



*Меловая система России
и ближнего зарубежья:
проблемы стратиграфии и палеогеографии*

МАТЕРИАЛЫ СОВЕЩАНИЯ

Новосибирск
2008

*Посвящается памяти замечательного человека и ученого,
председателя комиссии по меловой системе МСК России,
профессора Владимира Анатольевича Прозоровского*



27 июня 1932 - 10 августа 2007

Российская академия наук
Сибирское отделение
Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука

Межведомственный стратиграфический комитет России
Комиссия по меловой системе

**МЕЛОВАЯ СИСТЕМА РОССИИ
И БЛИЖНЕГО ЗАРУБЕЖЬЯ:
ПРОБЛЕМЫ СТРАТИГРАФИИ И ПАЛЕОГЕОГРАФИИ**

Материалы
Четвертого Всероссийского совещания

19–23 сентября 2008 г.
г. Новосибирск

Под редакцией О.С. Дзюба, В.А. Захарова, Б.Н. Шурыгина

**CRETACEOUS SYSTEM OF RUSSIA
AND ADJACENT COUNTRIES:
PROBLEMS OF STRATIGRAPHY AND PALEOGEOGRAPHY**

Proceeding
of the Fourth All-Russian meeting

September 19–23, 2008
Novosibirsk

Edited by O.S. Dzyuba, V.A. Zakharov, B.N. Shurygin



Новосибирск
Издательство Сибирского отделения
Российской академии наук
2008

УДК 551.763+551.863
ББК 26.323
М47

ИНГГ

Меловая система России и ближнего зарубежья: проблемы стратиграфии и палеогеографии:

Материалы Четвертого Всерос. совещания, г. Новосибирск, 19–23 сентября, 2008 г. / Под ред. О.С. Дзюба, В.А. Захарова, Б.Н. Шурыгина. – Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2008. – 208 с.

Сборник содержит материалы докладов Четвертого Всероссийского совещания “Меловая система России и ближнего зарубежья: проблемы стратиграфии и палеогеографии”, посвященного памяти профессора Владимира Анатольевича Прозоровского. Обсуждаются теоретические, методические, практические вопросы стратиграфии и палеогеографии меловых отложений различных регионов России и ближнего зарубежья. Значительное внимание уделено палеонтологической характеристике и корреляции меловых отложений разных регионов, а также проблемам комплексирования различных стратиграфических методов.

Сборник представляет интерес для широкого круга геологов, изучающих мезозойские отложения.



Организация и проведение совещания поддержаны Российским фондом фундаментальных исследований, грант 08-05-06089-г и, частично, гранты 06-05-64439-а, 06-05-64224-а

Cretaceous System of Russia and adjacent countries: problems of stratigraphy and paleogeography: Proceeding of the Fourth All-Russian meeting, Novosibirsk, September 19–23, 2008 / Eds O.S. Dzyuba, V.A. Zakharov, B.N. Shurygin. – Novosibirsk: Publishing House SB RAS, 2008. – 208 p.

The book contains materials of the reports submitted at the Fourth All-Russian meeting “Cretaceous system of Russia and adjacent countries: problems of stratigraphy and paleogeography”, dedicated to memory of Professor Vladimir Anatol'evich Prozorovsky. Theoretical, methodical, practical questions of Cretaceous stratigraphy and paleogeography of different regions of Russia and adjacent countries are discussed. The significant attention is given to the paleontologic characteristic and correlation of Cretaceous deposits of different regions, and also problems of complex use of various stratigraphic methods.

The book is of interest for a wide range of the geologists studying Mesozoic deposits.



The organization and carrying out of meeting are maintained by the Russian Foundation for Basic Research, grant 08-05-06089-г and partly grants 06-05-64439-а, 06-05-64224-а

**В.А. ПРОЗОРОВСКИЙ – ПРОФЕССОР САНКТ-ПЕТЕРБУРГСКОГО
ГОСУДАРСТВЕННОГО УНИВЕРСИТЕТА**

В.В. Аркадьев, Г.М. Гатаулина
Санкт-Петербургский государственный университет

**V.A. PROZOROVSKY – PROFESSOR OF THE SAINT-PETERSBURG
STATE UNIVERSITY**

V.V. Arkadiev, G.M. Gataulina
Saint-Petersburg State University

10 августа 2007 года не стало Владимира Анатольевича Прозоровского – доктора геолого-минералогических наук, академика Российской академии естественных наук, профессора кафедры динамической и исторической геологии Санкт-Петербургского государственного университета. Это произошло в Крыму, во время проведения Второй Международной конференции по полевым практикам, в которой Владимир Анатольевич принимал активное участие. Поездка в Крым, который он очень любил и куда всегда стремился вернуться, стала для него последней.

Вся жизнь Владимира Анатольевича была тесно связана с Ленинградским (позже – Санкт-Петербургским) университетом, где он преподавал на геологическом факультете. В 1951 г. В.А. Прозоровский окончил среднюю школу № 10 г. Ленинграда и в этом же году поступил на геологический факультет Ленинградского университета. Как писал сам В.А. Прозоровский [Петровский и др., 2006], «Наш курс отличался тем, что на него был самый многочисленный набор за всю историю геологического факультета ЛГУ – 200 человек!.. Нам очень повезло, мы попали в “золотой век” развития отечественной геологии...». С 1953 г. он специализируется по кафедре исторической геологии.

После окончания факультета в 1956 г. (фото 1) В.А. Прозоровский был оставлен на кафедре исторической геологии, став ее ассистентом. В 1970 г. он становится доцентом, в 1987 г. – профессором кафедры. С 1988 по 2000 г. он заведовал этой кафедрой. Среди сокурсников В.А. Прозоровского 10 человек стали докторами геолого-минералогических наук, около 30 – кандидатами наук. Очень много сил и энергии Владимир Анатольевич отдавал преподаванию. Талантливый педагог, он с умением и большой любовью передавал свои знания ученикам. Он читал курсы лекций по исторической и региональной геологии, методам стратиграфии неморских образований, общей геологии. Им были подготовлены курсы по палеогеографии, палеобиогеографии, проблемам общей стратиграфической шкалы. Владимир Анатольевич впервые в СССР прочитал лекции для геологов-съемщиков по вновь выделенному из общего стратиграфического направления самостоятельному курсу “Основы стратиграфии”.



Фото 1. Выпускники кафедры исторической геологии в день защиты дипломов. Крайний слева – В.А. Прозоровский, справа от него – Е.Л. Прозоровская. Май 1956 г.



Фото 2. Празднование 100-летнего юбилея Г.Я. Крымгольца, 2007 г.
Слева направо стоят: В.А. Прозоровский, В.В. Аркадьев, Н.Г. Крымголец, М.С. Дюфур;
сидят: Г.Е. Майская, Г.М. Гатаулина.



Фото 3. В последнем геологическом маршруте: Крым, Керченский полуостров, мыс Опук.
Август 2007 г.

Особое внимание Владимир Анатольевич уделял теоретическим основам стратиграфии, последовательно развивая свои собственные идеи. Им совместно с Ю.С. Бискэ в 2001 г. выпущено учебное пособие "Общая стратиграфическая шкала фанерозоя. Венд, палеозой, мезозой", а в 2003 г. – оригинальный авторский учебник "Начала стратиграфии". Владимир Анатольевич принял самое активное участие в подготовке последнего издания "Стратиграфического кодекса России" (2006 г.).

