый на основе фитостратиграфического и изотопно-геохронологического методов, является дискуссионным. По мере накопления палеоботанических данных было доказано, что первоначально установленный узкий альб-сеноманский возрастной диапазон ОЧВП (Белый, 1978 и др.) должен быть значительно расширен до кампана включительно (Лебедев, 1987; Филатова, 1988 и др.). В разрезе вулканитов ОЧВП снизу вверх выделены следующие разновозрастные флоры: позднеальбская-сеноманская (дукчандинская, амкинская), турон-коньякская (чинганджинская, арманская) и сантон-среднекампанская (ольская и усть-эмунэрэтская) (Герман, 2004; Лебедев, 1987). Подчеркивается (Герман, 2004), что позднеальбские-

позднемеловые флоры ОЧВП обнаруживают черты унаследованности от раннесреднеальбской буор-кемюсской флоры, обнаруженной в терригенных «допоясных» отложениях синколлизионных бассейнов. Наиболее молодая, сантон-кампанская флора характеризует завершающий ОЧВП риолит-дацитовый (игнимбритовый) комплекс, сменивший во времени известково-щелочной магматизм.

Что касается изотопной геохронологии, то два используемых ныне комплекса методов (K-Ar, Rb-Sr, с одной стороны, и $^{40}Ar/^{39}Ar$, U-Pb – с другой) привели к различным существенно противоречащим друг другу результатам в оценке возраста ОЧВП. Данные K-Ar и Rb-Sr датирования вулканитов ОЧВП показали широкий разброс значений – 110-50 млн лет (Котляр, Русакова, 2005 и др.). Поскольку на фоне этой дисперсии истинными датировками признаются только наиболее высокие величины K-Ar или (и) Rb-Sr, то весь разрез ОЧВП отнесен (Котляр, Русакова, 2005) к диапазону поздний альб-сеноман (110-93 млн лет). При такой трактовке главный базальт-андезитовый комплекс ОЧВП – дифференцированные вулканиты известково-щелочной серии – практически не выходит за пределы раннего сеномана, а локально развитые кислые вулканиты больших объемов датированы второй половиной сеномана. Представляется, что широкий разброс K-Ar и Rb-Sr определений вулканитов ОЧВП только подчеркивает ограниченные возможности этих методик и не может служить основанием для сужения интервала формирования ОЧВП в целом и тем более для отнесения сенон-кампанских флор пояса к сеноману.

$^{40}Ar/^{39}Ar$ и U-Pb датирование вулканитов первоначально привело авторов этих исследований к выводу о сенонском возрасте всего ОЧВП и о необходимости кардинальной ревизии его возраста в сторону омоложения (Акинин, Ханчук, 2005 и др.). Однако эта «недооценка» возрастного интервала формирования ОЧВП вполне объяснима, поскольку Ar-Ar и U-Pb исследования первоначально были сосредоточены на участках развития действительно наиболее молодых кислых вулканитов больших объемов (Ольское плато, Центрально- и Восточно-Чукотский сегменты ОЧВП), сенонские флоры в которых уже были известны ранее (Лебедев, 1987; Филатова, 1988). Но как только подобного рода изотопно-геохронологические исследования (в большинстве своем по минералам: плагиоклазам, роговой обманке, биотиту и цирконам) были распространены на другие участки ОЧВП, в Анадырском сегменте обнаружилось присутствие позднеальбских андезитов (104,9-101,6 млн лет), а в Охотском сегменте – интрузий с датировками 103-100 млн лет. Таким образом, проявление альбского магматизма на площади ОЧВП было доказано не только палеоботаническим, но и Ar-Ar и U-Pb методами (Тихомиров и др., 2006). При этих же работах выявлено, что вулканиты кислого состава на границе Анадырского и Центрально-Чукотского сегментов ОЧВП имеют сеноман-сантонский возраст ($^{40}Ar/^{39}Ar$): 93,7 (амфибол), 91,8 (плагиоклаз), 84,2 (амфибол) млн лет. Совокупность этих данных показывает справедливость мнения (Тихомиров и др., 2006) о принципиальной согласованности результатов палеофлористического и изотопно-хронологического (методы $^{40}Ar/^{39}Ar$ и U-Pb) датирования отдельных подразделений ОЧВП и этапа его формирования в целом как об альбском-кампанском интервале развития.

Выводы. Меловые палеогеографические обстановки юго-восточной области Евразийского континента, примыкавшей к Пацифику, характеризовались из-

менчивостью во времени, отражая нестабильность проявлявшихся здесь геодинамических режимов. Баррем-раннеальбский аккреционно-коллизионный периокеанический процесс привел к оформлению раннемеловой континентальной окраины Евразии, сочетавшей холмисто-грядовый рельеф (фронтальные части надвигов и покровов) с синколлизионными бассейнами с мелководноморским или наземным осадконакоплением. Смена в позднем альбе геодинамического режима – субдукция океанической плиты Пацифика под континент – вызвала образование окраинноконтинентального ОЧВП и системы преддуговых прогибов с преимущественно морским осадконакоплением. Компрессия в начале сенона в зоне субдукции привела в ОЧВП к смене мантийного известково-щелочного вулканизма (стратовулканы) кислым (игнимбритовым) с формированием обширных кальдер над опустошавшимися коровыми магматическими камерами; осадконакопление в замыкавшихся преддуговых прогибах сменилось на субаквальное молассовое. Геолого-тектонические, палеоботанические и изотопно-хронологические данные свидетельствуют об альб-кампанском времени формирования ОЧВП.

Работа поддержана РФФИ (грант 08-05-00748), Программой ОНЗ РАН № 10.

Литература

Акинин В.В., Ханчук А.И. 2005. Охотско-Чукотский вулканогенный пояс: ревизия возраста на основе новых $^{40}Ar/^{39}Ar$ и U-Pb изотопных данных // Докл. РАН. Т. 404, № 5. С. 654-658.

Белый В.Ф. 1978. Формации и тектоника Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. М.: Наука, 168 с.

Герман А.Б. 2004. Альбская-позднемеловая флора Северной Пацифики: палеофлористика, фитостратиграфия и палеоклиматология: автореф. дис. … д-ра геол.-минерал. наук. М.: ГИН. 54 с.

Зинкевич В.П. 1981. Формации и этапы тектонического развития Корякского нагорья. М.: Наука. 106 с.

Котляр И.Н., Русакова Т.Б. 2005. Геолого-геохронологическая модель меловых континентальных вулканических толщ Охотско-Чукотской магматической провинции (Северо-Восток России) // Тихоокеан. геол. Т. 24, № 1. С. 25-44.

Лебедев Е.Л. 1987. Стратиграфия и возраст Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. М.: Наука. 175 с.

Соколов С.Д. 1992. Аккреционная тектоника Корякско-Чукотского сегмента Тихоокеанского кольца. М.: Наука. 187 с.

Тихомиров П.Л., Акинин В.В., Исполатов В.О. и др. 2006. Возраст северной части Охотско-Чукотского вулканогенного пояса; новые данные Ar-Ar и U-Pb геохронологии // Стратиграфия. Геол. корреляция. Т. 14, № 5. С. 81-95.

Филатова Н.И. 1988. Периокеанические вулканогенные пояса. М.: Недра. 264 с.

Филатова Н.И. 1998. Меловая эволюция континентальных окраин в контексте глобальных событий // Стратиграфия. Геол. корреляция. Т. 6, № 2. С. 3-17.

Хаин В.Е., Филатова Н.И., Полякова И.Д. 2009. Тектоника, геодинамика и перспективы нефтегазоносности Восточно-Арктических морей и их континентального обрамления. М.: Наука. 227 с.

УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ГОТЕРИВСКИХ И БАРРЕМСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ РАКУШЕЧНОГО ПОДНЯТИЯ СЕВЕРНОГО КАСПИЯ

В.А. Цыганкова, Е.П. Медведева
ООО «ЛУКОЙЛ-ВолгоградНИПИморнефть», Волгоград, vmantsurova@lukoil.ru

HAUTERIVIAN AND BARREMIAN DEPOSITIONAL ENVIRONMENTS OF THE RAKUSHECHNAYA UPLIFT OF THE NORTHERN CASPIAN

V.A. Tsygankova, E.P. Medvedeva
LUKOIL-VolgogradNIPImorneft Ltd., Volgograd, vmantsurova@lukoil.ru

Готерив-барремские отложения в пределах акватории Северного Каспия так же, как на западном и восточном обрамлении, сложены терригенным материалом. Разрез неокома представлен плохо коррелируемой толщей переслаивания глин, алевролитов и песчаников с преобладанием последних. Благодаря почти стопроцентному выносу керна из рассматриваемой части разреза представилась уникальная возможность для выяснения условий формирования раннемеловых отложений в пределах акватории.

Для расшифровки генезиса нижнемеловых отложений был проведен всесторонний анализ результатов исследования керна готерив-барремского возраста, поднятого в скважинах 1, 2, 4, 6 Ракушечной площади, что позволило впервые расчленить готеривские и барремские отложения по ряду отличительных признаков, в результате чего были уточнены условия формирования пород и их фациальная принадлежность.

Граница готеривских и барремских отложений в акватории в настоящее время, по палеонтологическим данным, однозначно не установлена. В скважине 2 Ракушечной, по определению спор и пыльцы Е.Н. Здобновой, эта граница была проведена на глубине 1385 м. Детальный комплексный анализ материалов обработки керна позволил проследить границу между готеривскими и барремскими отложениями не только в скважине 2, но и в соседних скважинах Ракушечной площади. Для решения этой задачи были привлечены макро- и микроописания керна, результаты рентгеноструктурного, гранулометрического, химического и геохимического анализов, а также расчет гидродинамических уровней среды седиментации, проведенный по методике В.С. Муромцева (1984).

Выполненные исследования показали, что во всех скважинах отмечается увеличенное содержание кварца (70-100%) в нижней (готеривской) части разреза по сравнению с верхней (барремской) (40-65%). Количество полевых шпатов в нижней части разреза, наоборот, меньше (1-10%), чем в верхней (14-35%). Готеривские отложения характеризуются хорошей сортировкой кластического материала, содержание мелкозернистой фракции составляет 70-90%. Они формировались, по-видимому, за счет размыва среднеюрских отложений, сложенных кварцевыми песчаниками в западном обрамлении Каспия, где в готеривское время располагался ближайший источник сноса. В барремских отложениях содержание кварца меньше, источником сноса для них были размываемые гранитоидные массивы, расположенные вблизи исследуемой территории, что под-

тверждает кластический материал. По данным В.Н. Кривоноса, описавшего керн по скважине 1 Ракушечной, породы баррема обогащены обломками гранитов в виде сростков кварца и полевых шпатов, а также крупными (до 3 мм) зернами неизмененных полевых шпатов. Возможно, в барремское время, в регрессивную фазу седиментации, происходили и вулканические извержения, о чем свидетельствуют находки хлоритизированных вулканических стекол и туффитов в барремской части разреза этой скважины.

Кроме различия в минералогическом составе кластического материала, на предполагаемой границе готеривских и барремских отложений в скважинах Ракушечной площади было установлено увеличение содержания каолинита в ассоциации глинистых минералов в кровле готерива и резкое его сокращение в подошве баррема. Так, в скважине 1 в кровле готерива отмечено максимальное содержание каолинита – 54%, а выше отметки 1441 м – 12%; в скважине 4, соответственно, 50% и выше отметки 1429 м – 10%; в скважине 6 – 42% и выше, 1478 м – 5%. В скважине 2 содержание каолинита выше и ниже границы (1385 м) не изменяется и составляет 25%, что обусловлено, по-видимому, ее местоположением в затишной зоне, где перерыв в осадконакоплении на границе готерива и баррема практически не проявлялся (рис. 1а).

На предполагаемой границе происходит резкое изменение гидродинамической активности среды седиментации (Муромцев, 1984) с высокой (В) и очень высокой (ОВ) на низкую (Н) и среднюю (С) (рис. 1а). Это выражается в смене литологического состава пород, песчаники сменяются глинистыми алевролитами. О перерыве в осадконакоплении на этом уровне свидетельствуют прослои гравелитов и разнозернистых песчаников.

В отложениях готеривского возраста отмечена интенсивная биотурбация с преобладанием горизонтальных ходов илоедов, что характерно для отложений нижнего и среднего пляжа, формирующихся на глубинах от 2 до 6 м (Рейнек, Сингх, 1981). В глинистых алевролитах барремского возраста, в отличие от аналогичных по составу пород готеривского возраста, ходы илоедов единичны, что связано с меньшими (0-2 м) глубинами седиментации. Появление в них конкреций сидерита характерно (Фролов, 1984) для паводковых отложений рек, сложенных в основном алеврито-пелитовым материалом, накопившимся в прибрежных озерах, заливах, лиманах и пр., и вынесенных в море.

В разрезах скважин наблюдается переслаивание песчаников разнозернистых, средне-мелкозернистых, мелкозернистых с преобладанием последних и алевролитов глинистых. Прослои мелкозернистых неглинистых очень хорошо отсортированных песчаников достигают 4-5 м. Отмечены разнообразные текстуры пород: илоедная и массивная, косослоистая, с углами наклона слоев от 10 до 30 градусов, а также разнонаправленная, срезанная, перекрестная слоистость, характерная для отложений аванделът и приливно-отливных зон (Ботвинкина, 1962).

Проведенные исследования позволили установить, что осадконакопление в раннемеловое время происходило в пределах удаленной от берега подводно-флювиальной фациальной зоны, для которой характерно широкое распространение отложений подводного аллювия (Фролов, 1984). Эти отложения часто

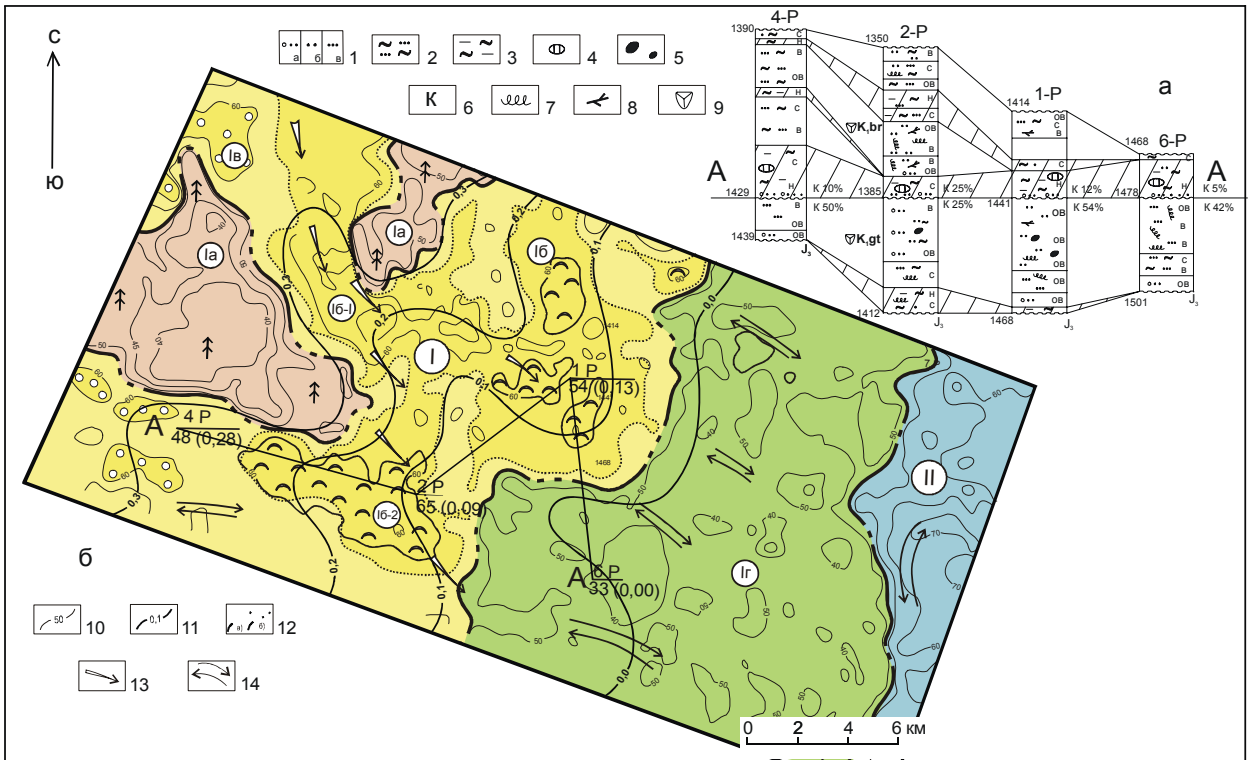


Рис. 1 Лито-динамический профиль (а) и литолого-фациальная карта готерив-барремских отложений (б). 1 – песчаники: разнозернистые (а), мелко-среднезернистые (б), мелкозернистые (в); 2 – песчаники алевритистые; 3 – алевролиты глинистые; 4 – конкреции сидерита; 5 – окатыши глин; 6 – каолинит; 7 – ходы илоедов; 8 – растительные остатки; 9 – споры и пыльца; 10 – изопахиты готерив-барремских отложений; 11 – изолинии содержания ретена (К рет); 12 – основное направление перемещения кластики; 13 – направления морских течений (приливно-отливных и вдольбереговых)

описываются как аллювиальные или баровые, но они отличаются как от первых, так и от вторых. Подводный аллювий распознается по лентовидной, нередко извилистой форме песчаных тел. Вскрытые в акватории отложения представляют собой полифациальную толщу, сформированную в пределах пляжевой зоны, где формировались бары, каналы разрывных течений, протоки авандельт лентовидной формы и пр.