25 лет В.А. Прозоровский проводил полевые учебные практики в Крыму, Саблино, неоднократно являлся начальником и научным руководителем Крымской учебной практики. Появившись в Крыму в качестве преподавателя в начале 60-х годов, Владимир Анатольевич внес большой вклад в разработку методики геологической съемки на учебном полигоне и в изучение его геологического строения. Вместе со своими коллегами им написан ряд статей по геологии Крыма, методике преподавания и истории Крымской практики. Постоянно, работая со своими коллегами-преподавателями, он подчеркивал, что главное – научить студентов видеть геологические объекты, грамотно их описывать и интерпретировать. В.А. Прозоровский проводил ознакомительные практики со студентами в Эстонии, Венгрии, Болгарии.

Большое внимание Владимир Анатольевич придавал сохранению исторического наследия, своим учителям. Это находило отражение и в читаемых им курсах лекций, и в тесном контакте с Музеем истории СПбГУ. Совместно с директором этого музея кандидатом исторических наук И.Л. Тихоновым и смотрителем геологического музея кафедры исторической геологии Г.М. Гатаулиной Владимир Анатольевич подготовил книгу "А.А. Иностранцев. Воспоминания (Автобиография)" (1998 г.) о выдающемся русском геологе, естествоиспытателе, профессоре Санкт-Петербургского университета, основателе геологического кабинета. В 2007 г. В.А. Прозоровский организовал празднование 100-летнего юбилея профессора кафедры исторической геологии Г.Я. Крымгольца (фото 2). В связи с этим вышел сборник статей по вопросам стратиграфии и палеогеографии мезозоя, главным редактором которого был В.А. Прозоровский.

Владимира Анатольевича отличали большая общительность и постоянное стремление к познанию нового, мягкий юмор и доброжелательность. С ним необычайно легко было разговаривать на любую тему. У него было много друзей и коллег в различных городах России – Москве, Саратове, Иркутске, Волгограде, Апатитах, Новосибирске, Томске и за рубежом – в Украине, Грузии, Азербайджане, Средней Азии, Прибалтике, Польше, Болгарии. У Владимира Анатольевича было и остается много учеников. Он успешно руководил подготовкой 3 докторантов и 12 аспирантов, был членом ученых советов СПбГУ и Академической гимназии СПбГУ. Круг интересов его учеников необычайно широк – четвертичная геология, палеогеография, биостратиграфия мезозоя, тектоника, магнитостратиграфия. В.А. Прозоровский оппонировал очень многие кандидатские и докторские диссертации, тематика которых очень разнообразна. Достаточно назвать докторские диссертации Е.М. Нестерова "Система геологического образования в современном педагогическом университете" и А.Ю. Гужикова "Палеомагнитная шкала и петромагнетизм юры–мела Русской плиты и сопредельных территорий (значение для общей стратиграфической шкалы и детальных бореально-тетических корреляций)". Среди его учеников – сегодняшние доценты кафедры динамической и исторической геологии университета И.Ю. Бугрова (специалист по мезозойским кораллам) и П.В. Федоров (специалист по ордовика Балтоскандии), известный ныне исследователь мезозойских наутилоидей Е.С. Соболев. Возглавляя работы по изучению геологического строения Средней Азии, В.А. Прозоровский всегда привлекал к этим исследованиям большое количество студентов и аспирантов.

В 2007 году В.А. Прозоровский активно включился в подготовку Второго Международного совещания по полевым практикам, которое состоялось в августе этого года на учебной базе Санкт-Петербургского государственного университета в Крыму. Он стал членом организационного комитета совещания, выработывал программу совещания, уточнял тематику отдельных докладов. Очень многие люди – бывшие выпускники Санкт-Петербургского университета (и не только), благодаря активной поддержке Владимира Анатольевича приехали в Крым на это совещание. На совещании собралось более 80 человек из различных городов России и зарубежья, от Иркутска до Польши. Владимир Анатольевич блестяще открыл и вел совещание. Будучи сам большим знатоком Крыма (геологии, истории), он, однако, не пропустил ни одной организованной во время совещания экскурсии. Его интересовало все – и геология, и археологические музеи, и просто красивые места Горного Крыма. В один из прекрасных крымских вечеров близкие друзья и коллеги Владимира Анатольевича поздравили его с прошедшим в июне 2007 года юбилеем – его 75-летием. Было очень весело и домашнему уютно. Потом вместе со всеми он поехал на четырехдневную экскурсию по Керченскому полуострову (фото 3). Было очень жарко, температура не опускалась ниже 40 градусов. В тяжелом и длинном маршруте в заповеднике на мысе Опук Владимиру Анатольевичу стало плохо. Мы успели довести его до больницы в г. Бахчисарае. Он не жаловался, говорил, что просто надо отлежаться. Никому не приходили в голову мысли о смерти. Тем не менее, это произошло. В ночь на 10 августа Владимир Анатольевич умер.

Смерть не бывает красивой, это всегда горе и печаль. Однако все равно мы скажем, что В.А. Прозоровский ушел красиво. Без собственных мучений и не мучая никого вокруг. Занимаясь своим любимым делом, в своем любимом Крыму, в геологическом маршруте. Как человек творческий, он оставил много незавершенных дел. Задача учеников – завершить их.

Литература

Петровский А.Д., Прозоровский В.А., Чернов В.Я., Шатков Г.А. Дети "золотого века" геологии // Санкт-Петербургский университет. 2006. № 6. С. 20–24.

ВЛАДИМИР АНАТОЛЬЕВИЧ ПРОЗОРОВСКИЙ
(27 июня 1932 – 10 августа 2007)

Т.Н. Богданова¹, В.А. Коротков², С.В. Лобачева¹, И.А. Михайлова³, К.Э. Якобсон¹

¹*Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П. Карпинского, Санкт-Петербург*

²*Всероссийский научно-исследовательский институт геологии зарубежных стран, Москва*

³*Московский государственный университет*

VLADIMIR ANATOL'EVICH PROZOROVSKY
(June 27-th 1932 – August 10-th 2007)

T.N. Bogdanova¹, V.A. Korotkov², S.V. Lobacheva¹, I.A. Mikhailova³, K.E. Yakobson¹

¹*A.P. Karpinsky All-Russian Geological Research Institute, Saint-Petersburg*

²*All-Russian Research Institute of Geology of Foreign Countries, Moscow*

³*Moscow State University*

Известный российский геолог, профессор и многолетний заведующий кафедрой исторической геологии Ленинградского – Петербургского университета Владимир Анатольевич Прозоровский был широко образованным геологом, теоретиком стратиграфии и исторической геологии, талантливым педагогом, интеллигентным и доброжелательным человеком. Более полувека он отдал исследованию стратиграфии юрских и нижнемеловых отложений Средней Азии.

Владимир Анатольевич родился 27 июня 1932 г. в г. Алма-Ата в семье научных работников. Его отец – Анатолий Владимирович Прозоровский, сын известного хирурга Владимира Анатольевича Прозоровского, происходившего из древнего дворянского рода, был заместителем директора Ботанического института АН СССР, доктором биологических наук. Мать – Прозоровская (Лурье) Лидия Львовна, кандидат биологических наук, преподавала химию в медицинских вузах. Вскоре после рождения сына родители переехали в Ленинград, где им пришлось пережить тяжелую блокадную зиму 1941–1942 годов. Весной 1942 г. семья вместе с Ботаническим институтом была эвакуирована в Иркутск. В пути от голода умер отец. В Ленинград Володя вернулся в 1945 г. вместе с матерью и младшей сестрой.