На литолого-фациальной карте готерив-барремских отложений (рис. 1б) выделены две литолого-фациальные зоны: I – прибрежно-морская с подзонами: отмелей (Ia); аллювиальных комплексов (Iб), с авандельтовыми каналами (Iб-1) и устьевыми барами (Iб-2); развития баров на приподнятых участках дна (Iв); переходной, с активной гидродинамикой (Iг); II – мелководно-морская.

Осадконакопление в готеривское время происходило в относительно более глубоководных, чем в барремское время, условиях, изменяющихся от мелководно-морских до прибрежно-морских (готерив) и преимущественно в прибрежно-морских (баррем).

Проведенный С.Б. Остроуховым геохимический анализ распространения ретена подтвердил такое изменение во времени фациальных условий. Ретен – органическое соединение полиароматического ряда, которое отражает конечную

стадию преобразования хвойной растительности в условиях диагенеза. Содержание ретена в нижней части разреза в готеривских отложениях скважин 2, 4 и 6 Ракушечной площади близко к нулю, что свидетельствует об относительной глубоководности и удаленности этой зоны от суши с наземной растительностью. Однако в верхней части разреза в барремских отложениях содержание ретена резко возрастает (К ретена равно 0,28 в скважине 4 и 0,13 в скважине 1), что подтверждает обмеление бассейна седиментации и вероятность существования в барреме вблизи рассматриваемой зоны островной суши с наземной хвойной растительностью (рис. 1б).

Таким образом, проведенный комплексный анализ позволил уточнить генезис песчаных тел и фациальную зональность расчлененных готеривских и барремских отложений. Установлено широкое развитие пляжевых отложений (нижнего и среднего пляжа в готеривских и верхнего – в барремских отложениях). В пределах пляжевой зоны формировались песчаные образования – трансгрессивных баров в готеривской части разреза и регрессивных баров – в барремской. Транспортировка кластического материала осуществлялась по понижениям палеорельефа по авандельтовым протокам и каналам разрывных течений. На распространение песчано-алевритового материала в бассейне седиментации оказывали влияние приливно-отливные и вдольбереговые течения, что обусловило ориентировку песчаных тел (рис. 1б).

Литература

Ботвинкина Л.Н. 1962. Слоистость осадочных пород // Тр. ГИН. Вып. 59. 544 с.

Муромцев В.С. 1984. Электрометрическая геология песчаных тел – литологических ловушек нефти и газа. Л.: Недра. 260 с.

Фролов В.Т. 1984. Генетическая типизация морских отложений. М.: Недра. 222 с.

Рейнек Г.Э., Сингх И.Б. 1981. Обстановки терригенного осадконакопления (с рассмотрением терригенных кластических осадков). М.: Недра. 439 с.

СТРОЕНИЕ МЕЛОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ КУРМАНГАЗИНСКОГО ПОДНЯТИЯ (СЕВЕРНАЯ ЧАСТЬ АКВАТОРИИ КАСПИЙСКОГО МОРЯ)

Л.В. Шестоперова[1], А.П. Пронин[2], О.В. Братыщенко[2]
[1]*«КазНИГРИ», Казахстан, Атырау, geolog@kaznigri.kz*
[2]*ТОО «Казкорресеч», Казахстан, Атырау, kcr@zhahancompany.kz*

STRUCTURE CRETACEOUS DEPOSITS OF KURMANGAZI ELEVATION (NORTHERN SECTION WATER AREA CASPIAN SEA)

L.V. Shestoperova[1], A.P. Pronin[2], O.V. Bratychshenko[2]
[1]*KazNIGRI, Kazakhstan, Atyrau, geolog@kaznigri.kz*
[2]*LLP «KazCoreResearch», Kazakhstan, Atyrau, kcr@zhahancompany.kz*

На Курмангазинском поднятии, расположенном на границе Прикаспийской впадины и Туранской плиты в пределах Карпинско-Центрально-Мангистауской системы поднятий, пробурена поисковая скважина Курмангазы Г-1 глубиной 2002 м. Скважина заложена в наилучших структурных условиях, и ею предполагалось вскрыть значительные скопления углеводородов по всему разрезу. При бурении скважины пройдены отложения триаса, юры и мела, в разрезе которых признаков нефти и газа не отмечено. Палеогеографические построения по структуре Курмангазы показывают сложный характер распространения зон пород-коллекторов в нижнемеловых отложениях в связи с частыми тектоническими перестройками. Нижнемеловые отложения на структуре Курмангазы разбиты разломами на блоки, в которых, возможно, могли формироваться залежи углеводородов, связанные с неструктурными ловушками в прилегающих, более погруженных частях структуры (Шестоперова и др., 2008).

В скважине Курмангазы Г-1 отложения нижнего мела вскрыты в интервале 254-529 м и представлены валанжинским, готеривским, аптским и альбским ярусами. Нижнемеловые отложения в скважинах Бозашинского поднятия, расположенного восточнее Курмангазинского, встречаются в разных объемах. Они с размывом и стратиграфическим несогласием перекрывают породы юры. Так, на площадях Каражанбас, Каламкас и Северные Бузачи в составе нижнего мела выделяются валанжин-готеривский, барремский, аптский и альбский ярусы, в разрезе скважины Северный Каражанбас П-1 валанжинские отложения отсутствуют. Отложения берриасского яруса нижнего мела в скважинах Бозашинского поднятия отсутствуют.

По данным изучения шлама и по каротажу можно утверждать, что в скважине Курмангазы Г-1 верхнеюрские отложения отсутствуют, а в кровле юрских отложений имеется крупный размыв. Отложения верхней юры также отсутствуют и на Бозашинском поднятии, так как на площадях Каражанбас, Северный Каражанбас и Северные Бузачи эти образования бурением не установлены.

В составе неокомского надъяруса в скважине Курмангазы Г-1 выделяются отложения валанжинского и готеривского яруса, а берриасские и барремские отложения отсутствуют.

Валанжинские отложения вскрыты в интервале 529-568 м, по данным изучения шлама представлены глинами с прослоями песчаников (5-10% от общего объема), с единичными прослойками известняка и доломита. Глины темно-серые, серые, мягкие, пластичные, слабоизвестковистые, алевритистые. Песчаники тонко-мелкозернистые, серые, полимиктового состава, форма зерен угловатая, с карбонатом, участками с сульфидным цементом. Известняк тонкозернистый, с примесью (до 30%) зерен кварца и полевого шпата размером 0,1-0,2 мм, угловатой формы, также с примесью от 1-2 до 10-15% округлых зерен коричневого цвета, предположительно сидеритового или лептохлоритового состава, с концентрическим строением, размером 0,5-1 мм. Кроме этого, в известняках встречены единичные зерна глауконита размером 0,1-0,2 мм и зерна кварца хорошо окатанной формы размером 1-2 мм. Встречены доломит тонкозернистый, коричнево-серый, который сложен агрегатом тонкозернистого доломита (размеры зерен – менее 0,01 мм), участками с единичными зернами глауконита размером 0,1 мм и известняк (типа грейнстоуна), сложенный оолитовыми зернами карбонатного состава, сцементированные кальцитом типа спарита. Схожие оолитовые известняки были вскрыты в нижней части валанжинских отложений скважины Каламкас-море 1, Кашаган Восточный 1. Наличие железистых оолитов в валанжинских отложениях было установлено в разрезе скважины Южно-Эмбинская ОП-2 (Айзенштадт, Пинчук, 1961), присутствие шамозитовых зерен также было отмечено в скважине Широтная 1 (Улановская и др., 2006). Таким образом, валанжинские отложения, вскрытые скважиной Курмангазы Г-1, хорошо сопоставляются с разрезами скважин юго-востока Прикаспийской впадины.

В шламе из интервала 565-570 м встречен смешанный комплекс фораминифер, в котором найдены фораминиферы оксфордского яруса верхней юры *Ammobaculites elenae* Dain., *Spirilina kuebleri* Mjatl., *Epistomina* sp., а также встречены фораминиферы валанжинского яруса *Marginulina* sp., *Lenticulina* sp. Возможно, в интервале 564-568 м встречен базальный горизонт валанжинского яруса, в котором присутствуют переотложенная микрофауна и обломки оксфордских отложений. Выше в шламе из интервала 535-555 м установлен комплекс фораминифер валанжинского яруса: *Lagenammina bartensteini* Mjatl., *Mjatliukaena dami* Mjatl., *Lenticulina subcrassa* Mjatl., *L. nodosa* Reuss., *L. insignita* Mjatl., *Recurvoides* sp., а также встречены единичные остракоды: Protocythere *intacta* Lub., *Cythereis* aff. *otiosa* Lub., *Palaeocytheridea* sp.

Готеривские отложения вскрыты в интервале 470-529 м и, по данным изучения шлама и керна, представлены неравномерным переслаиванием глин и песчаников с преобладанием первых. Глины серовато-зеленые, алевритистые, слабоизвестковистые. Песчаники тонко-мелкозернистые, серые, кварц-полевошпатовые, форма зерен угловато-окатанная, неокатанная, постоянная примесь единичных зерен (1-5%) глауконита и пирита, участками с примесью (10-15%) обломков раковин брахиопод светло-коричневого цвета, с глинистым и карбонатно-глинистым цементом. Начиная с глубины 485 м и ниже в разрезе появляются песчаники, слабосцементированные до песков, от крупнозернистых до мелкозернистых, серые, светло-серые, в основном кварцевые, форма зерен окатанная, угловато-окатанная, участками встречается карбонатный цемент. В шламе из интервала 530 м были встречены единичные фораминиферы нижней части

готеривского яруса *Astacolus assurgens* Mjatl., *Reophax torus* Crespin., *Marginulina robusta* Reuss., *Lenticulina* sp. В шламе из интервала 480-505 м встречен комплекс фораминифер верхней части готеривского яруса: *Astacolus assurgens* Mjatl., *Lenticulina* aff. *karpovae* Nik., *Globulina* aff. *prisca* Reuss., *Cribrostomoides* aff. *infracretaceus* Mjatl., *Marginulina robusta* Reuss., а также встречены единичные остракоды: *Palaeocytheridea* aff. *observata* Sch., *Protocythere* aff. *triplicata* Roem.

По данным изучения шлама, верхняя часть неокомских отложений представлена глинами серовато-зелеными, на которых залегают аптские сероцветные глинистые отложения. Учитывая характерную красноцветную окраску барремских отложений, можно утверждать об отсутствии барремских отложений в скважине Курмангазы Г-1 ввиду их размыва.

Отложения апта, по данным изучения шлама, в интервале 398-470 м представлены глинами с подчиненными пластами алевролитов и песчаников, преимущественно приуроченных к верхней и средней частям разреза. Глины алевритистые, темно-серые до черных, слабоизвестковистые, мягкие, пластичные, с примесью единичных стяжений пирита (от 0,1 до 0,7-1,0 мм). Алевролиты серые, глинистые, песчанистые, умеренной твердости, редко рассыпчатые, слабоизвестковистые. Песчаники мелкозернистые, серые, светло-серые, кварцевые, зерна окатанные, с редкими зернами глауконита, с карбонатно-глинистым цементом базально-порового типа. В шламе из интервала 460-470 м встречен единый комплекс фораминифер нижней части аптского яруса: *Verneuilina* aff. *kasachstanica* Mjatl., *Verneuilina* aff. *brevis* Alek., *Epistomina carpenteri* Reuss., *Trochammina* aff. *umiatensis* Tapp., *Gavelinella infracomplanata* Mjatl., также в интервале 470 м вместе с аптскими фораминиферами встречены остракоды барремского возраста *Protocythere propria* Shar. В шламе из интервала 410-450 м встречен единый комплекс фауны фораминифер верхней части аптского яруса: *Hoeglundina aptiensis* Mjatl., *Mjatliukaena gaultina* Bert., *Mjatliukaena* aff. *chapmani* Mjatl., *Saccammina testideformabilis* Bul. Толщина аптского яруса в скважине Курмангазы Г-1 составляет 72 м, на площади Каражанбас – 76-126 м и на площади Каламкас – 105-141 м.

Отложения альбского яруса вскрыты в интервале 254-398 м и представлены глинами с редкими маломощными прослойками известняков, с пластом песчаника толщиной 13 м в верхней части разреза, с единичными маломощными прослоями песчаников в нижней части разреза. Глины темно-серые до черных, углистые, алевритистые, участками слабоизвестковистые, редко в нижней части разреза с включениями зерен пирита, средне крепкие, плотные в верхней части, мягкие в нижней части разреза. Песчаники мелкозернистые серые, светло-серые, кварцевые в верхней части, кварц-полевошпатовые в нижней части разреза, от средне- до слабосцементированных, на карбонатно-глинистом цементе базального типа. Известняки тонко-мелкокристаллические, светло-серые, с редкими вкраплениями перекристаллизованного кальцита. В шламе из интервала 320-390 м встречен единый комплекс фораминифер, характерный для нижней части альбского яруса: *Gaudryina filiformis* Bert., *Gaudryina* aff. *gradata* Dert., *Haplophragmoides rosaceuss* Subb., *Hoeglundina pseudoaptiensis* Mjatl., *Ammobaculites agglutinans* Orb. В шламе из интервала 260-300 м встречен единый комплекс фораминифер верхней части альбского яруса: *Epistomina* aff. *dorsoplana* Mjatl., *Gumbe-*

litria evgeniae Vass., *Lenticulina* aff. *macrodisca* Mjatl. Толщина альбских отложений в скважине Курмангазы Г-1 составляет 144 м, на площади Каламкас – до 340 м, а на площади Каражанбас – от 141 м до 483 м.

Нижнемеловые отложения в скважине Курмангазы Г-1 перекрыты верхнемеловыми отложениями, представленными отложениями сеноманского и сенон-туронского ярусов. Аналогичные по стратиграфическому объему отложения верхнего мела в Бозашинском поднятии установлены только на площади Каламкас, на площадях Каражанбас, Северные Бузачи и Северный Каражанбас они размыты. Сеноманские отложения сложены песчаниками мелкозернистыми, серыми, кварцевыми, от средне- до слабосцементированных, на карбонатно-глинистом цементе базального типа, с маломощным прослоем глин алевритистых, темно-серых до черных, углистых, слабо известковистых. В шламе из интервала 250 м встречен комплекс фораминифер сеноманского яруса верхнего мела: *Gavelinella cenomanica* Brot., *Arenobulimina minima* Vass., *Epistomina* aff. *postdorsoplana* Vass., *Globorotalites* sp. Толщина сеноманского яруса в скважине Курмангазы Г-1 составляет 16 м, на площади Каламкас – 79-110 м. Отложения сенон-туронского ярусов представлены известняками, в нижней части разреза с прослоями глин. Известняки тонко-мелкокристаллические, белые, с редкими вкраплениями перекристаллизованного кальцита. Глины светло-коричневые, серые, темно-серые, алевритистые, известковые, плотные. Толщина пород сенон-туронского ярусов в скважине Курмангазы Г-1 составляет 103 м, на месторождении Каламкас колеблется в пределах 50-160 м.