После окончания средней школы № 10, что на Большом проспекте Васильевского острова, в 1951 г. он поступил на геологический факультет Ленинградского государственного университета и с третьего курса стал специализироваться на кафедре исторической геологии. В то время обстановка на кафедре была уникальной. Здесь работали и преподавали такие крупные профессионалы-геологи, как С.С. Кузнецов, Г.Я. Крымгольц, А.Д. Миклухо-Маклай, И.А. Коробков, Е.С. Порецкая, В.И. Солун и др., которых отличала высокая культура, педагогический талант, глубокие профессиональные знания, интеллигентность, а также любовь к студентам и забота о них. Владимир Анатольевич в силу своей душевной восприимчивости впитал в себя все лучшее от своих педагогов. С 1953 г. и до конца жизни вся его научно-педагогическая деятельность и жизнь были связаны с кафедрой исторической геологии.

По окончании университета в 1956 г. Владимир Анатольевич был оставлен работать на кафедре (фото 1). Здесь под руководством профессора Г.Я. Крымгольца в группе молодых специалистов он начал изучать юрские и нижнемеловые отложения Туркмении. Группа входила в состав Среднеазиатской экспедиции ВСЕГЕИ, по заданию Министерства геологии СССР проводившей обширные комплексные работы по изучению геологического строения и нефтегазоносности мезозоя и кайнозоя горных сооружений и равнинных пространств запада Средней Азии.

В.А. Прозоровский быстро освоил методику полевых и камеральных работ, начав свои исследования с изучения стратиграфии и палеонтологии двустворчатых моллюсков берриас-барремских отложений Туаркыра, Кубадага и Большого Балхана. Уже в 1961 г. в результате проведенных им детальных работ совместно с В.А. Коротковым, Е.В. Мамонтовой, Е.С. Порецкой и Е.Л. Прозоровской во ВСЕГЕИ была издана монография «Неоком Западной Туркмении» [Прозоровский и др., 1961]. Группа геологов, сначала возглавляемая Г.Я. Крымгольцем, а затем и самим Владимиром Анатольевичем, организовала и провела в пятидесятые и последующие годы 35 полевых сезонов. Результаты многолетних тщательных исследований позволили существенно изменить представления о геологическом строении мезозоя и истории геологического развития горных и пустынных областей не только Туркменистана, но и Юго-Западного Узбекистана и Таджикистана.

Одним из ярких событий в стратиграфии было Всесоюзное совещание по меловой системе Средней Азии (1966 г.), организатором которого был выдающийся исследователь Николай Павлович Луппов. Владимир Анатольевич вспоминал: «Экскурсия оказалась чрезвычайно полезной. Большой коллектив специалистов осмотрел многочисленные разнообразные объекты, обсудил их, выслушал далеко не однозначные суждения членов поездки...» [Прозоровский, Ташлиев, 2005, с. 26]. Экскурсия продолжалась с 15 апреля по 23 мая 1966 г. В ней принимали участие 40 человек постоянно, а также к ним присоединялись группы местных геологов, так что на просмотр разрезов выезжали около 60 человек. Были представлены геологические учреждения и вузы Москвы, Ленинграда, Гурьева, Новосибирска, Краснодара, Узбекистана, Таджикистана, Грузии и Азербайджана.

Совещание подвело итоги многолетних исследований Среднеазиатской экспедиции, в том числе и работ В.А. Прозоровского, которые позднее были использованы при создании Унифицированных стратиграфических схем мезозоя Средней Азии [Решения..., 1977]. Во время совещания и сопровождавших его экскурсий

проявились глубокие профессиональные знания и организаторские способности В.А. Прозоровского, и не случайно Н.П. Луппов назначил его своим заместителем.

Все свои исследования В.А. Прозоровский проводил в тесном сотрудничестве с местными геологами и коллегами из других городов и организаций. Его доброжелательность, хорошие знания геологии района, открытость и готовность делиться своим опытом, прийти на помощь в трудной ситуации позволили приобрести много друзей и единомышленников в различных областях геологии. Это и геологи-съемщики, и опытные стратиграфы, литологи и геофизики, владеющие различными методами изучения осадочных толщ, и молодые геологи, изучавшие стратиграфию юрских и меловых отложений под его руководством.

Поколению, к которому принадлежал Владимир Анатольевич и его друзья, коллеги и авторы данной статьи, повезло в том, что их активная жизнь совпала с “золотым веком геологии” – широким развитием геологических исследований самых различных направлений. Имелась возможность посещать любые районы страны, часто бывать в командировках, проводить полевые исследования, участвовать в совещаниях, получать необходимые консультации, публиковать научные работы. Проходил обмен мнениями, идеями, взглядами на те или иные проблемы, устанавливались глубокие и прочные профессиональные и дружеские связи между специалистами. Образовался сплав из опытных специалистов и молодых в то время людей, которые любили свою профессию и стремились к знаниям.

Круг научных интересов Владимира Анатольевича был очень широким. Он занимался стратиграфией и палеонтологией, фаціальным анализом, палеогеографией и палеотектоникой мезозоя огромной территории Средней Азии – от Каспийского моря до Памира. В 1964 г. он успешно защитил кандидатскую диссертацию “Стратиграфия и двустворчатые моллюски неокомских отложений Западной Туркмении”. В результате этих и других его исследований была составлена детальная схема верхней юры и нижнего мела Средней Азии, открыты крупные рифогенные постройки в нижнем мелу Южной Туркмении, обосновано важное значение киммерийского этапа в геологической эволюции многих регионов Альпийского пояса. Итогом его научной деятельности этого периода стала докторская диссертация “Верхняя юра и нижний мел Запада Средней Азии”, которую он защитил в 1985 г. Научные представления Владимира Анатольевича о мезозое Арало-Каспийского региона отражены также в целом ряде научно-исследовательских отчетов и публикаций, среди которых широко известны монографии “Меловые отложения обрамления Каспийского моря” [1980], “Нижний мел Юга СССР” [1985], “Стратиграфия СССР. Меловая система” [1986, 1987], “Верхняя юра и нижний мел Запада Средней Азии: стратиграфия и история геологического развития” [Прозоровский, 1991], а также в обобщающих очерках и статьях, редактировании крупных монографий.

Много лет занимаясь проблемой границы юры и мела, В.А. Прозоровский активно способствовал организации и проведению полевых исследований в Крыму – единственном регионе Советского Союза, где пограничные отложения юрской и меловой систем имеют наибольшую полноту и представлены в тех же фациях, что и в стратотипических разрезах Франции. Такие работы были проведены в 1977–1978 годах В.А. Прозоровским совместно с сотрудниками ВСЕГЕИ Т.Н. Богдановой, С.В. Лобачевой и Т.А. Фаворской. В процессе этих работ были детально изучены разнофациальные берриасские отложения Горного Крыма и их фауна и значительно уточнена схема зонального расчленения берриаса [Богданова и др., 1981].



Фото 1. В.А. Прозоровский (третий слева) с выпускниками кафедры исторической геологии ЛГУ. Июль 1957 г. Слева направо: В.И. Шляхов, Х.Т. Алгре, Б.Г. Пирятинский, В.П. Похиалайнен, К.Б. Хайзенкова, В.А. Коротков.



Фото 2. Изучение разреза неокома острова Дагада (Красноводский залив Каспийского моря), 1959 г.

Сидит – В.А. Коротков; стоят (слева направо): Е.Л. Прозоровская, Б.Г. Пирятинский, В.А. Прозоровский.

Параллельно с научными исследованиями Владимир Анатольевич вел большую педагогическую деятельность. С 1970 г. он – доцент кафедры исторической геологии геологического факультета ЛГУ, в 1987 г. получил звание профессора, а в 1988 г. стал заведующим названной кафедры и в последующем возглавлял ее многие годы. В течение многих лет он читал курсы лекций на геологическом, географическом и биологическом факультетах по таким предметам, как историческая и региональная геология, основы стратиграфии, стратиграфия угленосных и красноцветных образований, проблемы общей стратиграфической шкалы, палеогеография, палеобиогеография, геология Азии. Курс лекций по основам стратиграфии, читаемый им с 1972 г., с конца 80-х годов вошел в учебные планы геологов всех вузов страны. Прекрасный педагог, он умело передавал свои знания студентам и аспирантам. Почти 25 лет руководил учебной практикой геологического факультета ЛГУ в Крыму, Эстонии, а также зарубежными студенческими практиками в Венгрии (1970 г.), Болгарии (1974 г.) и Польше (1976 г.). При проведении экспедиционных исследований в Туркмении и Крыму несколько поколений студентов участвовали в них, перенимая у него опыт полевых работ.

Во время экспедиций Владимиру Анатольевичу удалось изучить множество интереснейших геологических объектов, одним из которых был остров Дагада в Красноводском заливе Каспийского моря (фото 2, 3). Из-за колебаний Каспия, остров то затоплялся, то временами вновь появлялся над уровнем моря. По причинам труднодоступности о его геологическом строении имелись весьма схематичные представления. В результате посещения острова Владимиром Анатольевичем с коллегами удалось доказать распространение там мезозойских отложений и детально их изучить.

Особое внимание В.А. Прозоровский уделял теоретическим основам стратиграфии, последовательно развивая свои идеи. Им совместно с Ю.С. Биске в 2001 г. выпущено учебное пособие «Общая стратиграфическая шкала фанерозоя. Венд, палеозой, мезозой», а в 2003 г. – оригинальный авторский учебник «Начала стратиграфии». В.А. Прозоровский вместе с супругой Е.Л. Прозоровской принял активное участие в подготовке последнего издания Стратиграфического кодекса России [2006].

Он не боялся критики, а считал ее полезной для развития общей идеи. Именно поэтому Владимир Анатольевич вступил в активную полемику с В.А. Захаровым по вопросу соотношения титонского, волжского и берриасского ярусов на страницах ведущего отечественного журнала «Стратиграфия. Геологическая корреляция» [Прозоровский, 2005].

Благодаря глубокой эрудиции в общих вопросах геологии, обширным знаниям особенностей мелового периода в истории Земли и организационным способностям В.А. Прозоровский с 1983 г. успешно возглавлял Постоянную комиссию по меловой системе МСК и являлся заместителем председателя этого комитета. Кроме того, он являлся активно работающим членом многих других научных советов (Совет Академической гимназии Санкт-Петербургского государственного университета, Совет Палеонтологического общества и др.). Много лет он был членом ученых советов ЛГУ (а затем СПбГУ), геологического факультета, председателем докторского диссертационного совета. На протяжении многих лет он входил в Совет учебно-методического объединения «Университет» и 10 лет возглавлял методическую комиссию геологического факультета. В.А. Прозоровский был членом совета и руководителем направления «стратиграфия, палеонтология, литология», грантов по фундаментальным исследованиям, экспертом совета грантов РФФИ. Он являлся академиком Российской академии естественных наук, почетным профессором Санкт-Петербургского университета.

Большое внимание Владимир Анатольевич уделял истории науки, сохранению исторического наследия выдающихся ученых-геологов и своих учителей. Это находило отражение в читаемых им курсах лекций и в отдельных публикациях. Вместе с директором Музея истории СПбГУ И.В. Тихоновым и хранителем геологического музея кафедры исторической геологии Г.М. Гатаулиной они подготовили и опубликовали монографию, посвященную выдающемуся русскому геологу, естествоиспытателю, профессору Санкт-Петербургского университета, основателю геологического кабинета и музея геологического факультета (на кафедре исторической геологии) Александру Александровичу Иностранцеву: А.А. Иностранцев. «Воспоминания (Автобиография)» [1998].

19 января 2007 года В.А. Прозоровским было прекрасно организовано и проведено заседание, посвященное 100-летию юбилею со дня рождения его главного учителя Григория Яковлевича Крымгольца (1907–2007 гг.). Это заседание было проведено с такой душевностью и теплотой, что было присуще Владимиру Анатольевичу. А вскоре был собран и опубликован сборник статей «Вопросы стратиграфии, палеонтологии и палеогеографии», посвященный 100-летию со дня рождения профессора Г.Я. Крымгольца [2007], главным организатором и редактором которого был также В.А. Прозоровский.

Фото 3. После удачной охоты, Туаркыр, 1960 г.

Сидит – В.А. Коротков, стоит с джайраном – В.А. Прозоровский.



Он активно поддерживал наметившуюся в последние годы тенденцию к оживлению стратиграфических исследований и возобновлению проведения все-российских совещаний по юрской и меловой системам. Так, второе совещание по меловой системе, посвященное 100-летию со дня рождения Николая Павловича Луппова, было организовано по его инициативе и проведено при активном его участии в Санкт-Петербургском университете (2004 г.).

До конца своих дней В.А. Прозоровский много работал и был полон творческих планов. Он курировал в Санкт-Петербурге подготовку и написание статей для Российской геологической энциклопедии, готовил переиздание своего учебника “Начала стратиграфии”. Владимир Анатольевич был одним из организаторов создания и проведения II Международной конференции “Полевые практики в системе высшего профессионального образования” в Крыму (последней в его жизни). В тематику конференции вошли доклады по учебным практикам вузов и кафедр различных естественно-научных и гуманитарных направлений. Она проходила с 1 по 9 августа 2007 г., была прекрасно организована, было заслушано много интересных высоконаучных докладов и сообщений. Владимир Анатольевич вложил много сил и души для проведения этой конференции, был доволен, общался с коллегами. А 10 августа его не стало...

Владимира Анатольевича отличали общительность, необычайная доброжелательность и мягкий юмор. Тесно переплетенные дружеские и профессиональные интересы, личные симпатии тянулись из геологических организаций многих городов, республиканских столиц, из Москвы в Ленинград, в центр палеонтологической мысли, во ВСЕГЕИ, в ЛГУ. Там проводились многочисленные научные конференции, совещания и другие геологические мероприятия, собирая большое количество специалистов со всей страны, где Владимир Анатольевич занимал лидерские позиции. В эти дни квартира Прозоровских становилась центром сборищ “юрщиков” и “меловиков”. Здесь совмещались дружеские застолья и деловые научные встречи, Владимир Анатольевич умел устанавливать контакты и с подавляющим большинством коллег находил общий язык, включая и идейных противников. При этом он оставался принципиальным и неуступчивым, когда был уверен в своей правоте.

Владимир Анатольевич был широко образованным человеком. Он много читал, посещал театры, филармонию, литературные вечера, художественные выставки, любил и прекрасно знал свой город. Был желанным гостем у многочисленных своих друзей. Он очень любил свою семью, дом, был заботливым сыном, мужем, отцом и дедом.

Пройдут годы, геологическая практика поставит перед учёными новые задачи и предъявит другие требования к принципам и методам стратиграфических исследований. Мы, авторы настоящей статьи, друзья и коллеги Владимира Анатольевича, прошедшие с ним рядом по жизни, уверены, что его богатое научное наследие принесёт пользу не одному поколению геологов. Оно поможет решать сложнейшие стратиграфические проблемы, плодотворно развивать и дальше совершенствовать этот интересный и нужный раздел геологии.