По сейсмическим данным, на Курмангазы отложения верхнего мела присутствуют повсеместно, в сводовой части площади они частично размыты и имеют сохранившиеся толщины до 30-50 м, на склонах толщины они увеличиваются до 150-200 м. На временных разрезах четко видно, что верхнемеловые отложения в данном районе перекрыты с угловым несогласием неогеновыми отложениями в виде врезов.

Литература

Айзенштадт Г.Е.-А., Пинчук И.А. 1961. Южно-Эмбинская 2 и Тугаракчанская 5 опорные скважины // Труды ВНИГРИ. Вып. 184. Л.: Гостоптехиздат. 294 с.

Улановская Т.Е., Зеленщиков Г.В., Шилин А.В. 2006. Юра и нижний мел российского сектора Каспийского моря. Новочеркасск: ООО НПО «Темп». 60 с.

Шестоперова Л.В., Турков О.С., Пронин А.П. 2008. Перспективы нефтегазоносности мезозойских отложений Среднего Каспия // Геология, география и глобальная энергия. № 1. Астрахань: Изд. дом «Астраханский университет». С. 90-92.

РАННЕГОТЕРИВСКИЙ КОМПЛЕКС ДИНОЦИСТ ИЗ ПРОДУКТИВНЫХ ПЛАСТОВ ЧЕРКАШИНСКОЙ СВИТЫ ПРИОБСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (ЗАПАДНАЯ СИБИРЬ)

О.В. Шурекова[1], Е.С. Разумкова[2]
ФГУ НПП «Геологоразведка», Санкт-Петербург,
[1]lyoliksh@gmail.com, [2]elena.razumkova@gmail.com

EARLY HAUTERIVIAN DINOCYST ASSEMBLAGE FROM PRODUCTIVE BEDS OF THE CHERKASHINSKAYA FORMATION OF THE PRIOBSKOYE FIELD, THE WESTERN SIBERIA

O.V. Shurekova[1], E.S. Razumkova[2]
FGU NPP «Geologorazvedka», Saint-Petersburg,
[1]lyoliksh@gmail.com, [2]elena.razumkova@gmail.com

Биостратиграфическое расчленение отложений и выделение реперов, дающих основу для детальной (в том числе по пластам) корреляции отложений, имеют важнейшее значение при изучении перспективных на залежи углеводородов районов. Несмотря на признанный высокий стратиграфический потенциал диноцист, исследованию морского микрофитопланктона нижнего мела Западной Сибири посвящено немного работ. Поэтому любые данные по новым, ранее не изученным районам имеют большое значение.

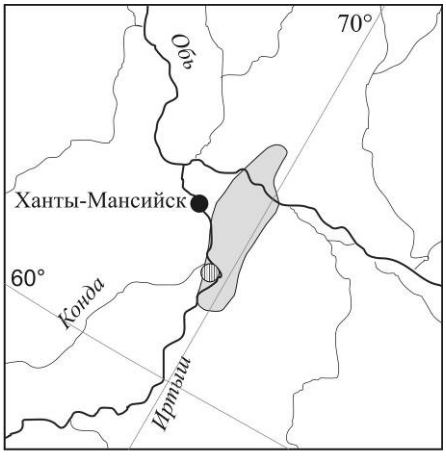
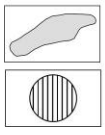


Рис. 1. Район исследования.



В данной работе приводятся первые результаты палинологических исследований южной части Приобского месторождения Западной Сибири (рис. 1), вскрывших нижнемеловые продуктивные пласты АС9.0, АС9.1, АС10.0, АС10.1, АС10.2, АС11.1, АС11.2 (нижняя подсвита черкашинской свиты).

Более 160 образцов керна из 18 скважин южно-приобского участка были отобраны и обработаны. В результате изучения микрофитофоссилий (спор, пыльцы, диноцист и пресноводных водорослей) установлено два самостоятельных палинокомплекса: спорово-пыльцевой и комплекс диноцист. Проведенный анализ таксономического состава спорово-пыльцевого комплекса и сравнение его с известными по литературным данным палинокомплексами позволили предположить довольно широкий валанжин-готеривский возраст вмещающих отложений.

Наиболее ценным результатом исследования является выделенный комплекс диноцист Pseudoceratium anaphrissum, Batioladinium longicornutum (табл. 1). Среди диноцист преобладают представители рода *Muderongia*: *M.* ex gr. *simplex*,

M. australis Helby, *M. mcwhaei* forma A Cookson and Eisenack, emend. Helby, emend. Monteil, *M. staurota* Sarjeant, emend. Monteil, *M. tetracantha* (Gocht) Alberti, *M. tabulata* sensu Monteil (Raynaud) Monteil, *M.* cf. *tomaszowensis* Riding, Poulsen, Bailey, *M. endovata* Riding. Единично встречены *Batioladinium* sp., *B. micropodum* (Eisenack and Cookson) Brideaux, *B. longicornutum* (Alberti) Brideaux, *B. varigranosum* (Duxbury) Davey, *B. jaegeri* (Alberti) Brideaux, *Phoberocysta neocomica* (Gocht) Millioud, *Kleithriasphaeridium eoinoides* (Eisenack) Davey, *Pseudoceratium anaphrissum* (Sarjeant) Bint, emend. Harding, *Circulodinium distinctum* (Defl. et Cooks.) Jans., *Oligosphaeridium complex* (White) Davey et Will., *O. totum* subsp. *totum* (Brid.) Lent. et Will., *Cribroperidinium* sp., *Apteodinium* sp., *Nelchinopsis kostromiensis* (Vozzhen.) Wigg., *Hystrichodinium* sp., *Cleistosphaeridium* sp. и др.

Встреченный комплекс диноцист по таксономическому составу близок к комплексу слоев с диноцистами Aptea anaphrissa – Batioladinium longicornutum (КД 10), выделенными в отложениях верхней части ахской свиты (рис. 2) Приобского структурно-фациального района Западной Сибири (Региональная стратиграфическая схема…, 2005). Кроме того, описываемый комплекс обнаруживает сходство со слоями Aptea anaphrissa, Oligosphaeridium aff. totum, Batioladinium longicornutum, установленными в нижнемеловых отложениях Широтного Приобья и датированными как верхняя часть раннего готерива на основании глубокого анализа и сравнения с зонами и слоями с диноцистами севера Западной Европы, Англии, Арктической Канады и Приполярного Урала (Пешевицкая, 2007).

В результате палинологического изучения отложений нижней подсвиты черкашинской свиты в южной части Приобского месторождения установлен комплекс диноцист, содержащий стратиграфически значимые виды, которые позволяют ограничить возрастной интервал вмещающих данный комплекс отложений как верхняя часть раннего готерива. В региональной стратиграфической схеме нижнемеловых отложений Западной Сибири (Региональная стратиграфическая схема…, 2005) в указанных отложениях присутствие данного комплекса не отражено (рис. 2). Настоящее исследование позволяет дополнить палеонтологическую характеристику нижнемеловых отложений Приобского структурно-фациального района Западной Сибири. Кроме того, выявленные аналогии между описанным комплексом и комплексом слоев с Aptea anaphrissa, Oligosphaeridium aff. totum, Batioladinium longicornutum, установленным в нижнемеловых отложениях Широтного Приобья (Пешевицкая, 2007), позволяют придать данному комплексу статус «биостратиграфического репера».

Литература

Пещевицкая Е.Б. 2007. Биостратиграфия нижнего мела севера Сибири по диноцистам // Стратиграфия. Геологическая корреляция. Т. 15, № 6. С. 28-61.

Региональная стратиграфическая схема берриас-аптских и апт-альб-сеноманских отложений Западной Сибири (2000 г.). Постановление МСК и его постоянных комиссий. 2005 / СПб. ВСЕГЕИ. Вып. 35. 41 с.

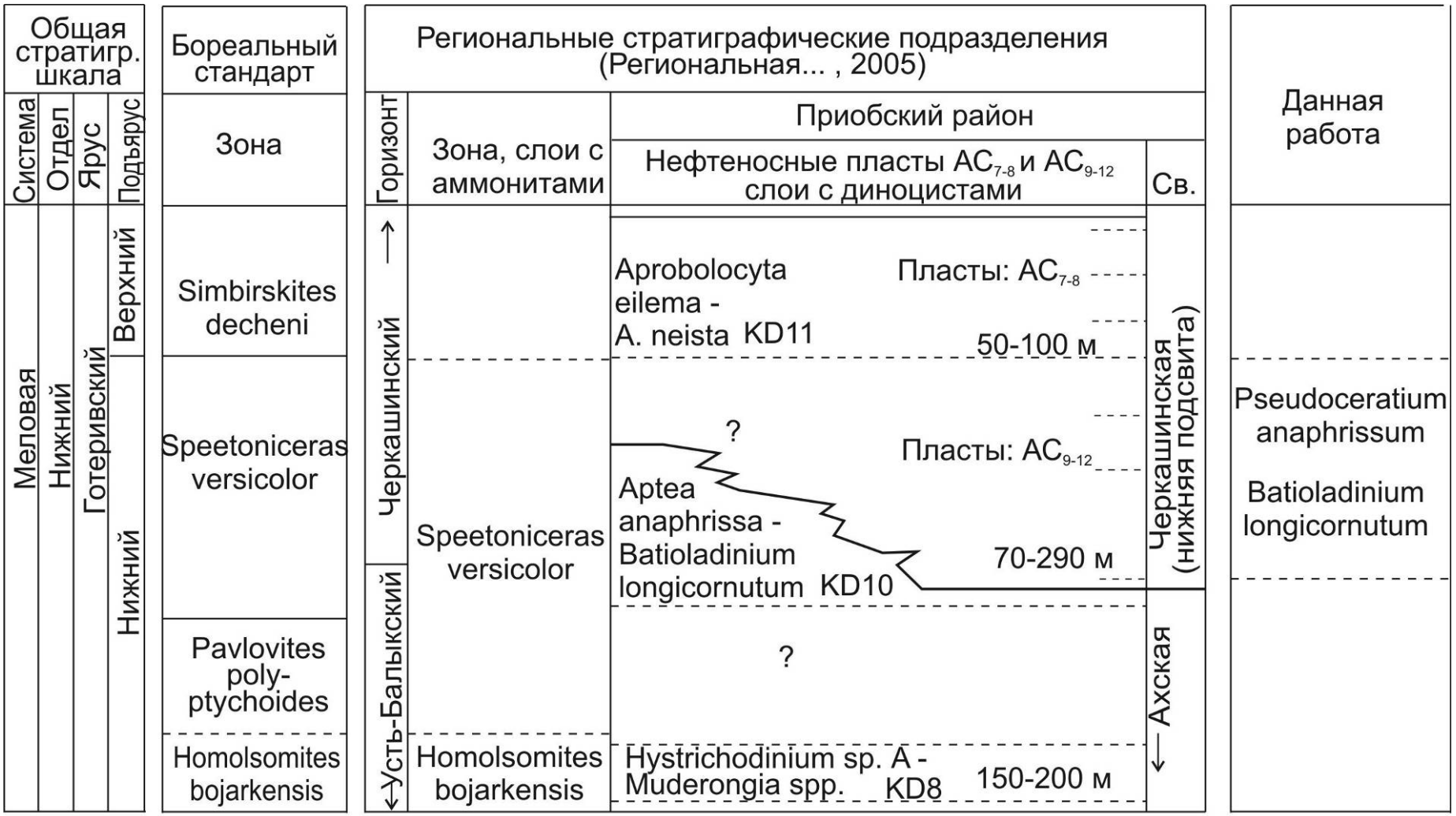


Рис. 2. Распространение комплекса диноцист в отложениях черкашинской свиты.

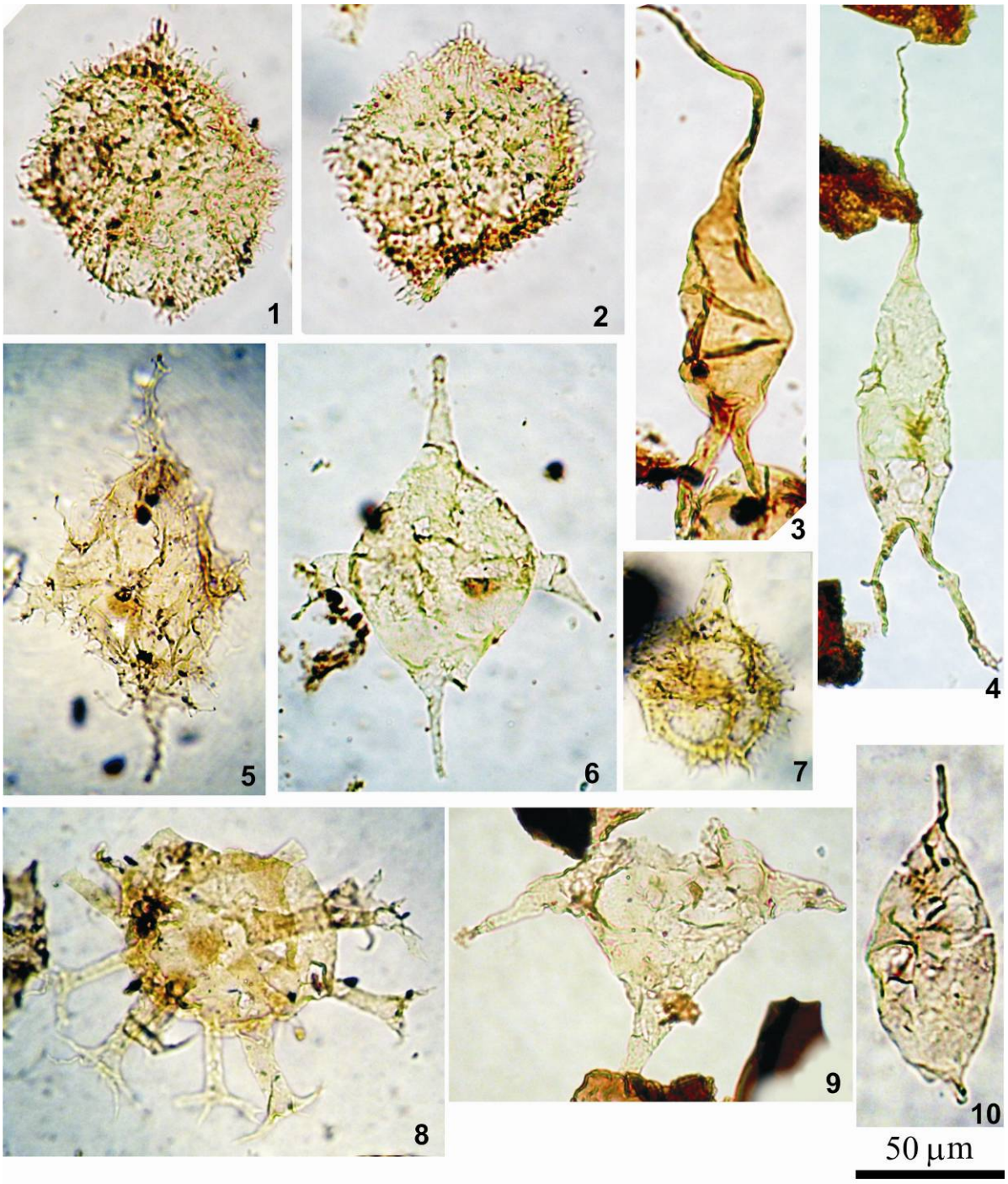


Таблица 1. Характерные таксоны комплекса ***Pseudoceratium anaphrissum, Batioladinium longicornutum***

1 - *Circulodinium distinctum* (Deflandre et Cookson) Jansonius,
2 - *Pseudoceratium anaphrissum* (Sarjeant) Bint, emend. Harding,
3, 4 - *Batioladinium longicornutum* (Alberti) Brideaux,
5 - *Phoberocysta neocomica* (Gocht) Millioud,
6 - *Muderongia australis* Helby,
7 - *Nelchinopsis kostromiensis* (Vozzhennikova) Wiggins,
8 - *Oligosphaeridium complex* (White) Davey et Williams,
9 - *Muderongia staurota* Sarjeant, emend. Monteil,
10 - *Batioladinium micropodum* (Eisenack and Cookson) Brideaux

палеоширота,
градусы

ЗОНАЛЬНОЕ РАСЧЛЕНЕНИЕ НИЖНЕМЕЛОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ РАЗРЕЗА АЙМАКИ ЦЕНТРАЛЬНОГО ДАГЕСТАНА ПО НАННОПЛАНКТОНУ

Е.А. Щербинина
Геологический институт РАН, Москва, katuniash@gmail.com

LOWER CRETACEOUS NANNOFOSSIL STRATIGRAPHY OF THE AIMAKI SECTION, CENTRAL DAGESTAN

E.A. Shcherbinina
Geolojical institute RAN, Moskow, katuniash@gmail.com

Нижнемеловые отложения Центрального Дагестана представлены мощными, ритмично построенными толщами терригенных и карбонатно-терригеных отложений, включающих многочисленные интервалы осадков, в различной степени обогащенных органическим веществом. В ходе геологической съемки 50-60-х годов было проведено детальное изучение нижнемеловых макрофаунистических остатков (аммонитов, брахиопод и пелеципод), позволившее обосновать ярусное и зональное расчленение отложений (Ренгартен, 1961; Мордвилко, 1962 и др.). Позже К.Г. Самышкиной (1983) было предложено зональное расчленение нижнемеловых отложений по фораминиферам. Нами было впервые изучен известковый наннопланктон верхневаланжинского-туронского интервала разреза, обнажающегося на западном склоне г. Баримеэр у с. Аймаки и проведено расчленение отложений по наннопланктонным зональным схемам (Roth, 1978; Bralower et al., 1995 – для нижнего мела; Sissingh, 1977; Perch-Nielsen, 1985, Burnett, 1998 – для сеномана).