Литература

- Бискэ Ю.С., Прозоровский В.А. Общая стратиграфическая шкала фанерозоя (венд, палеозой, мезозой). СПб., 2001. 247 с.
- Богданова Т.Н., Лобачева С.В., Прозоровский В.А., Фаворская Т.А. К расчленению берриаса Горного Крыма // Вестн. Ленингр. ун-та. Геол. 1981. № 6. С. 5–14.
- Вопросы стратиграфии, палеонтологии и палеогеографии (посвящается 100-летию со дня рождения профессора Г.Я. Крымгольца) / Отв. ред. В.А. Прозоровский. СПб., 2007. 155 с.
- Иностранцев А.А. Воспоминания (Автобиография). СПб.: Центр “Петербургское востоковедение”, 1998. 271 с.
- Меловые отложения обрамления Каспийского моря / Отв. ред. В.А. Бененсон, Л.И. Лебедев. М.: “Наука”, 1980. 243 с.
- Нижний мел Юга СССР / Отв. ред. В.А. Бененсон. М.: Наука, 1985. 223 с.
- Прозоровский В.А. Стратиграфия и двустворчатые моллюски неокомских отложений Западной Туркмении: Автореф. дис. ...канд. геол.-мин. наук. Л., 1964. 30 с.
- Прозоровский В.А. Верхняя юра и нижний мел Запада Средней Азии: стратиграфия и история геологического развития. Л.: Изд-во ЛГУ, 1991. 254 с.
- Прозоровский В.А. Начала стратиграфии. СПб.: Изд-во СПбГУ, 2003. 226 с.
- Прозоровский В.А. К проблеме волжского “яруса” // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2005. Т. 13. № 4. С. 101–108.

Прозоровский В.А., Коротков В.А., Мамонтова Е.В. и др. Неоком Западной Туркмении. Л.: Гостоптехиздат, 1961. 223 с. (Тр. ВСЕГЕИ. Нов. сер. Т. 51).

Прозоровский В.А., Ташлиев М.Ш. Роль исследований профессора Н.П. Луппова в познании геологии запада Средней Азии // Меловая система России: проблемы стратиграфии и палеогеографии: Сб. статей / Ред. В.В. Аркадьев, В.А. Прозоровский. СПб.: НИИЗК СПбГУ, 2005. С. 18–30.

Решения Межведомственного стратиграфического совещания по мезозою Средней Азии (Самарканд, 1971 г.). Л.: Изд-во ВСЕГЕИ, 1977. 47 с. 14 табл.

Стратиграфический кодекс России. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2006. 95 с.

Стратиграфия СССР. Меловая система / Отв. ред. М.М. Москвин. М.: Недра, 1986. Полутом 1. 339 с.; 1987. Полутом 2. 326 с.

ЭТАПЫ РАЗВИТИЯ РОДА *NEOFLABELLINA* (БЕНТОСНЫЕ ФОРАМИНИФЕРЫ) В ПОЗДНЕМ КАМПАНЕ–МАССТРИХТЕ ЮГА РУССКОЙ ПЛИТЫ

И.С. Акимов¹, В.Н. Беньямовский²

¹Кафедра палеонтологии Геологического факультета Московского государственного университета

²Геологический институт РАН, Москва

STAGES OF DEVELOPMENT OF THE GENUS *NEOFLABELLINA* (BENTHIC FORAMINIFERS) IN THE LATE CAMPANIAN–MAASTRICHTIAN OF THE SOUTH OF RUSSIAN PLATE

I.S. Akimov¹, V.N. Beniamovskii²

¹Department of Paleontology of Geological Faculty of Moscow State University

²Geological Institute of RAS, Moscow

Представители рода бентосных фораминифер *Neoflabellina* очень широко распространены в верхнекампанских и маастрихтских отложениях юга Русской плиты. Показательно, что нижняя граница маастрихта до последнего времени определялась в зональных шкалах по бентосным фораминиферам по первому появлению вида-индекса *Neoflabellina reticulata* (Reuss) одноименной зоны [Олферьев, Алексеев, 2003; Беньямовский, 2008]. Несмотря на широкое распространение неофлабеллин в верхнекампанских и маастрихтских отложениях Русской плиты собственно палеонтологическим описаниям неофлабеллин этого возраста в отечественной палеонтологии были посвящены только несколько работ 60-х и 70-х годов [Нестерович, 1966; Титова, 1975, 1976, 1978]. Фотографические изображения видов в этих работах низкого качества, что затрудняет их использование. С того времени, по-существу, неофлабеллины у нас не изучались. За этот период появилась и ныне широко используется методика электронно-микроскопического фотографирования неофлабеллин и их исследования в сканирующем микроскопе [Koch, 1977; Frenzel, 2000].

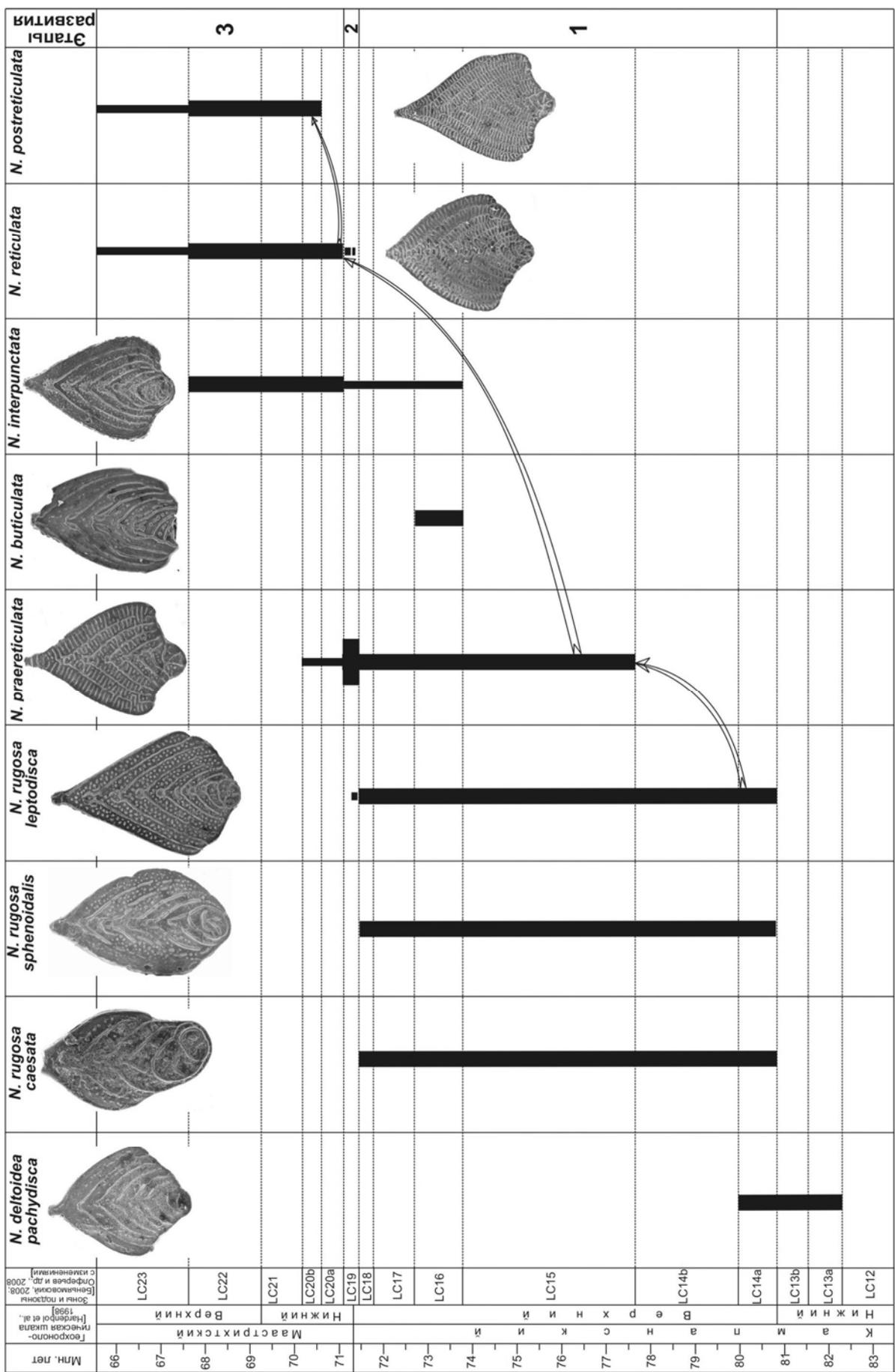
Материал, используемый в работе, собирался в разные годы из районов северо-запада Днепровско-Донецкой впадины (Брянская и Сумская области), северо-западного погруженного блока Большого Донбасса и юго-востока Воронежской антеклизы (Ростовская область), Среднего Поволжья (Саратовская и Ульяновская области) и Восточного Прикаспия. При проведении исследований особое внимание уделялось фотографированию видов рода *Neoflabellina* на электронном сканирующем микроскопе CamScan в Палеонтологическом институте. По полученным снимкам были выявлены морфологические признаки, использованные для видовой идентификации. По этой методике удалось обнаружить некоторые существенные детали скульптуры и морфологии раковинк неофлабеллин, которые ускользали от глаз исследователей при изучении их в обычном световом микроскопе.

В результате удалось выделить три комплекса фораминифер, характерных для верхнего кампана–маастрихта, а также проследить развитие неофлабеллин в этом отрезке геологического времени (рисунок). При этом была использована инфразональная биостратиграфическая шкала верхнего мела Восточно-Европейской провинции Европейской палеобиогеографической области (ЕПО) по бентосным фораминиферам [Беньямовский, 2008].

1. Верхнекампанский комплекс (стратиграфический интервал зон LC14–LC18) включает *Neoflabellina deltoidea pachydisca* (Wed.), *N. rugosa leptodisca* (Wed.), *N. rugosa sphenoidalis* (Wed.), *N. rugosa caesata* (Wed.), *N. buticula* Hilt., *N. praereticulata* Hilt. и *N. interpunctata* (v. Mark). В основном набор этих видов свойственен верхнему кампану всей ЕПО.

2. Комплекс верхнекампанских–нижнемаастрихтских переходных слоев зоны LC19 резко отличается от нижележащего. Во-первых, исчезают почти все так называемые папиллярные верхнекампанские неофлабеллины. Скульптура этой группы характеризуется наличием на поверхности раковины в межшовном пространстве бугорков-“пупырышек” – папулезок (см. рисунок). Во-вторых, продолжается распространение и резкое увеличение численности (акме) *Neoflabellina praereticulata*. В-третьих, появляются переходные формы между *N. praereticulata* и *N. reticulata*, а также единичные и нетипичные последние.

3. Маастрихтский комплекс (интервал зон LC20–LC23) включает увеличивающихся в численности и постоянстве *Neoflabellina interpunctata*, перешедших из верхнего кампана, а также типичных и массовых представителей вида *N. reticulata*, который в средней части маастрихта эволюционирует и дает потомковую форму *N. postreticulata* Hofker.



Распространение видов рода *Neolabelina* и этапы его развития в верхнем кампане-маастрихте юга Русской плиты.

Описанные три комплекса неофлабеллин отражают этапность развития неофлабеллин в позднем кампане–маастрихте и, следовательно, могут с успехом служить уровнями широкомежрегиональной корреляции в пределах ЕПО и даже за ее границами в Северном полушарии.

Первый этап – “ругозовый” – это время господства группы *Neoflabellina rugosa* и других видов папиллятных неофлабеллин. Данная позднекампанская стадия филогенеза рода *Neoflabellina* – надежный корреляционный интервал для выделения по неофлабеллинам верхнего кампана в разнофациальных разрезах различных палеобиогеографических поясов, областей и провинций.

Второй этап – “преретикулято-ретикулятовый”, когда папиллятные неофлабеллины сменяются формами с сетчатой скульптурой. Данная стадия филогенеза четко фиксируется в пределах всей ЕПО и за ее границами и отвечает рубежу кампана и маастрихта.

Третий этап – “ретикулятовый” – типичный маастрихтский, отличается господством вида *Neoflabellina reticulata* с одновременным увеличением папиллятной *N. interpunctata*. Данная стадия с успехом может служить стратиграфическим маркером маастрихта как в Европе, так и в приатлантической части территории юга Северной Америки.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проекты № 06-05-64127 и 06-05-65172).

Литература

Беньямовский В.Н. Схема инфразонального биостратиграфического расчленения верхнего мела Восточно-Европейской провинции по бентосным фораминиферам. Статья 2. Сантон–маастрихт // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2008. Т. 16. № 5. (в печати).

Нестерович В.Н. Некоторые виды лягенид из верхнего мела Белоруссии // Палеонтология и стратиграфия Прибалтики и Белоруссии. 1966. Сб. I (VI). С. 413–427.

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

Олферьев А.Г., Беньямовский В.Н., Вишневецкая В.С. и др. Верхнемеловые отложения северо-запада Саратовской области. Статья 2. Проблемы хроностратиграфической корреляции и геологической истории региона // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2008. Т. 16. № 3. С. 47–74.

Титова Г.Н. Фораминиферы группы *Neoflabellina reticulata* маастрихтского и датского ярусов юго-востока Русской плиты // Палеонтологический сборник. 1975. № 12. Вып. 1–2. С. 27–34.

Титова Г.Н. Некоторые неофлабеллины верхнего мела юго-востока Русской платформы и их развитие во времени // Вопросы стратиграфии и палеонтологии. Межвуз. науч. сб. 1976. Вып. 2. С. 77–94.

Титова Г.Н. Фораминиферы группы *Neoflabellina rugosa* кампанского и сантонского ярусов юго-востока Русской плиты // Вопросы стратиграфии и палеонтологии. Межвуз. науч. сб. 1978. Вып. 3. С. 116–133.

Frenzel P. Die benthischen Foraminiferen der Rügener Schreiekreide (Unter-Maastrich, NE-Deutschland) // Neue Paläont. Abhandl. 2000. Bd 3. 361 S.

Hardenbol J., Thierry J., Farley M.B. et al. Mesozoic and Cenozoic sequence chronostratigraphic framework of European basins // SEPM (Soc. Sedim. Geol.). Spec. Publ. 1998. No. 60. Charts 1, 4.

Koch W. Stratigraphie der Oberkreide in nordwestdeutschland (Pompeckische Scholle). Teil 2. Biostratigraphie in der Oberkreide und Taxonomie von Foraminiferen // Geol. Jahr. 1977. Reihe A. Bd. 38. P. 11–123.