Наннофоссилии распределены в отложениях изученного интервала крайне неравномерно. В преимущественно терригенной валанжинской-нижнеаптской части разреза остатки наннопланктона были обнаружены лишь на отдельных интервалах или в изолированных прослоях карбонатных глин и песчаников, начиная с верхнего апта наннопланктон присутствует постоянно и составляет значительную часть карбонатного компонента осадков.

Основание разреза сложено темными алевролитами и песчаниками гапшиминской свиты, нижняя часть которой лишена наннофоссилий (см. рис. 1). Они появляются только в песчанистых известняках, дающих ярко выраженный уступ в склоне на окраине села. Это пока еще довольно бедный комплекс, представленный небольшим числом видов. Исчезновение *Tubodiscus verenae* позволяет установить границу зон NK3/NC4A, отвечающую границе валанжинского и готеривского ярусов. В перекрывающих карбонатных аргиллитах наннопланктонная ассоциация становится значительно богаче (до 33 видов), в ней присутствуют довольно многочисленые гемипелагические наннокониды и высока доля тепловодных *Rhagodiscus* spp. По появлению *Lithraphidites bollii* устанавливается подошва подзоны NC4a/NC4b. Отсутствие *Cruciellipsis cuvellieri* не позволяет отбить границу зон NC4/NC5, а исчезновение *L. bollii* отвечает границе подзон NC5B/NC5C. В карбонатных алевро-аргиллитах позднеготеривской подзоны

NC5B залегает 1,5-метровый пласт черных сланцев, очевидно, соответствующий «аноксическому» событию Фараони (Faraoni Level).

В вышележащей песчанистой толше левашинской свиты и нижней части гундаринской свиты (показаны на рис. 1 частично) наннопланктон полностью отсутствует и появляется вновь лишь в средней части гундаринской свиты под 12-метровой пачкой монотонных зеленовато-серых песчаников. По первому появлению *Eprolithus floralis* здесь устанавливается подошва позднеаптской зоны NC7. Однако, поскольку сама песчаниковая пачка исключительно бедна наннопланктоном, дробное расчленение этой части разреза невозможно, и его возраст определяется интервалом подзон NC7A-B. Нижняя граница подзоны NC7C проводится, по-видимому, почти в основании хаджалмахинской свиты (выше последнего горизонта с карбонатными конкрециями) по появлению *Rhagodiscus achlyostaurion*. Начиная с этого уровня породы становятся все более карбонатными, постепенно исчезает алевритистость и появляется отчетливая ритмичность, комплексы наннопланктона увеличивают свою численность и видовое разнообразие.

Граница аптского и альбского ярусов установлена в базальной темноцветной пачке хаджалмахинской свиты (рис. 2), содержащей плохо выраженные прослои серых мергелей, по появлению *Prediscosphaera columnata* (граница зон NC7/NC8). Самая верхняя часть этой пачки (~ 11 м) относится к подзоне NC8A. Появление *Hayesites albiensis* в основании хорошо выраженного сгущения пластов светлых известняков позволяет установить нижнюю границу подзоны NC8B. Разделить подзоны NC8B и NC8C в разрезе Аймаки довольно сложно, поскольку вид-индекс этой границы *Tranolithus orionatus* имеет здесь продолжительную историю становления и очень трудно отделить уровень появления типичных представителей этого вида от предковых *Tranolithus praeorionatus*, различающихся между собой практически только размерами. В этом интервале залегают несколько прослоев, обогащенных органическим веществом, очевидно, коррелирующиеся с разными эпизодами события OAE1b. Последовательное появление в вышележащих отложениях *Axopodus albianus* и *Eiffellithus monechiae* позволяет отбить подошвы подзон NC9A и NC9B соответственно. В верхней части этого интервала залегает чернослацевый горизонт, сопоставимый с событием OAE1c. Самая верхняя часть хаджалмахинской свиты отвечает позднеальбской подзоне NC10A, нижняя граница которой устанавливается по появлению *Eiffellithus turriseiffelii*. В этом интервале вновь появляется алевритистость, свидетельствующая об обмелении бассейна, и также присутствует интервал осадков, обогащенных органическим веществом, соотносимый с событием OAE1d.

Граница альба и сеномана, по-видимому, может совмещаться с подошвой аймакинской свиты, вблизи которой появляется *Gartnerago theta*, чье первое появление примерно совпадает с границей аммонитовых зон dispar/mantelli. Нижние ~17 м свиты относятся к подзоне NC10B, а вышележащие нижнесеноманские отложения – к подзоне CC9C (Sissingh, 1977; Perch-Nielsen, 1985), выделяемой по появлению *Corollithion kennedyi*, или нерасчлененным из-за отсутствия *Gartnerago segmentatum* зонам UC1-2 (Burnett, 1998). Основание среднесеноманской зоны UC3 (= нижней части CC10A) установлено по появлению *Lithraphidites acutus*.

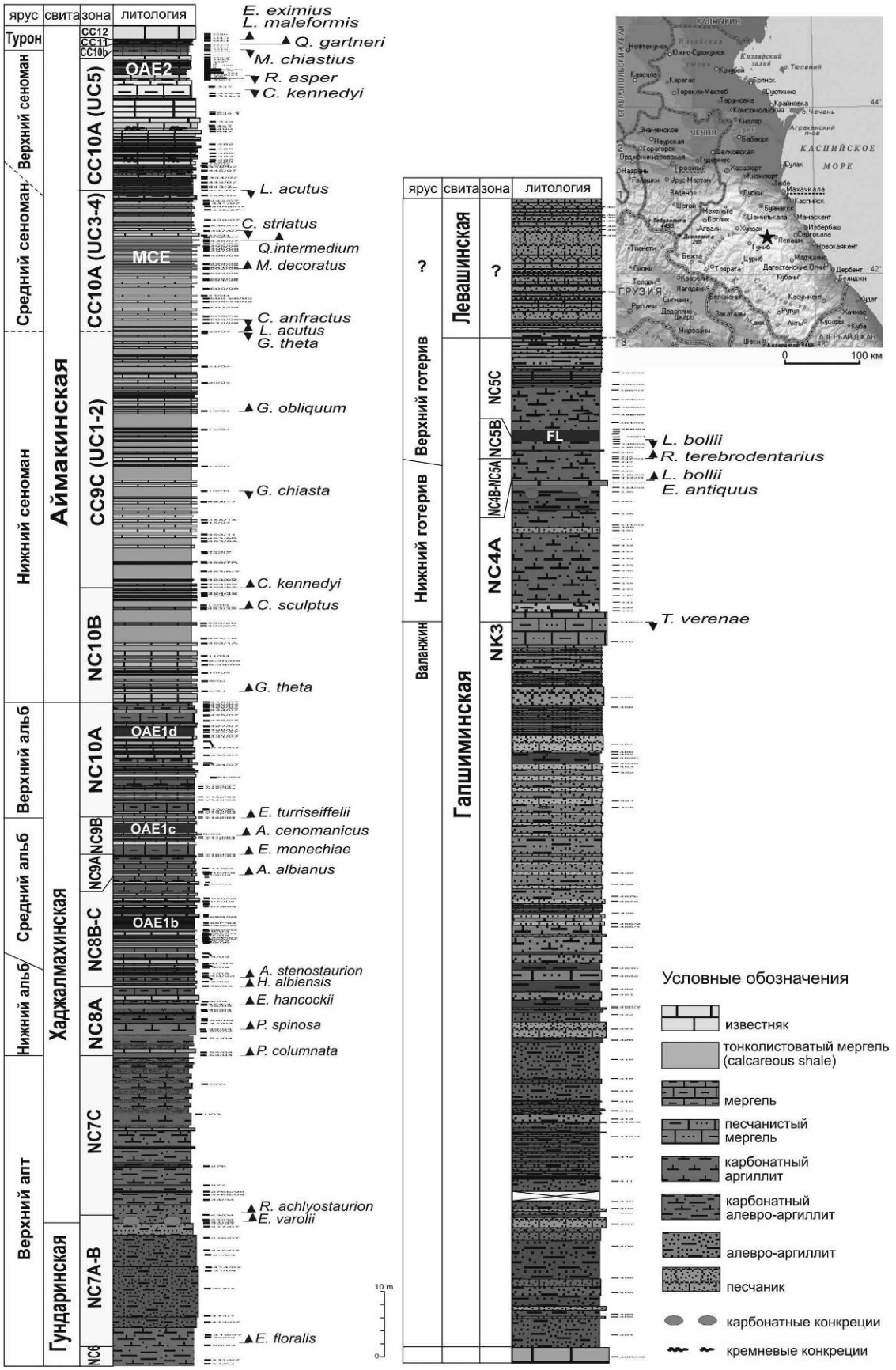


Рис. 1. Литология и зональное расчленение валанжинских-сеноманских отложений разреза Аймаки по наннопланктону. Положение разреза на карте показано звездочкой

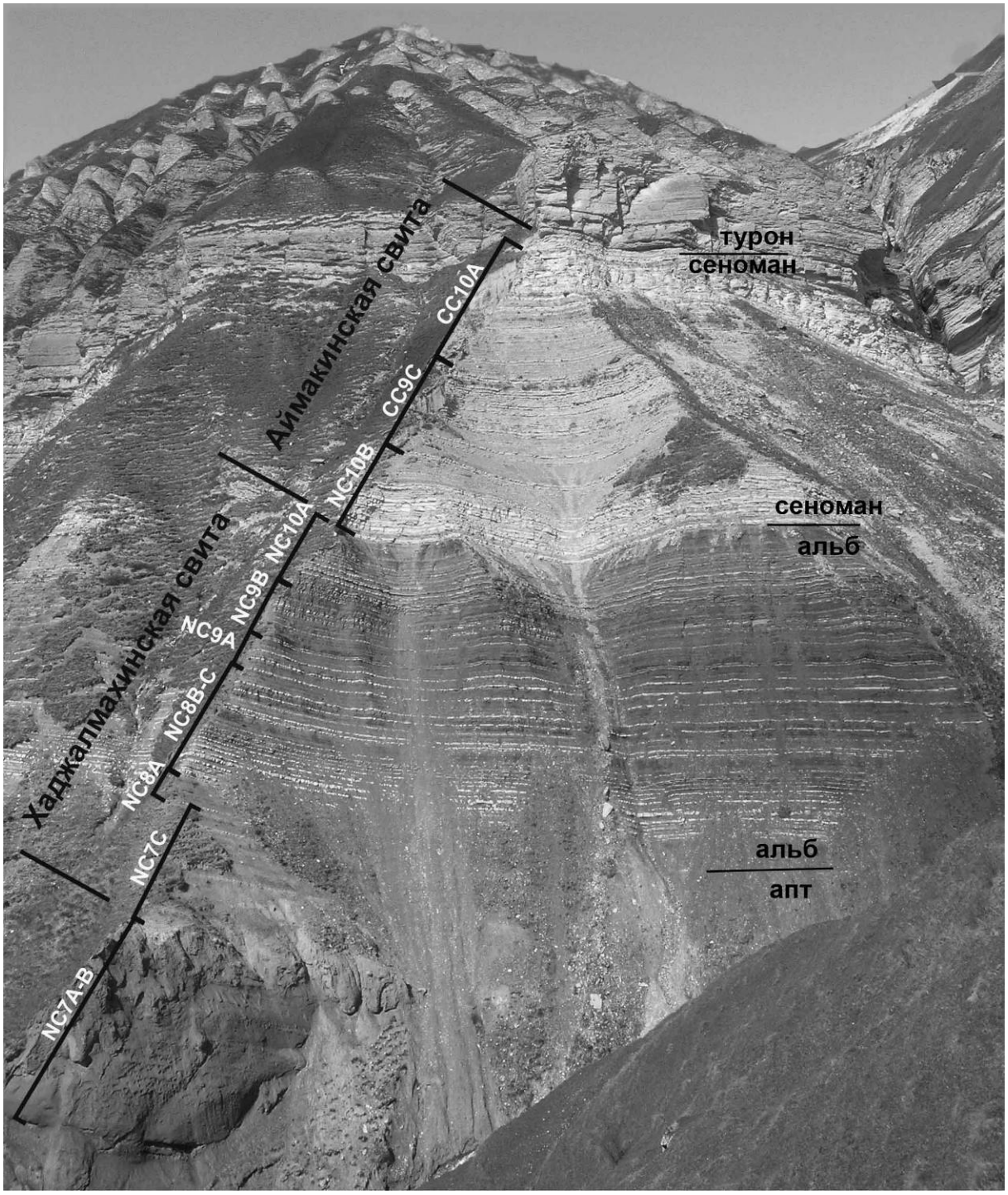


Рис. 2. Зональное расчленение отложений хаджалмахинской и аймакинской свит (верхний апт-нижний турон) по наннопланктону

Граница зон UC3/UC4 не может быть установлена из-за существенно более позднего появления *Cylindralithus biarcus* в разрезе. В середине этого нерасчлененного интервала присутствует серия черносланцевых пластов, сопоставляющаяся со среднесеноманским событием (MCE). Нижняя граница позднесеноманской зоны UC5 установлена по исчезновению *L. acutus*. Граница сеноманского и туронского ярусов (CC10A/CC10B) установлена в ~ 1,8 м ниже кровли хаджалмахинской свиты по исчезновению *Microstaurus chiastius*. В 3 м ниже этого уровня залегает пласт черных сланцев (80 см), сопоставимый с событием OAE2. Появление *Quadrum gartneri* в ~0,9 м ниже кровли свиты отвечает подошве зоны CC11.

Таким образом, изучение наннопланктона нижнемеловых отложений разреза Аймаки показало принципиальную возможность использования зональных шкал по этой группе на территории Восточного Кавказа и ее высокий потенциал для детальной зональной стратиграфии.

Работа выполнена благодаря финансовой поддержке РФФИ (проект № 09-05-00872).

Литература

Мордвилко Т.А. 1962. Нижнемеловые отложения юго-восточных районов Северного Кавказа и Предкавказья. М.- Л.: Изд-во АН СССР. 280 с.

Ренгартен В.П. 1961. Опорные разрезы нижнемеловых отложений Дагестана. М.-Л.: Изд-во АН СССР.

Самышкина К.Г. 1983. Фораминиферы и стратиграфия меловых отложений Восточного Кавказа. М.: Наука. 168 с.

Brallower, T.J., Leckie R.M., Sliter W.V., Thierstein H.R. 1995. An integrated Cretaceous microfossil stratigraphy // Society of Economic Palaeontologists and Mineralogists, Spec. Publ., № 50, 65-79.

Burnett J.A. 1998. Upper Cretacous // Bown P.R. (Ed.). Calcareous nannofossil biostratigraphy. Chapman and Hall. London. 132-199.

Perch-Nielsen K. 1985. Mesozoic calcareous nannofossils // Bolli H.M., Saunders J.B., Perch-Nielsen K. (Eds.). Plankton stratigraphy. Cambridge Univ. Press. P. 329-426.

Roth P.H. 1978. Cretaceous nannoplankton biostratigraphy and oceanography of the northwestern Atlantic ocean // Benson W.E., Sheridan R.E. (Eds.). Initial Reports of DSDP. V. 75. P. 651-655.

Sissingh W. 1977. Biostratigraphy of Cretaceous calcareous nannoplankton // Geologie en Mijnbouw. № 56. P. 37-65.

НОВЫЕ ДАННЫЕ В ИЗУЧЕНИИ ТОРЕЙСКОЙ ВПАДИНЫ (ВОСТОЧНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ)

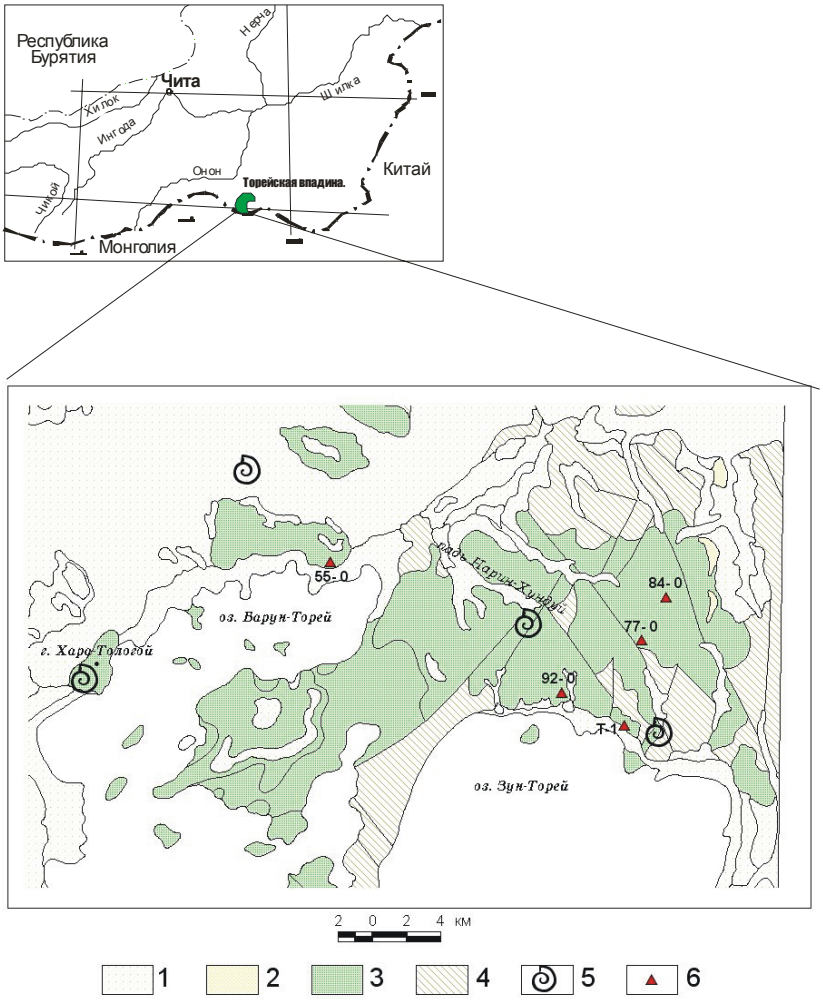
Н.Г. Ядрищенская[1], А.В. Куриленко[1,2], Р.А. Коростовский[2], Н.И. Раитина[1]
[1]*ФГУГП «Читагеолсъемка», Чита, Alena_Kurilenko@mail.ru*
[2]*Геологический научный центр ЧитГУ, г.Чита, rk_rk@mail.ru*

NEW DATA IN STUDYING OF THE TOREJSKY HOLLOW (EASTERN TRANSBAIKAL)

N.G. Yadrischenskaya[1], A.V.Kurilenko[1,2], R.A. Korostovsky[2], N.I. Raitina[1]
[1]*State Geological Unitary Enterprise «Chitageolsyomka", Chita Alena_Kurilenko@mail.ru;*
[2]*Geological centre of science of Chita State University, Chita, rk_rk@mail.ru*

На юге Забайкальского края в районе озёр Зун-Торей и Барун-Торей расположена Торейская впадина, выполненная нижнемеловыми вулканогенно-осадочными образованиями, относимыми к тургинской свите. Она представляет собой обширную округлой формы котловину, большая часть которой занята озерами и террасами, разделяющими и окружающими эти озёра (рис.).

Первые сведения о геологическом строении данного района относятся к XVII-XVIII векам, но ее планомерное изучение началось только в начале XX века. В 1895-1901 гг. на описываемой площади проводились исследования геологами Забайкальской горной партии (А.П. Герасимов, А.Э. Гедройц, Э.Э. Анерт и др.) под общим руководством В.А. Обручева, которым составлена геологическая карта района масштаба 1:680000 по материалам А.П. Герасимова, посетившего Харанорское буроугольное месторождение, хребет Адун-Челон и район Торейских озёр. Геологическое строение территории трактовалось как крупный батолит гранита, перекрытый новейшими излившимися породами. В 1929 г. В.Н. Рудневым, проводившим геологическую съемку масштаба 1:200000 в пределах Борзинского района, терригенные отложения Торейской впадины отнесены к третичным, а перекрывающие их базальты с конгломератами в основании датированы позднетретичным временем. В 1932-33 гг. С.В. Комиссаров, на основании находок в горизонте глинистых сланцев бранхиопод *Esteria middendorfii* Jones (определения Б.И. Чернышова), двустворчатых моллюсков и рыб, отнес отложения Торейской впадины к нижнему мелу. Д.Д. Савченко (1937) здесь же собраны остатки двустворчатых моллюсков (*Valvata suturalis* Grabau, *Cyrena* cf. *altiformis* Grabau), характерных, по мнению Е.С. Раммельмейера, для раннего мела. Вмещающие отложения отнесены к тургинской свите, в составе которой выделены два горизонта: нижний, состоящий из конгломератов и песчаников (30-50 м) и верхний – переслаивания сланцев, песчаников и известняков с фауной (100 м). Залегающий выше покров базальтов с конгломератами в основании считался третичным. В 1940-46 г. Н.Е. Кудрявцевой («Спецгео») большая часть третичных конгломератов датирована ранним мелом на основании того, что среди них обнаружена пачка с растительными остатками раннемелового облика.



Условные обозначения:
Распространение отложений: 1 – квартера, 2 – неогена, 3 – мела (тургинская свита, средняя подсвита), 4 – девона; места отбора: 5 – фауны, 6 – проб на изотопный анализ

Рис. Схематическая геологическая карта района озёр Барун-Торей и Зун-Торей (Торейская впадина)

В 1958-59 гг. на территории Торейской впадины Забайкальской геофизической экспедицией проведены гравиметрическая съёмка масштаба 1:200000, ВЭЗ и электропрофилирование, позволившие установить мощность меловых отложений. В составляющих впадину мульдах она достигает 600-1000 м, а на поднятых участках – 50-250 м.

По данным геологического картирования масштаба 1:200000, проведенного Чербяновой и др. в 1965-66 гг., отложения впадины выделены в торейскую свиту, расчлененную на три ритмичных толщи: нижюю – конгломератовую, среднюю – песчаниково-алевролитовую и верхнюю – вулканогенную. Изотопное датирование покрова базальтов калий-аргоновым методом составило 120 млн лет. В тонкообломочных породах обнаружены обильные захоронения остракод и немногочисленные отпечатки конхострак, моллюсков и рыб. Остатки собраны

преимущественно из скважины и, в меньшей степени, обнажения г. Хара-Тологой. С.М. Синица установила по остракодам два резко отличающихся друг от друга комплекса: нижний – усуриоциприсовый и верхний, в котором присутствуют циприды, лимноциприды, тимириазевии и ликоптероциприсы (Синица, 1969а, 1969б). Комплекс в целом в современной номенклатуре (переопределение: С.М. Синица, 1999) представлен следующими видами: *Darvinula oblonga* (Roemer), *Cypridea unicostata* Galeeva, *C. vitimica* Galeeva, *C. impolita* Galeeva, *C. kizhingensis* Scoblo, *C. voluptaria* Sinitsa, *Lycopterocypris infantilis* Lubimova, *Ussuriocypris ussurica* Mandelstam, *Limnocypridea toreiensis* Sinitsa, *Yumenia punctilataeformis* (Lubimova), *Y. prinadai* (Mandelstam), *Y. conculae* (Lubimova), *Timiriasevia polymorpha* Galeeva, *Mongolianella khamariniensis* Galeeva. Большая часть видов остракод является доминантами тургинского регионального биостратиграфического горизонта, некоторые формы встречаются, кроме того, в вышезалегающей кутинской свите. Моллюски, по заключению Ч.М. Колесникова, характеризуют отложения верхнетургинского подгоризонта. Они представлены видами, широко распространёнными в нижнемеловых отложениях Монголии, Китая, Западной Сибири, Приверхоянья и Дальнего Востока. Наиболее часто встречающимися являются лимноцерены, мелкие гастроподы и униониды.

В 1992 г. С.М. Синицей проведены сборы органических остатков на северном берегу оз. Зун-Торей. Среди потоков лав обнаружены прослои алевролитов и песчаников с остракодами, конхостраками, домиками ручейников и растительными остатками, а в районе г. Хара-Тологой (северо-западный берег оз. Барун-Торей) собраны остатки остракод, моллюсков и рыб. Результаты работ не опубликованы.

Ф.М. Ступак, проводивший исследования Торейского лавового покрова в 2000 г., отмечает, что толща расчленена на множество разновеликих блоков разрывными нарушениями и имеет тектонический контакт с фундаментом, тогда как предшественники фиксировали нормальные стратиграфические контакты. Вслед за Л.Ф. Чербяновой и С.М. Синицей он рассматривает вулканогенно-осадочные отложения окружения Торейских озер в качестве торейской свиты.

В 2009 г. отложения Торейской впадины изучались авторами в составе Цасучейской партии, проводившей геологическое доизучение площади масштаба 1:200000. Из терригенных отложений, развитых по пади Нарин-Хундуй, собраны остракоды – *Darwinula* sp., *Cypridea* sp., *Timiriasevia polymorpha* Mand., *Limnocypridea absondida* Lubimova, *Ussuriocypris abunda* Mand., *U. ussurica* Mand., *U. musulevi* Mand. (определение И.И. Тетериной). На северо-западном берегу оз. Барун-Торей (район г. Хара-Тологой) в туфоалевролитах найдены остатки рыб – *Lycoptera middendorffii* Muller (определение Р.А. Коростовского), остракод – *Ussuriocypris abunda* Mand., *U. ussurica* Mand. (определение И.И. Тетериной) и моллюсков. Определенные виды остракод распространены в нижнемеловых отложениях Восточного Забайкалья и в юго-восточной части МНР (цаганцабская свита). Остатки представителей рода *Lycoptera* в Забайкалье встречаются в тургинских отложениях довольно часто и, кроме того, широко распространены в нижнемеловых отложениях на территории Китая и Монголии. В Забайкалье *Lycoptera middendorffii* Muller входит в состав комплекса Bairdestheria – Lycoptera – Ephemeropsis trisetalis, характеризующего среднюю часть тургинского биостратиграфического горизонта.

В результате обобщения материалов предшественников и собственных наблюдений выяснено, что разрез впадины представлен следующим образом: в нижней части залегает толща конгломератов и песчаников с редкими прослоями и линзами алевролитов и аргиллитов; выше – толща переслаивания песчаников, алевролитов, аргиллитов и известняков с остатками фауны; верхняя часть выполнена базальтами. Базальтовый покров, занимающий основную часть впадины, состоит из перемежаемости многочисленных слоёв вулканогенных и туфогенно-осадочных пород. Формирование лавовой толщи происходило в процессе неоднократных поступлений глубинных расплавов на дневную поверхность, после чего они растекались на большой площади, создавая субгоризонтально залегающие потоки. В наиболее обнажённых частях отдельные потоки лав прослежены по простиранию без заметных изменений мощности и элементов флюидальности, что свидетельствует о выровненном рельефе поверхности во время формирования покрова. Из низов, середины, верхов базальтового покрова и рвущих его интрузий Ф.М. Ступаком отобраны пробы на определение изотопного возраста K-Ar методом. Анализ выполнен в лаборатории изотопной геохимии и геохронологии ИГЕМ РАН (2010 г.). Возраст базальтов по нескольким определениям составляет 101-129 млн лет (табл.):

Таблица

№ лаб.	№ авт.	Анализир. материал	Калий, % ± σ	$^{40}Ar_{рад}$ (нг/г) ± σ	Возраст, млн лет ± σ
14863	55-0	вал	2,34±0,03	19,90±0,06	119± 3
14864	77-0	вал	2,35±0,03	16,87± 0,10	101± 3
14865	84-0	вал	2,46±0,03	21,42± 0,11	121± 3
14866	92-0	вал	2,70± 0,03	22,13±0,08	115± 3
14867	Т-1	вал	2,02±0,03	18,66± 0,06	129± 4

Таким образом, выяснено, что вулканизм в районе Торейских озёр продолжался 28 млн лет. Основной базальтовый покров формировался около 10 млн лет (129-119 млн лет), после чего он дважды прорывался субвулканическими дайками. Более ранние дайки плагиофировых базальтов внедрялись спустя 4 млн лет после формирования потока (115 млн. лет), поздние – штоки афировых базальтов – спустя 18 млн лет (101 млн лет).

В легенде к Государственной геологической карте Российской Федерации масштаба 1:200000 (1998 г.) принято трехчленное строение тургинской свиты. По совокупности данных о вещественном составе, изотопных и палеонтологических датировках вулканогенно-осадочные образования, выполняющие Торейскую впадину, отнесены нами к среднетургинской подсвите.

Литература

Синица С.М. 1969а. Биостратиграфическое расчленение и корреляция разрезов верхнего мезозоя Центрального и Восточного Забайкалья // Изв. Забайкальск. фил. Геогр. о-ва СССР. Т. V, вып. 2. С. 35-49.

Синица С.М. 1969б. Биостратиграфия верхнего мезозоя Центрального Забайкалья по остракодам // Изв. Забайкальск. фил. Геогр. о-ва СССР. Т. V, вып. 4. С. 12-18.

МААСТРИХТСКИЕ ОТЛОЖЕНИЯ В РАЙОНЕ РЕКИ ДАРЬИ (СЕВЕРНЫЙ КАВКАЗ) – СТРОЕНИЕ И УСЛОВИЯ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ

Е.В. Яковишина, М.В. Коротаев
[1]*Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова*
yakovishina@mail.ru

MAASTRICHT DEPOSITS IN THE RIVER DARYA (NORTH CAUCASUS) – STRUCTURE AND CONDITIONS OF SEDIMENTATION

E. Yakovishina, M. Korotaev
Lomonosov Moscow State University,
yakovishina@mail.ru

Стратиграфии верхнемеловых отложений, обнажающихся на Северном склоне Кавказа, было посвящено в 1950-1960 годах сравнительно небольшое число опубликованных работ: сводки Д.В. Дробышева (1951), М.М. Москвина (1959, 1962), статьи М.М. Москвина, М.М. Павловой (1960) и других авторов. В них приводились материалы по стратиграфии верхнего мела различных районов северного склона. Верхнемеловая фауна этой области описывалась в работах С.А. Доброва (1951), Н.Н. Субботиной (1950), К.А. Астафьевой, С.А. Доброва, Н.И. Маслаковой, М.М. Москвина, Д.П. Найдина, М.М. Павловой, Н.А. Пославской, В.Н. Шиманского и др. (Геология СССР, 1968).