УСОНОГИЕ РАКИ (CIRRIPEDIA, THORACICA) ИЗ МААСТРИХТА САРАТОВСКОЙ ОБЛАСТИ

А.С. Алексеев^{1,2}, А.Г. Олферьев², В.Н. Беньямовский³

¹Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова

²Палеонтологический институт им. А.А. Борисяка РАН, Москва

³Геологический институт РАН, Москва

CIRRIPEDS (CIRRIPEDIA, THORACICA) FROM MAASTRICHTIAN OF SARATOV REGION

A.S. Alekseev^{1,2}, A.G. Olfieriev², V.N. Beniamovski³

¹Moscow State University

²Paleontological Institute of RAS, Moscow

³Geological Institute of RAS, Moscow

Саратовское Поволжье – один из немногих регионов Русской платформы, где в верхнемеловых, преимущественно маастрихтских, отложениях известны остатки довольно редкой в ископаемом состоянии группы сидячих ракообразных – усонюгих раков. Скелеты усонюгих раков состоят из небольшого размера (редко до 4–5 см) отдельных кальцитовых табличек, чаще всего ромбовидной или клювовидной формы, с хорошо выраженными линиями нарастания. Поэтому они либо ускользают от внимания исследователей, либо принимаются за фрагменты раковин двустворчатых моллюсков. Первые упоминания о находке *Scalpellum fossula* Darwin в писчем мелу Вольска принадлежат И.Ф. Синцову [1870, 1872], а И.И. Лагузен [1873] изобразил три таблички как *Pollicipes* sp., а под названием «челюсти, принадлежащие моллюскам рода *Nautilus*» на самом деле – карины широко распространенного в маастрихте вида брахилепадоморф *Brachylepas naissantii* (Hébert). В 1905 г. В.Г. Хименков указал, что в писчем мелу окрестностей Вольска им найдены *Scalpellum maximum* Darwin, *S. angustatum* Geinitz и *Pollicipes carinatus* Darwin.

Недавно Е.М. Первушов и др. [2004] изобразили как *Scalpellum (Arcoscalpellum) cf. gracile* Bosquet две карины из верхней части нижнего маастрихта разреза горы Три Мара (левобережье Волги напротив Вольска), а В.Б. Сельцер и др. [2006] – одну карину из верхнего маастрихта разреза у станции Озинки (Саратовское Заповье). Все эти карины, несомненно, принадлежат широко распространенному в сантоне–маастрихте Европы и Западной Азии виду *Arcoscalpellum maximum* (J. de C. Sowerby).

При изучении разреза Лох, расположенного на северо-западе Саратовской области недалеко от пос. Новые Бурасы, где вскрыты известковые глины и глинистые мергели нижнего маастрихта, содержащие богатые комплексы фораминифер и известкового нанопланктона [Alekseev et al., 1999], были обнаружены довольно многочисленные мелкие таблички усоногих раков, содержащиеся в отмывках на фораминиферы. Вес образцов на фораминиферы составлял всего лишь 50 г. Несмотря на это, в некоторых из них содержалось до 20–50 табличек или их фрагментов. Усоногие раки обнаружены в 16 образцах, большая часть которых (12) происходит из лохской свиты, причем таблички сконцентрированы в основании и в верхней половине вскрытого разреза этого стратона. Остальные 4 образца взяты в основании и самой верхней части (ЛХ1-54) николаевской свиты.

Лохская свита (около 11 м) в данном разрезе имеет нижнемаастрихтский возраст, содержит фораминиферы *Neoflabellina reticulata* и принадлежит подзоне LC20b Anomalinoides ukrainicus / A. welleri по бентосным фораминиферам; верхней части подзоны CC23A (нижние 7 м), подзоне CC23B и зоне CC24 по известковому нанопланктону (верхние 4 м) [Овечкина, 2007]. Николаевская свита (около 18 м) залегает с размывом на лохской и также является нижнемаастрихтской. Она отнесена к зоне LC21 Bolivinoides draco draco по бентосным фораминиферам и нерасчлененным подзонам CC25A и CC25B по известковому нанопланктону.

Всего обнаружена 191 табличка, чаще всего они фрагментарные. Наибольшим распространением пользуются таблички *Zeugmatolepas cretae* (Steenstrup), встреченные в 14 образцах (151 экз., или 79 %). В этом нет ничего удивительного, так как данный вид относится к группе небольших по размерам (индивидуальные таблички обычно не превышают 4–5 мм в длину, редко до 1 см) и обычно попадает в руки палеонтологов только при массовой промывке рыхлых глинистых пород. Этот вид широко распространен в сантоне–дании Западной Европы [Withers, 1935] и отмечался в датском ярусе Центрального Крыма [Алексеев, 1976]. В 8 образцах обнаружены таблички (преимущественно нижних кроющих рядов, но есть терг и карина) рода *Pusnolepas* из брахилепадоморф в количестве 56 (19 %). Остальные формы единичны. Так, в образце ЛХ1-2 найдены две таблички *Cretiscalpellum* sp., в образце ЛХ1-22 – табличка педункула, вероятно, принадлежащая роду *Arcoscalpellum*. Особый интерес представляет находка подвижного терга *Verruca prisca* Bosquet вблизи кровли лохской свиты (обр. ЛХ1-28). Этот представитель веррукоморф нередок в мелководных толщах нижнего и верхнего маастрихта Северного Донбасса и Крыма, хотя его общее стратиграфическое распространение охватывает диапазон от средней части кампана до верхнего дания.

Встреченный набор родов и видов типичен для Европейской палеобиогеографической области, причем для *Zeugmatolepas cretae* и *Verruca prisca* это наиболее восточное местонахождение и первое на территории России. Обилие табличек усоногих раков свидетельствует об относительной мелководности той части морского бассейна, в пределах которой расположен Лох, и о достаточно высокой его трофности. В сообществе усоногих раков доминировали небольших размеров *Z. cretae*, что говорит о редкости обширных твердых субстратов, которые необходимы для поселения более крупных представителей этих животных. Они могли селиться только на небольших раковинах двустворчатых моллюсков, фрагменты которых обнаружены в лохской свите или же на очень редких рострах белемнитов.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект № 06-05-64127).

Литература

- Алексеев А.С. Усоногие раки (Cirripedia, Thoracica) из маастрихта и дания Крыма и развитие этой группы на рубеже мезозоя и кайнозоя // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 1976. Т. 51. Вып. 2. С. 148–149.
- Лагузен И.И. Описание окаменелостей белого мела Симбирской губернии // Научно-исторический сборник, изданный Горным институтом ко дню его столетнего юбилея. СПб., 1873. С. 219–277.
- Овечкина М.Н. Известковый нанопланктон верхнего мела (кампан и маастрихт) юга и востока Русской плиты // Тр. Палеонтологического ин-та РАН. М.: Наука, 2007. 352 с.
- Первушов Е.М., Иванов А.В., Сельцер В.Б. Верхнемеловые отложения урочища “Три Мара” (Саратовское левобережье) // Вопросы палеонтологии и стратиграфии верхнего палеозоя и мезозоя (Памяти Галины Григорьевны Пославской) // Тр. НИИ Геологи СГУ. Нов. сер. 2004. Т. 16. С. 200–208.
- Сельцер В.Б., Иванов А.В., Иванов А.Ю. Верхнемеловой разрез Озинского карьера // Недр Поволжья и Прикаспия. 2006. Вып. 46. С. 30–40.
- Синцов И.Ф. Геологический очерк Саратовской губернии // Записки Санкт-Петербургского мин. об-ва. Сер. 2. 1870. Ч. 5. С. 105–160.
- Синцов И.Ф. Об юрских и меловых окаменелостях Саратовской губернии // Материалы для геологии России. 1872. Т. 4. С. 1–127.
- Alekseev A.S., Kopaeovich L.F., Ovechkin M.N., Olfieriev A.G. Maastrichtian and Lower Paleocene of Northern Saratov Region (Russian Platform, Volga River): Foraminifera and calcareous nannoplankton // Bull. Inst. Roy. Sci. Natur. Belgique. Sci. Terre. 1999. Vol. 69. Suppl. A. P. 15–45.
- Withers T.H. British Museum Catalogue of fossil Cirripedia in the Department of Geology. Vol. 2. Cretaceous. London, 1935. XIII+433 p.