Выходы верхнего мела на северном склоне Кавказа протягиваются узкой полосой, вдоль которой они обычно образуют асимметричную гряду, более пологую на западе (междуречье Лаба-Уруп) и постепенно повышающуюся в восточном направлении (Эльбурганские высоты, хребты Пастбищный, Дарьинский) к Джиналскому хребту, за которым эти возвышенности вновь понижаются (рис. 1).

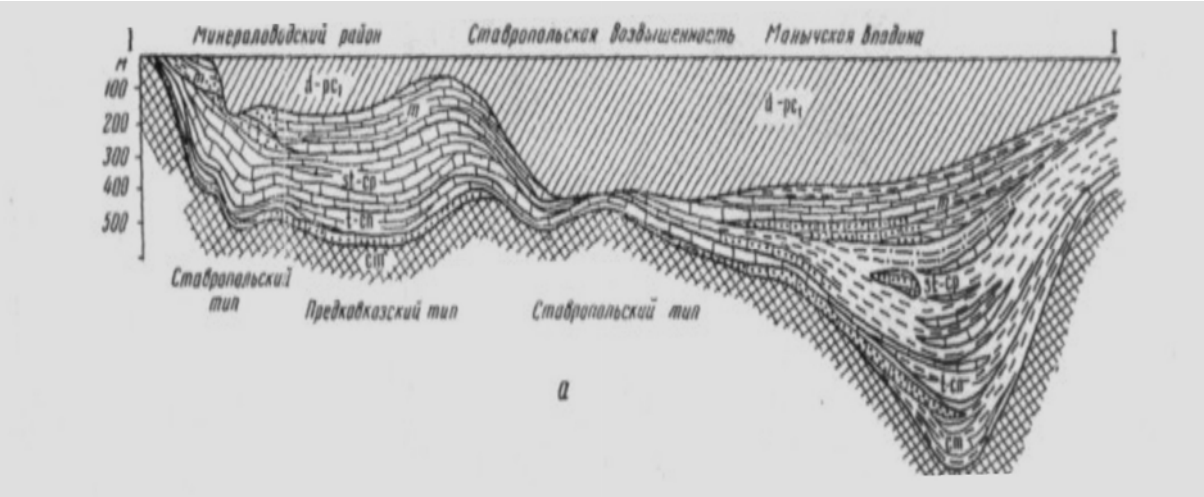


Рис. 1. Разрезы комплекса отложений верхнего мела центрального района Северного Кавказа (по М.М. Москвину)

Вся эта область характеризуется пологим моноклинальным залеганием верхнемеловых слоев, лишь местами осложненных небольшими складками.

Маастрихтский ярус представлен преимущественно известняково-мергельными и в меньшей степени песчано-известняковыми отложениями изменчивой мощности от 15-20 м на западе до 150-170 м в разрезах Кубани и Кумы и вновь уменьшается до 100-110 м на востоке. Изменения в строении этого яруса отмечаются не в районе бассейна р. Черек, как в более древних отложениях мела – до кампана включительно, а западнее, в бассейне р. Малка.

Между реками Ходзь и Малая Лаба нижний Маастрихт отсутствует и на кампане несогласно залегают известковистые глауконитовые песчаники, переходящие вверху в сильнопесчанистые известняки. Встречаются *Spatagoides striatoradiatus* Leske, *Echinocorys ciplyensis* Lamb., *Conulus magnificus* O r b. *Cyclaster integer* S e u n., *Catopygusconformis* Desor.* На некоторых участках эти отложения не отмечаются и кампанские отложения перекрываются аргиллитами абазинской свиты палеоцена. Восточнее, между Малой и Большой Лабой, маастрихтские отложения отсутствуют и на известняках нижнего кампана (с *Micraster schroederi)* залегают мергели эльбурганской свиты (Мезозойско-кайнозойские комплесы, 1988). Восточнее, от Большой Лабы до р. Дарья, Маастрихт представлен преимущественно известняковой толщей. Мощность ее быстро увеличивается от 20-25 м на правобережье Большой Лабы до 55-65 м на Большом Тегине, 100-110 м на Большом Зеленчуке, 140-150 м в долине Кубани и 170 м в разрезе Кумы, а затем вновь понижается до 110 м в разрезе по р. Дарья. Нижняя половина Маастрихта в этих разрезах слагается светло-серыми алевритистыми слабоглауконитовыми неравноплитчатыми известняками с прослойками (менее 1 см) зеленовато-серого мергеля и прослоями (до 8-10 см), сложенными тонкочередующимися известняками и мергелями. В этих слоях содержатся *Discoscafthites constrictus* Sow., *Neancyloceras retrorsum* Schlut, *Baculites vertebralis* L a m., *Belemnella lanceolata* S c h 1 o t h., *Inoceramus sagensis* Owen, *In, convexus* Meek, *Seunaster alias* S e u n., *Echinocorys pyramidatus* P o r t L., *Echinocorys vulgaris* Leske, *Para-micraster ciplyensis* Lamb., *Galeaster sumbaricus* Posl., *Austinocrinus radiatus* A n t h., *A. meyni* S t o 11. и др. (Верхний мел юга СССР, 1986).

Нами был подробно исследован разрез реки Дарья с целью уточнения литологического и фаунистического состава пород и восстановления условий формирования отложений и палеогеографических реконструкций. Разрез реки Дарья представлен флишеподобным чередование известняков и мергелей. Граница с подстилающими отложениями не установлена, верхняя граница с датскими отложениями представлена как стратиграфическим так и структурным несогласием.

Мощность маастрихтских отложений в разрезе р. Дарья составляет около 100 м.

В нижней части разреза отложения выделяется ритмичное чередование светло-серых плотных известняков с прослоями глинистых мергелей, данные отложения, вероятно, являются Заюковской свитой.

1. Известняки светло-серого цвета, толстоплитчатые, массивные, с незначительной примесью терригенного материала алевритовой и тонкопесчаной размерности, в рельефе образуют характерные уступы. Мощность прослоев от 20 до 50 см. Для данных отложений характерны многочисленные ходы илоедов, мно-

гочисленные ходы раков. К этим прослоям приурочены многочисленные находки фауны: ежи, аммониты, губки, брахиоподы.

2. Прослои мергелей темно-серого цвета, песчанистые, тонко-плитчатые. Мощность прослоев составляет от 5-15 см. Для данных отложений характерно ожелезнение, тонкая горизонтальная слоистость, а также характерны находки ежей плохой, хорошей и средней сохранности, ожелезнение по ходам илоедов.

Вверх по разрезу мощность светло-серых (1) увеличивается, мощность прослоев мергелей (2) сокращается. Верх по разрезу количество терригенной примеси увеличивается, количество макрофауны сокращается.

Приблизительно в 7-9 м от кровли разреза характер отложений меняется. В разрезе выделяется слой с ритмичным чередованием серых глинистых известняков и темно-серых глинистых мергелей. Слои известняков – 10-20 см, глинистых мергелей – 5-7 см. Характерной особенностью выделенного слоя является изменение цвета отложений (более темный), тонкая ритмичность отложений, количество макрофауны резко сокращается – найдены единичные ядра ежей плохой сохранности. Для прослоев мергелей характерно присутствие примазок органического вещества. По данным проведенного регеноскопического анализа минерального состава пород, состав терригенной примеси резко меняется обр. 207-1 (табл.). Преобладают слюды и полевые шпаты, что свидетельствует об изменении источника сноса.

В кровле разреза выделяется мощной слой песчаного известняка светло-серого цвета, плотного, массивного. Вышележащие отложения датского возраста резко отличаются по литологическому составу, текстурным и структурным характеристикам и представлены темно-серыми мергелями.

Таблица

Результаты минералогического анализа состава пород рентгенографическим методом

№ п/п	Номер образца	Минеральный состав					
		Смектит	Иллит	Хлорит	Кальцит	Кварц	Полевые шпаты
1	203-1				93,6	6,4	0,0
2	204-1				89,6	10,4	0,0
3	204-2				87,2	9,3	0,0
4	205-3		3,4		83,0	14,9	0,0
5	206-1		2,1		85,9	11,0	0,0
6	207-1	8,4	3,0	1,7	26,8	47,7	6,7
7	207-2				98,9	1,1	0,0

Таким образом, по результатам проведенных исследований можно предположить, что маастрихтские отложений накапливались в условиях мелководного шельфа, при низкой гидродинамике и незначительном привносе терригенного материала, глубина бассейна не превышала 200 м. К концу маастрихта отмечается увеличение привноса терригенного материала и уменьшение глубины бассена. Однако можно отметить, что в конце маастрихта отмечается трансгрессия

моря, увеличение глубины бассейна и изменение источников сноса. Разрез Маастрихтских отложений в районе р. Дарья не полный, в кровле выделено структурное несогласие, что вероятно, свидетельствует о тектонических движениях в конце Маастрихтского времени в данном районе. Для детальной реконструкции палеогеографических условий будут проведены дальнейшие исследования.

Работа проводилась при поддержке гранта РФФИ № 05-08-0283.

Литература

Верхний мел юга СССР. 1986. М.: Наука. 227 с.

Геология СССР. 1968. Северный Кавказ. Геологическое описание / В.Л. Андрущук (ред.). М.: Недра. Т. IX, часть 1. 759 с.

Мезозойско-кайнозойские комплексы Предкавказья (строения и корреляция). 1988. М.: Наука. 93 с.

СЛЕДЫ ЖИЗНЕДЕЯТЕЛЬНОСТИ ДОННЫХ ОРГАНИЗМОВ В НИЖНЕМЕЛОВЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ КРЫМА: ТАКСОНОМИЧЕСКИЙ, СТРАТИГРАФИЧЕСКИЙ И ИХНОФАЦИАЛЬНЫЙ АНАЛИЗ

Б.Т. Янин[1], Е.Ю. Барабошкин[2]
Московский государственный университет, Москва
[1]*yanin-ab@mail.ru,* [2]*barabosh@geol.msu.ru*

TRACE FOSSILS OF BENTHIC FAUNA IN THE EARLY CRETACEOUS OF THE CRIMEA: TAXONOMIC, STRATIGRAPHIC AND ICHNOFACIAL ANALYSIS

B.T. Yanin[1], E.J. Baraboshkin[2]
Moscow State University, Moscow
[1]*yanin-ab@mail.ru,* [2]*barabosh@geol.msu.ru*

В настоящее время ихнология вызывает огромный интерес у геологов, ей посвящены тысячи научных публикаций. В нашей стране число таких публикаций невелико. Вместе с тем на кафедре палеонтологии МГУ благодаря многолетним целенаправленным исследованиям, собрана уникальная коллекция ихнофоссилий из Крыма, монографическая обработка которой интересна с различных точек зрения, в первую очередь стратиграфической, палеоэкологической и палеогеографической. Авторы в своем сообщении излагают предварительные результаты изучения данной коллекции, касающиеся ее нижнемеловой части.

Следы жизнедеятельности бентосных животных в отложениях нижнего мела Крыма распространены очень широко. Они характеризуются значительным морфологическим, таксономическим и экологическим разнообразием, встречаются практически во всех интервалах разреза и во всех типах пород, образовавшихся в различных палеогеографических обстановках раннемелового крымского моря. В литературе приведены лишь единичные сведения о находках нижнемеловых крымских ихнофоссилий и краткие описания некоторых из них (О.С. Вялов, Р.Ф. Геккер, И.В. Ильин, В.М. Цейслер, Б.Т. Янин). Отдельные авторы указывают находки тех или иных ихноструктур при описании конкретных разрезов (Е.Ю. Барабошкин, Л.Е. Вишневский, Н.И. Лысенко, Б.Т. Янин и др.).

В настоящее время установлено присутствие в нижнемеловых отложениях Крыма 28 ихновидов, относящихся к 20 родам, 10 семействам и 3 отрядам. Здесь имеются в виду только те ихнофоссилии, которые найдены непосредственно на поверхности или внутри слоя (инкрустации и сверления почти не рассматриваются). Следы жизнедеятельности принадлежат организмам из трех систематических групп: высших ракообразных, червей и двустворчатых моллюсков. По этологической классификации А. Зейлахера (Seilacher, 2007) среди изученных ихнофоссилий по образу жизни и трофическому фактору установлено 4 группы: домихнии – жилища-постройки ракообразных, двустворчатых моллюсков и некоторых червей, фодинихнии – ходы и норы червей-грунтоедов, репихнии – следы ползания по поверхности дна и агрихнии – структуры фермерства.

Таксономический состав. Здесь нами приводятся только паратаксономические названия уже известных родов (новые роды не упоминаются): *Thalassinoides* Ehrenberg, 1944, *Ophiomorpha* Lundgren, 1891, *Cylindrichnus* Toots in Howard, 1966, *Gyrolithes* Saporta, 1884 (норы ракообразных: раков или крабов); *Chondrites* Sternberg, 1833, *Planolites* Nicholson, 1873, *Palaeophycus* Hall, 1847, *Helminthopsis* Heer, 1877, *Spirorhaphe* Fuchs, 1895, *Rhizocorallium* Zenker, 1836, *Zoophycos* Massalongo, 1855, *Taenidium* Heer, 1877, *Stelloglyphus* Vialov, 1964, *Petaloglyphus* Vialov in Vialov, Gorbach et Dobrovolskaya, 1964, *Haentzschelinia* Vialov, 1964 (ходы и норы червей), *Paleodictyon* Meneghini, 1851 (структура фермерства, скорее всего, червей); *Lithophagolites* Vialov (норы двустворок-камнеточцев).

Стратиграфическое распространение ихнофоссилий. Как показано на рисунке, распределение ихнофоссилий по разрезу нижнемеловых отложений региона весьма неравномерное. Также неравномерно они распространены и в различных фациях. Наибольшее таксономическое разнообразие отмечено для нижнего берриаса (10 ихнородов), представленного фациями склона и подножья карбонатной платформы в Восточном и Юго-Западном, и позднеальбскими эстуариевыми фациями (6 ихнородов) в Юго-Западном Крыму.

Ихнофации. В целом, распределение ихнотаксонов достаточно хорошо отражает последовательность ихнофаций, разработанную А. Зейлахером, и дополненную многочисленными последователями. По существующим данным в крымских разрезах нижнего мела устанавливается присутствие почти всех известных ихнофаций, за исключением Skoyenia и Oldhamia (рис.).

Мелководные отложения были развиты на обширных участках крымского моря (район Второй и Третьей гряд) в берриасе-раннем готериве и среднем – позднем альбе (Барабошкин, 2005), поэтому для здесь преобладающими ихнофациями являются Skolithos и Glossifungites, иногда – Cruziana. Ихнофация Trypanites широко развита в подошве практически всех раннемеловых отложений, которые перекрывают Первую гряду Крымских гор, образованную известняками. В связи с резким углублением бассейна в позднем готериве – апте (Барабошкин, Энсон, 2003), преобладающими ихнофациями становятся Cruziana, Zoophycos и Nereites с признаками придонной аноксии. Эти же ихнофации типичны и для всего глинистого разреза нижнемеловых отложений Первой гряды Крымских гор, а также разрезов Юго-Восточного Крыма, которые на протяжении всего раннего мела формировались на относительном глубоководье (Барабошкин, 2005).

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (гранты 10-05-00276, 10-05-00308).

Литература

Барабошкин Е.Ю. 2005. Палеогеография Восточно-Европейской платформы и ее южного обрамления в раннем мелу // Очерки по региональной геологии России. Вып. 1. М.: Геокарт, ГЕОС. С. 201-232.

Барабошкин Е.Ю., Энсон К.В. 2003. Палеобатиметрия валанжинско-аптского бассейна Горного Крыма по индексам прочности раковин аммонитов // Вестн. МГУ. Сер. 4. Геол. № 4. С. 8-17.

Seilacher A. 2007. Trace Fossil Analysis. Springer-Verlag, Berlin. 226 p.

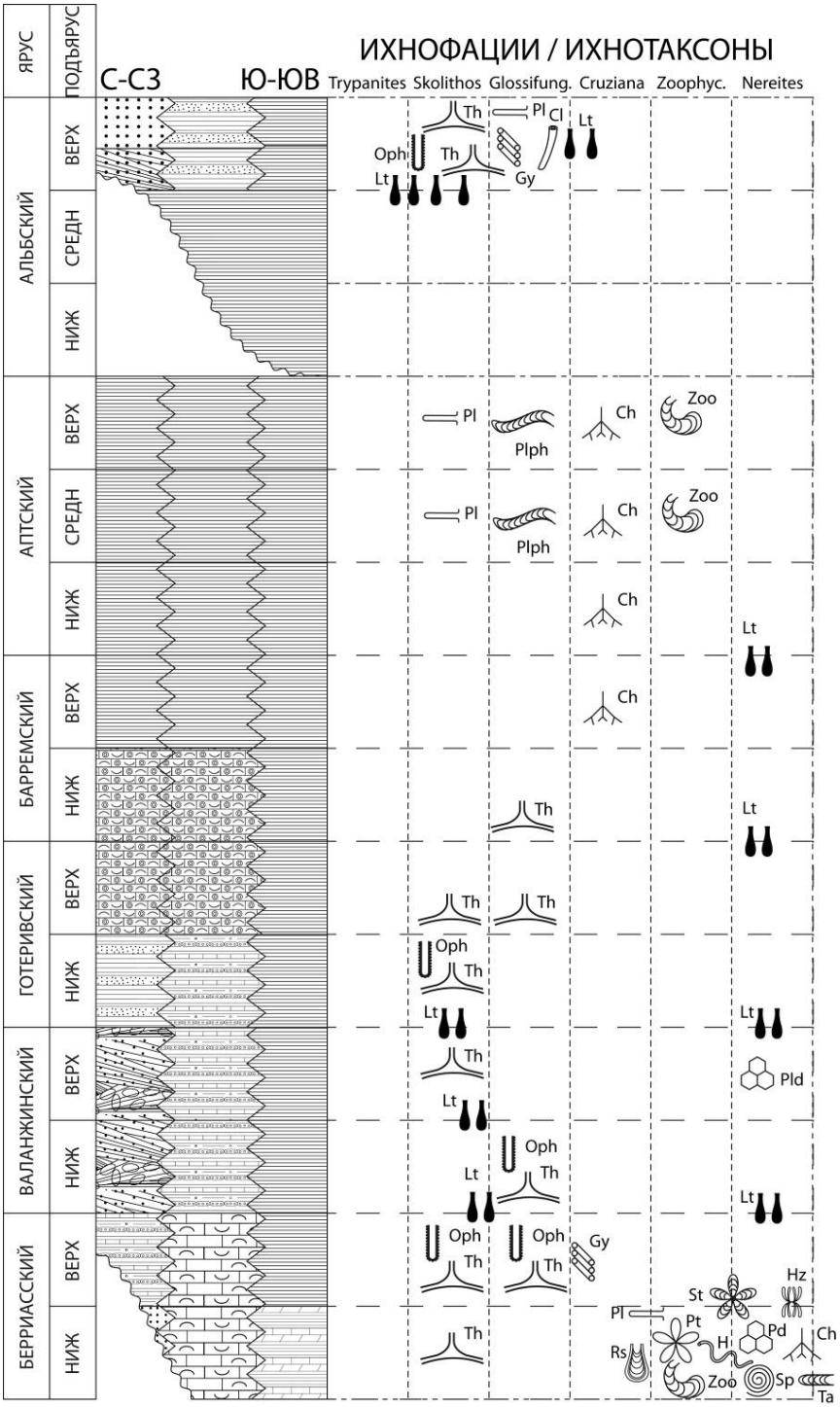


Рис. Распределение ихнофоссилий и ихнофаций в сводном разрезе нижнемеловых отложений Крыма

Условные обозначения типов пород стандартные. Буквами и символами обозначены: **норы ракообразных**: *Thalassinoides* (Th), *Ophiomorpha* (Oph), *Cylindrichnus* (Cl), *Gyrolites* (Gy); **норы и ходы червей**: *Chondrites* (Ch), *Planolites* (Pl), *Palaeophycus* (Plph), *Häentzschelinia* (Hz), *Stelloglyphus* (St), *Petaloglyphus* (Pt), *Helminthopsis* (H), *Taenidium* (Ta), *Rhizocorallium* (Rz), *Zoophycos* (Zoo), *Spirorhaphe* (Sp); **структура фермерства**: *Paleodictyon* (Pd); **норы двустворок-камнеточцев на поверхностях «каменного и твердого дна», биогермов и валунов**: *Lthophagolites* (? = *Gastrochaenolites*) (Lt)

СОДЕРЖАНИЕ

От организаторов 5

Алексеев А.С., Копаевич Л.Ф., Беньямовский В.Н., Барабошкин Е.Ю.
Профессор Дмитрий Павлович Найдин (1919–2009) и его роль
в изучении стратиграфии и палеонтологии верхнего мела России 6

Александрова Г.Н., Ярошенко О.П., Щербинина Е.А.
Диноцисты, наннопланктон и миоспоры аптских отложений разреза Аймаки,
Центральный Дагестан 32

Алексеев А.С., Вишневская В.С., Олферьев А.Г.
О нижнем возрастном пределе хотьковского горизонта (верхний мел)
Подмосковья (по данным радиоляриевого анализа) 37

Алексеев В.П., Федоров Ю.Н., Амон Э.О., Лебедев А.И.
Фации и седиментология раннего апта в районе Кечимовского
месторождения (широтное Приобье Западной Сибири) 41

Амон Э.О., Алексеев В.П., Федоров Ю.Н., Лебедев А.И., Хуснуллина Г.Р.
Литология и фации позднего апта Красноленинского НГР
(Западная Сибирь)..... 45

Аркадьев В.В., Багаева М.И., Гужиков А.Ю., Маникин А.Г.,
Перминов В.А., Ямпольская О.Б.
Новые данные по био- и магнитостратиграфии
титона – берриаса Феодосийского района Горного Крыма..... 49

Атабекян А.А.
Ревизия аммонитов позднего мела России и ближнего зарубежья.
Статья 1. «*Neancyloceras*» aff. *pseudoarmatum* Schlüter 54

Афонин М.А.
Ископаемые древесины *Xenoxylon* из нижнемеловых отложений
Дальнего Востока России..... 59

Багаева М.И., Гужиков А.Ю., Ямпольская О.Б.
Результаты исследований анизотропии магнитной восприимчивости
титона-берриаса Горного Крыма..... 63

Барабошкин Е.Ю., Ефимов В.В., Михайлова И.А.
Первая находка гетероморфного аммонита в верхнем готериве Поволжья..... 67

Барабошкин Е.Ю., Михайлова И.А., Ткачук Г.А.
Пограничные отложения баррема и апта Северного Кавказа
и их значение для проведения границы между ними..... 71

Беньямовский В.Н.
Проблемы верхней границы кампанского яруса и его
подъярусного деления на Восточно-Европейской платформе..... 75

Беньямовский В.Н., Садеков А.Ю., Акимов С.И.
Этапы развития S*tensioeina* и *Neoflabellina* (бентосные фораминиферы)
в позднем мелу Восточно-Европейской платформы..... 79

Березин А.Ю.
Новый плезиозавр Cimoliasauridae из раннего мела
(готерив) Чувашии центра Русской платформы 84

Березин А.Ю.
К вопросу о краспедитах (Craspeditidae) со сглаженной
полосой на вентральной стороне раковины 88

Благовещенский И.В., Шумилкин И.А.
Брюхоногие моллюски из барремских отложений
Ульяновского Поволжья и их стратиграфическое значение 92

Богданова Т.Н., Аркадьев В.В.
Род *Retowskiceras* (Neocomitidae, Ammonoidea) из берриаса
Горного Крыма и его стратиграфическое значение 96

Богданова Т.Н., Лобачева С.В., Пинчук Т.Н.
Егоян Владимир Левонович (краткие страницы жизни
и геологической деятельности) 100

Бойко Н.И., Голубова Н.В.
О роли фитопланктоногенного органического вещества в формировании
верхнемеловых карбонатных отложений Северного Кавказа..... 105

Вишневская В.С.
Корреляция верхнемеловых разрезов Восточно-Европейской области
по радиоляриям 108

Гогин Я.И.
Новые данные о диноцистах ханты-мансийской свиты альба
Березово-Тюменского района Западной Сибири..... 112

Головинова М.А., Янин Б.Т.
Гигантские гастроподы *Leviathania* и *Tuberleviathania* из берриаса Крыма..... 116

Гончаров А.Б., Рубан Д.А.
Геологическое свидетельство позднеготеривского аноксического события
на Западном Кавказе..... 118

Гриненко В.С., Девятов В.П., Шурыгин Б.Н.
Нижний мел нижней Лены: расчленение и корреляция
(восток Сибирской платформы) 121

Дзюба О.С.
Белемниты и корреляция пограничных юрско-меловых
отложений Северной Сибири и Северной Калифорнии 125

Ефимов В.М.
Нижний мел Ульяновской области. Изучение его палеофауны
на базе Ундоровского палеонтологического музея..... 130

Ефимов Д.В., Комаров В.Н.
Первая находка фрагментов скелета ихтиозавра рода *Jasykovia*
в валанжине Крыма..... 132

Еремеев В.В., Еремеев Н.В.
Анализ фаций верхнеберриасовых нижневаланжинских отложений Севера Западной Сибири..... 136

Еремеев В.В., Еремеев Н.В.
О закономерностях развития Атлантического и Западно-Сибирского осадочного бассейна в раннем мелу 140

Жабин А.В., Звонарев А.Е., Дмитриев Д.А.
Новая трактовка генезиса глин аптских отложений Воронежской антеклизы .. 142

Захаров В.А., Митта В.В.
Аммониты и двустворчатые моллюски в рязанском горизонте: биогеографическая структура и пути миграции..... 146

Захаров Ю.Д., Смышляева О.П., Танабэ К., Попов А.М., Шигэта Ю., Маэда Х.
Широтный температурный градиент для Северного полушария коньякского времени (изотопные данные по беспозвоночным Корякского нагорья и Хоккайдо) 151

Здобнова Е.Н.
Палинологическая характеристика аптских отложений в разрезах Северного Каспия (на примере Ракушечной площади)..... 155

Зорина С.О.
Реконструкция тектоно-эвстатического режима на востоке Русской плиты в раннем мелу на основе литолого-батиметрического моделирования 159

Игольников А.Е.
Новые находки аммонитов из берриаса п-ва Нордвик 163

Ипполитов А.П.
О необычном фрагмоконе (Cephalopoda, Coleoidea) из барремских отложений Горного Крыма 166

Исаева Н.А.
Развитие сеноман-туронской биоты фораминифер Северо-Восточного Кавказа в связи с абиотическими факторами.....174

Калякин Е.А., Сельцер В.Б., Брехов В.В.
Коллекция позднемеловых эхиноидей (морские ежи) из фондов Вольского краеведческого музея 179

Каменцев Л.И.
Белемниты пограничных отложений юры и мела Ярославской области 182

Каримова Л.А.
Местная стратиграфическая схема верхнемеловых отложений Южно-Оршанской структурно-фациальной зоны (Беларусь) 184

Карпук М.С., Тесакова Е.М.
Нижнемеловые остракоды разреза Верхоречье (ЮЗ Крым)..... 188

Клайн Б.И., Куражковский А.Ю., Куражковская Н.А.
Модель распределения длительностей полярных интервалов
как критерий для оценки качества разных вариантов
магнитостратиграфических шкал меловой системы 192

Копаевич Л.Ф.
Роль планктонных фораминифер в стратиграфии верхнего мела
Восточно-Европейской платформы и Мангышлака 196

Копаевич Л.Ф., Беньямовский В.Н., Алексеев А.С., Яковишина Е.В.
Граница мела-палеогена от мелководного шельфа до континентального склона
в восточной части Черного моря: ассоциации фораминифер и литофации 200

Копаевич Л.Ф., Вишневская В.С.
Фораминиферы и радиолярии из коньяк-сантонских отложений
разреза Урух (Северная Осетия) 203

Крапивенцева В.В.
Секвенсстратиграфический анализ и цикличность седиментации
меловых отложений Буреинского осадочного бассейна (Хабаровский край).... 206

Куражковский А.Ю., Куражковская Н.А., Клайн Б.И.
Некоторые закономерности в изменениях характеристик магнитного поля
в меловом периоде 210

Лебедева Н.К.
Палиностратиграфия верхнемеловых отложений юга Западной Сибири 214

Лещинский С.В., Лялюк К.П., Иванцов С.В.
Первые результаты комплексных палеонтолого-стратиграфических
исследований динозавровых местонахождений в долине
р. Большой Терехтюль (Красноярский край, Россия) 218

Лобачева С.В.
Значение морских ежей надотряда Spatangacea для расчленения
и корреляции нижнемеловых отложений области Тетис 222

Лыюров С.В., Селькова Л.А.
Юрско-меловые фосфоритоносные отложения Республики Коми 226

Любимова Т.В., Бондаренко Н.А.
Детальная стратиграфия флишевых отложений 228

Манцурова В.Н.
Стратиграфия апта и альба Северного Каспия 232

Малиновский А.И.
Литология и обстановки формирования раннемеловых отложений
Журавлевского террейна (Центральный Сихотэ-Алинь) 239

Малёнкина С.Ю.
Седиментология фосфоритоносных отложений Крыма 243

Малёнкина С.Ю.
Фосфориты как индикаторы резких изменений седиментационных
обстановок 247

Матвеев А.В.
Известковый нанопланктон нижнего берриаса Горного Крыма 251

Овечкина М.Н., Алексеев А.С.
Биостратиграфическое расчленение верхнего мела в разрезе Новоузенской опорной скважины (север Прикаспийской впадины) по известковому наннопланктону 257

Палечек Т.Н.
Радиоляриевый анализ меловых отложений ирунейской свиты Камчатки 261

Первушов Е.М.
Модульная организация позднемеловых гексактинеллид (Porifera) 265

Первушов Е.М., Зозырев Н.Ю.
Структурный план и геодинамика территории правобережного Поволжья в позднемеловую эпоху (стратиграфические аспекты) 269

Пещевицкая Е.Б., Рябоконь А.В.
Новые палинологические данные по разрезу Кашпир (Русская платформа): биостратиграфия и фациальный анализ 273

Пещевицкая Е.Б., Смокотина И.В.
Детальная палиностратиграфия и палеообстановки раннего валанжина юго-востока Западной Сибири (скв. Восток-4, 6-р) 278

Плетнев С.П., Мельников М.Е., Пунина Т.А., Захаров Ю.Д.
Меловые отложения гайотов Магеллановых гор (Тихий океан) 283

Рогов М.А., Захаров В.А., Ершова В.Б., Игольников А.Е.
Новые данные по биостратиграфии пограничных слоев юры и мела нижнего течения р. Лены (Якутия) 287

Савенко В.А., Мухер А.Г.
Особенности палеогеографии и седиментологии неокома юго-западных районов Западной Сибири 292

Сашнина О.В., Болотский И.Ю.
Экспозиция Палеонтологического музея АмурНЦ ДВО РАН «История исследования местонахождений меловых динозавров Приамурья» 297

Соколова Е.А.
Особенности танатоценозов позднемеловых планктонных фораминифер в периоды экстремальных и промежуточных климатических состояний океанической среды в южной части Индийского океана 301

Соловьев А.Н.
Морские ежи в стратиграфии меловых отложений: эволюционные линии, параллелизмы в эволюции, криптогенные группы, формы с уникальными признаками 306

Стародубцева И.А.
И.И. Лагузен и исследования меловых отложений Симбирского Поволжья 309

Стародубцева И.А., Курбатова Г.Н.
Эволюция взглядов на возраст «клинских» и «татаровских» песчаников Подмосковья 313

Стеньшин И.М., Шумилкин И.А.
Методика изучения морфогенеза скульптуры *Audouliceras* Thomel, 1964 из нижнего апта Ульяновского Поволжья 317

Тесакова Е.М., Манушкина А.В., Янин Б.Т.
Стратиграфическое распространение остракод в берриасских отложениях центрального Крыма 321

Урман О.С.
Двустворчатые моллюски пограничных юрско-меловых отложений Приполярного Урала 323

Ухлова Г.Д.
Применение сейсмостратиграфического анализа при реконструкции обстановок седиментации берриас-барремских отложений Западно-Сибирской плиты 327

Федорова А.А., Савельева Ю.Н.
Фораминиферы и остракоды из берриасских отложений Центрального Крыма 331

Филатова Н.И.
Палеогеографические обстановки и длительность формирования мелового Охотско-Чукотского магматического пояса 335

Цыганкова В.А., Медведева Е.П.
Условия формирования готеривских и барремских отложений Ракушечного поднятия Северного Каспия 339

Шестоперова Л.В., Пронин А.П., Братыщенко О.В.
Строение меловых отложений Курмангазинского поднятия (северная часть акватории Каспийского моря) 343

Шурекова О.В., Разумкова Е.С.
Раннеготеривский комплекс диноцист из продуктивных пластов черкашинской свиты Приобского месторождения (Западная Сибирь) 347

Щербинина Е.А.
Зональное расчленение нижнемеловых отложений разреза Аймаки Центрального Дагестана по наннопланктону 351

Ядрищенская Н.Г., Куриленко А.В., Коростовский Р.А., Раитина Н.И.
Новые данные в изучении Торейской впадины (Восточное Забайкалье) 356

Яковишина Е.В., Коротаев М.В.
Маастрихтские отложения в районе реки Дарьи (Северный Кавказ) – строение и условия осадконакопления 360

Янин Б.Т., Барабошкин Е.Ю.
Следы жизнедеятельности донных организмов в нижнемеловых отложениях Крыма: таксономический, стратиграфический и ихнофациальный анализ 364

CONTENTS

Alekseev A.S., Kopaevich L.F., Beniamovsky V.N., Baraboshkin E.Ju.
Professor Dmitriy Pavlovich Naidin (1919–2009) and his role in Upper Cretaceous stratigraphy and paleontology studies in Russia 6

Aleksandrova G.N., Yaroshenko O.P., Shcherbinina E.A.
Dinocysts, nannofossils and miospores of the Aptian deposits of Aimaki section, Central Dagestan 32

Alekseev A.S., Vishnevskaya V.S., Olferiev A.G.
On the lower limit of khotkov horizon (Upper Cretaceous) of Moscow region (based on radiolaria) 37

Alekseev V.P., Fedorov Y.N., Amon E.O., Lebedev A.I.
Early Aptian facies and sedimentology at the area of Kechimovsky oilfield (latitudinal Ob' river region in Western Siberia) 41

Amon E.O., Alekseev V.P., Fedorov Y.N., Lebedev A.I., Husnullina G.R.
Late Aptian lithology and facies in Krasnolelinsky oil region (Western Siberia) 45

Arkadiev V.V., Bagaeva M.I., Guzhikov A.Yu., Manikin A.G., Perminov V.A., Yampolskaya O.B.
New data on Tithonian – Berriasian bio- and magnetostratigraphy of Feodosia region (Mountain Crimea) 49

Atabekian A.A.
Revision of late Cretaceous ammonites of Russia and cis. Article 1. «*Neancyloceras*» aff. *pseudoarmatum* Schlüter 54

Afonin M.A.
Fossil woods of *Xenoxylon* from the Lower Cretaceous deposits of Russian Far East 59

Bagaeva M.I., Guzhikov A.Y., Yampolskaya O.B.
Results of the magnetic susceptibility anisotropy researches of Tithon-Berrias of Mountain Crimea 63

Baraboshkin E.J., Efimov V.V., Mikhailova I.A.
First find of heteromorph ammonite in the Upper Hauterivian of Volga region 67

Baraboshkin E.J., Mikhailova I.A., Tkachuk G.A.
Barremian / Aptian boundary beds of North Caucasus and their importance for determination of the boundary 71

Benyamovskiy V.N.
The problems of the upper boundary of Campanian stage and its substages division on the East-European platform 75

Benyamovskiy V.N., Sadekov A.Yu., Akimov S.I.
The stages of development of genera *Stensioeina* and *Neoflabellina* (benthic foraminifera) at the Upper Cretaceous of East-European platform 79

Berezin A.J.
New plesiosaurus Cimoliasauridae from Early Cretaceous
(Hauteriv) Chuvashiya the center of Russian platform 84

Berezin A.J.
To a question about Craspeditidae with median smooth band on outer whorl..... 88

Blagovetshenskiy I.V., Shumilkin I.A.
Gastropod mollusks from the Barremian deposits of Ulyanovsk (Volga region)
and their stratigraphic Significance 92

Bogdanova T.N., Arkadiev V.V.
Genus *Retowskiceras* (Neocomitidae, Ammonoidea) from the Berriasian
of the Mountainous Crimea and its stratigraphic significance 96

Bogdanova T.N., Lobacheva S.V., Pinchuk T.N.
Yegoyan Vladimir Levonovich (brief pages of life and geological activities) 100

Boiko N.I., Golubova N.V.
On role of phytoplanktonogenic organic matter in the formation
of the Upper Cretaceous carbonate deposits of the Northern Caucasus..... 105

Vishnevskaya V.S.
Correlation of Upper Cretaceous sequences of the Eastern European region
based on radiolarians..... 108

Gogin Y.I.
New data dinocysts from hanty-mansijskaya formation of the Albian,
Berezovo-Tumenskij region, Western Siberia..... 112

Golovinova M.A., Yanin B.T.
Gigant gastropods *Leviathania* and *Tuberleviathania*
from Berriasian deposits of the Crimean 116

Gontcharoff A.B., Ruban D.A.
Geologic evidence of the Hauterivian anoxic event in the Western Caucasus..... 118

Grinenko V.S., Devjatov V.P., Shurygin B.N.
The Lower Cretaceous of Lower Lena: breakdown and correlation
(East Siberian platform)..... 121

Dzyuba O.S.
Belemnites and correlation of the Jurassic/Cretaceous boundary
interval in Northern Siberia and Northern California..... 125

Efimov V.M.
The Lower Cretaceous of the Ulyanovsk region. Its studying
paleofauna on the basis of the Undorovsky paleontologic museum..... 130

Efimov D.V., Komarov V.N.
The first find of fragments of skeleton ichthyosaurus *Jasykovia*
in Valanginian Crimea 132

Eremeev V.V., Eremeev N.V.
Analysis of facies Top Berriasian substage – Botom Valanginian stage
adjourment of the North of Western Siberia..... 136

Eremeev V.V., Eremeev N.V.
Mechanisms of formation Atlantic and Western Siberia sedimentary bassin in Early Cretaceous 140

Zhabin A.V., Zvonarev A.E., Dmitriev D.A.
New treatment of the clays Aptions layer Voronezh anteklise..... 142

Zakharov V.A. Mitta V.V.
Ammonites and bivalves mollusks in the Ryazanian horizont: biogeographical structure and ways migration 146

Zakharov Y.D., Smyshlyaeva O.P., Tanabe K., Popov A.M., Shigeta Y., Maeda H.
Pole to equator temperature gradient for the Northern hemisphere of Coniacian time (isotopic data from invertebrates of the Koryak upland and Hokkaido) 151

Zdobnova E.N.
Palynogical characteristic of Aptian deposits of North Caspian (Rakushechnaya field) 155

Zorina S.O.
The Early Cretateous tectonic and eustaic reconstructions on the eastern Russian plate on a basis of lithologic and bathymetric modeling 159

Igolnikov A.E.
New ammonite's finds from Berriasian of the Nordvik Peninsula..... 163

Ippolitov A.P.
On unusual phragmocone (Cephalopoda, Coleoidea) fron the Barremian of Mountain Crimea 166

Isaeva N.A.
Evolution of Cenomanian-Turonian biota of foraminifers of the NE Caucasus in connection with abiotic factors 174

Kalyakin E.A., Seltser V.B., Brekhov V.V.
Collection of Late Cretaceous echinoids from the Volsk museum of natural history 179

Kamentcev L.I.
Belemnite in deposits at the Jurassic-Cretaceous boundary in the Yaroslavskaya region..... 182

Karimova L.A.
Local stratigraphic chart of the upper cretaceous of the Southern Orsha structural-facies zone (Belarus) 184

Karpuk M.S., Tesakova E.M.
Lower Cretaceous ostracodes from Verhorech'e section (Sw Crimea)..... 188

Klain B.I., Kurazhkovskii A.Yu., Kurazhkovskaya N.A.
Model of the distribution of polar intervals durations as test for the estimation of quality of different versions of magnetostratigraphic scales of Cretaceous system 192

Kopaevich L.F.
Role of planktonic foraminifers in stratigraphy of the Late Cretaceous of Eatern-European platform and Mangyshlak 196

Kopaevich L., Benyamovskiy V., Alekseev A., Yakovishina E.
Cretaceous-Tertiary bondary transect from shallow shelf to continental slope in the eastern Black sea region: foraminifer assemblages and litofacies..... 200

Kopaevich L.F., Vishnevskaya V.S.
Foraminifera and radiolaria from Coniacian-Santonian of the Urukh sequences (North Osetia) 203

Krapiventseva V.V.
Sequence stratigraphic analysis and sedimentation cyclicity of the Cretaceous deposits of the Bureya sedimentary basin (Khabarovsk territory) 206

Kurazhkovskii A.Yu., Kurazhkovskaya N.A., Klain B.I.
Some regularities in modifications of the magnetic field characteristics in the Cretaceous..... 210

Lebedeva N.K.
Upper Cretaceous palynostratigraphy of south part of Western Siberia 214

Leshchinskiy S.V., Lyalyuk K.P., Ivantsov S.V.
Initial results of complex paleontologo-stratigraphic investigations of dinosaur localities in the valley of the Bolshoy Terekhtyul river (the Krasnoyarsk region, Russia)..... 218

Lobacheva S.V.
An importance of Spatangacea superorder echinoids for distinguing and correlation of the Lower Cretceous deposits of te Tethys 222

Lyurov S.V., Selkova L.A.
Jurassic-Cretaceous phosporite deposite of the Republic of Komi 226

Lyubimova T.V., Bondarenko N.A.
Detailed stratigraphy of flysch formation..... 228

Mantsurova V.N.
Aptian and Albian stratigraphy of Northern Caspian sea..... 232

Malinovsky A.I.
Lithology and depositional settings of Lower Cretaceous deposits of the Zhuravlevka terrane (Central Sikhote Alin) 239

Maleonkina S.Yu.
Sedimentology of Crimea phosphorite-bearing deposits..... 243

Maleonkina S.Yu.
Phosphorites as indicators abrupt changes of depositional Settings..... 247

Matveyev A.V.
Calcareous nannoplankton of lower Berriasian of Mountain Crimea 251

Ovechkina M.N., Alekseev A.S.
Upper Cretaceous biostratigraphy of the Novouzensk borehole (northern edge of the Precaspian depression) by calcareous nannoplankton 257

Palechek T.N.
Radiolarian analysis of the Cretaceous Irynei formation sediments of Kamchatka ... 261

Pervushov E.M.
Modular organization of the Late Cretaceous hexactinellida (Porifera) 265

Pervushov E.M., Zozyrev N.Yu.
Structural plan andgeodynamics for the right-bank of the Volga region
during the Late Cretaceous (stratigraphical aspects) 269

Pestchevitskaya E.B., Ryabokon A.V.
New palynological data on Kashpir section (Russian platform):
biostratigraphy and facies analysis. 273

Pestchevitskaya E.B., Smokotina I.V.
Detailed palynostratigraphy and palaeoenvironments of the Early Valanginian
of south-east West Siberia (Vostok-4, r-6 wells)..... 278

Pletnev S.P., Melnikov M.E., Punina T.A., Zakharov Y.D.
Cretaceous sediments of Magellan seamounts (Pacific ocean) 283

Rogov M.A., Zakharov V.A., Ershova V.B., Igolnikov A.E.
New data on biostratigraphy of the Jurassic/Cretaceous boundary beds
of the Lena river lower reaches (Yakutia) 287

Savenko V.A., Muher A.G.
Features paleogeography and sedimentology Neocomian south-western regions
of Western Siberia..... 292

Saschnina O.V., Bolotsky I.Yu.
«The research history of pryamurie's cretaceous dinosaur localities»
exposition of palaeontological museum of Amur Scientific Center of FEB RAS 297

Sokolova E.A.
Features of thanatocenoses of Late Cretaceous planktonic foraminifers
in periods of extreme and intermediate climatic conditions ocean
environment in the southern Indian ocean..... 301

Solovjev A.N.
Echinoids in the Cretaceous stratigraphy: evolutionary lineages,
parallelisms in evolution, cryptogenic groups, forms with unique features..... 306

Starodubtseva I.A.
I.I. Lahusen and exploration of the Cretaceous near, Simbirsk, Middle Volga area 309

Starodubtseva I.A., Kurbatova G.N.
Evolution of the opinions on the Moscow region «klin»
and «tatarovo» sandstones age..... 313

Stenshin I.M., Shumilkin I.A.
Method of studying of sculpture morphohenesis in *Audouliceras* Thomel, 1964
from Lower Aptian of Ulijanovsk region 317

Tesakova E.M., Manushkina A.V., Yanin B.T.
Stratygraphic distribution of ostracods in the Berriassian deposits
of Central Crimea..... 321

Urman O.S.
The bivalves in the Jurassic/Cretaceous boundary beds of Subpolar Ural 323

Ukhlova G.D.
Application of the seismic stratigraphy for reconstruction
of facies Berrias-Barremsky strata in West Siberian plate 327

Fedorova A.A., Savelyeva J.N.
Foraminifers and ostracodes from the Berriasian of the Central Crimea 331

Filatova N.I.
Paleogeographic environments and duration of the development
of the Cretaceous Okhotsk-Chukotka magmatic belt. 335

Tsygankova V.A., Medvedeva E.P.
Hauterivian and Barremian depositional environments
of the Rakushechnaya uplift of the Northern Caspian 339

Shestoperova L.V., Pronin A.P., Bratychshenko O.V.
Structure Cretaceous deposits of Kurmangazi elevation
(northern section water area Caspian sea) 343

Shurekova O.V., Razumkova E.S.
Early Hauterivian dinocyst assemblage from productive beds
of the Cherkashinskaya formation of the Priobskoye field, the Western Siberia 347

Shcherbinina E.A.
Lower Cretaceous nannofossil stratigraphy of the Aimaki section,
Central Dagestan 351

Yadrischenskaya N.G., Kurilenko A.V., Korostovsky R.A., Raitina N.I.
New data in studying of the Torejsky hollow (Eastern Transbaikal) 356

Yakovishina E., Korotaev M.
Maastricht deposits in the river Darya (North Caucasus) –
structure and conditions of sedimentation 360

Yanin B.T., Baraboshkin E.J.
Trace fossils of benthic fauna in the Early Cretaceous
of the Crimea: taxonomic, stratigraphic and ichnofacial analysis 364

Научное издание

МЕЛОВАЯ СИСТЕМА РОССИИ И БЛИЖНЕГО ЗАРУБЕЖЬЯ:

ПРОБЛЕМЫ СТРАТИГРАФИИ И ПАЛЕОГЕОГРАФИИ

Материалы
Пятого Всероссийского совещания

23-28 августа 2010 г., г. Ульяновск

Под редакцией
Е.Ю. Барабошкина, И.В. Благовещенского

Директор Издательского центра *Т.В. Филиппова*
Подготовка оригинал-макета
Е.Ю. Власенко, Г.И. Петровой, *Л.Г. Соловьевой, Е.Г. Туженковой*
Художник обложки *М.А. Воденина*

Подписано в печать 13.08.2010. Формат 60×84/16.
Усл. печ. л. 22,0. Уч.-изд. л. 19,0.
Тираж 500 экз. Заказ № 71 /

Оригинал-макет подготовлен в Издательском центре
Ульяновского государственного университета
432000, г. Ульяновск, ул. Л. Толстого, 42

Отпечатано с оригинал-макета в Издательском центре
Ульяновского государственного университета
432000, г. Ульяновск, ул. Л. Толстого, 42

Обложка отпечатана в типографии «Колор-Принт»
432063, г. Ульяновск, ул. Ленина, 75