К ВОПРОСУ О ГЕНЕЗИСЕ ПЕСЧАНИКОВ НЕОКОМСКИХ КЛИНОФОРМ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ И СИНФАЗНОСТИ ИХ ЛАТЕРАЛЬНОЙ И СТРАТИГРАФИЧЕСКОЙ МИГРАЦИИ

В.П. Алексеев¹, Э.О. Амон²

¹Уральский государственный горный университет, Екатеринбург

²Институт геологии и геохимии УрО РАН, Екатеринбург

TO A QUESTION ON GENESIS OF SANDSTONES OF NEOCOMIAN CLINOFORMS IN WESTERN SIBERIA AND THEIR PHASE SYNCHRONISM OF LATERAL AND STRATIGRAPHIC MIGRATIONS

V.P. Alekseev¹, E.O. Amon²

¹Urals State Mining University, Ekaterinburg

²Institute of Geology and Geochemistry, UB RAS, Ekaterinburg

Неокомский комплекс (НК) отложений Западно-Сибирского осадочного бассейна содержит основные нефтяные ресурсы плитного чехла. При углах падения 3–1 градусов и менее по отношению к выдержанным субгоризонтальным сейсмогоризонтам “Б” и “М”, НК имеет отчетливо выраженную косослоистую текстуру. Глубины залегания преимущественно алевритопесчаных отложений составляют 1,5–3 км, толщина – 100–900 м, песчаность – 10–50 %.

История изучения НК и эволюция взглядов на условия его формирования подробно освещены в ряде обобщающих работ [Гришкевич, 2005; Гурари, 2003; Карогодин, 2006; Нежданов и др., 2000; и др.], а также в статье [Шпильман и др., 2007], анонсирующей специальный “Атлас... неокомского комплекса ХМАО-Югры”, и в большом количестве публикаций разного объема и назначения. В настоящем сообщении мы, опираясь на лично изученный керновый материал по данному объекту и имея возможность сравнить его с отложениями юрского возраста, последовательно рассматриваем взаимосвязанные аспекты генезиса отложений НК, имеющих разноуровневый характер.

Условия формирования неокомских песчаников: фациальная характеристика (s. str.)

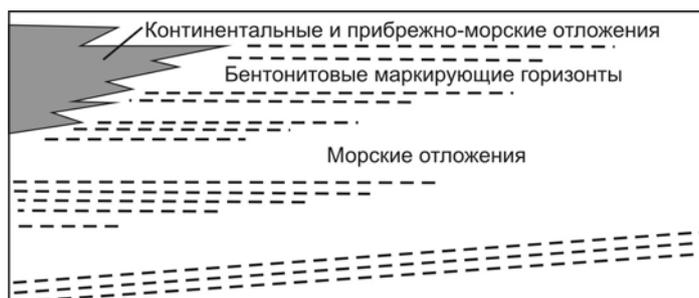
Для данного объекта НК, как и нефтегазовой литологии в целом, исследования любого уровня и целеполагания преимущественно опираются на результаты его дистанционного приборного изучения (сейсморастворка, геофизические исследования скважин – ГИС и др.). Естественно поэтому, что представления о генезисе отложений в основном имеют вид самых общих *образных* характеристик и моделей, что буквально соответствует понятию “фации” (от многозначного латинского слова *facies* – внешний образ, наружность, внешность, форма, образ, подобие, лицо, лик и др.). Лишь в единичных работах непосредственный материал – керн – является исходной основой для модельных представлений авторов, а не просто иллюстрирует их отдельные образцами. Однако и в этих случаях не исключены ошибки или неверные интерпретации данных сейсмоки или ГИС, которые вряд ли были бы возможны при использовании классических геологических методов изучения керна и, прежде всего, – текстурного анализа пород [Ботвинкина, 1962].

К одной из таких неточностей относится “турбидитовая” интерпретация генезиса песчано-алевритовых отложений, что в отношении наиболее выдвинутых частей НК (фондоформ) на настоящий момент считается едва ли не аксиоматичным. В то же время мы полностью солидарны с критическим мнением Ф.Г. Гурари по поводу “турбидитовой” природы ачимовских и других неокомских кластолитов, заметившим, что «многие авторы, описывая неокомские клиноформы, используют термины “глубоководное море”, “лавинная седиментация” ... и т.п., забывая, что все они предложены ... для рубежа континент–океан, тогда как весь Западно-Сибирский бассейн все время был шельфом» [Гурари, 2003, с. 117]. Добавим, что в нашей статье, посвященной “аномальным” разрезам баженовской свиты, показан подводно-дельтовый и донно-течениевый генезис изученных в керне песчаников [Алексеев и др., 2007].

В качестве подтверждения нетурбидитной природы песчаников НК могут служить изображения образцов, полученных при изучении 171 м керна, приведенные в статье К.В. Зверева и В.А. Казаненкова [2001]. Этими авторами выделены “4 литофации” (?) с характеристикой предельно обобщенного вида, охватывающие весь спектр терригенно-глинистых пород – от среднезернистых песчаников до аргиллитов. Отличные изображения классических *мелководных* отложений с мелкой косо- и пологоволнистой слоистостью авторами соотносятся с турбидитными потоками (?) и помещаются в осадки “подводных фэнов” с глубинами осадконакопления 500–800 м.

Даже если принять в качестве предположения равноправность интерпретации генезиса “потоковых” песчаников как нечто среднее между гравитационными и мутьевыми потоками [Селли, 1989, с. 238], то и тогда, согласно принципу “бритвы Оккама”, первенствовать должен вариант с меньшим количеством допущений. В.Т. Фролов в таких случаях рекомендует: «...следует 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]. Эта точка зрения также дезавуирует мифические большие глубины, требующие “бровки шельфа” (см. выше у Ф.Г. Гурари). Вместе с тем, для донно-течениевого генезиса песчаников каких-либо особых “допущений” принимать не надо. Текстура этих толщ достаточно подробно описана в работе [Ботвинкина, 1962, с. 372–391], общая характеристика приведена в изданиях [Фролов, 1984, с. 116–117; Обстановки..., 1990, с. 329–342; и др.]. С нашей точки зрения, главной причиной, препятствующей отнесению “фондоформной” части НК к турбидитным телам, является отсутствие градационных текстур при наличии типичной дельтовой косой слоистости. Деформационные же текстуры смятия вполне присущи продельтовой обстановке осадконакопления [Обстановки..., 1990, с. 184–191].

Рис. 1. Разрезы поперек склона в меловых отложениях штата Вайоминг до и после выявления “ниспадающих” отложений. Установление такого явления может существенно изменить корреляцию отложений и понимание истории заполнения бассейна (по [Петтиджон и др., 1976]).



Модели строения неокотских клиноформ

В продолжение контекста приведенных суждений заметим, что признание модели многократных повторений спазматических одноактных турбидитных процессов явно уступает по объясняющей силе закономерному смещению (скольжению) границ литологически однородных слоев. Закон Головкинского описан во многих работах [Романовский, 1988; и др.], а модели строения клиноформ, полностью ему соответствующие, приведены в ряде изданий [Фролов, 1984; Обстановки..., 1990; и др.]. Проиллюстрируем возможный механизм формирования НК ситуацией, изображенной на рис. 1 и заимствованной из работы [Петтиджон и др., 1976, с. 454].



Дополним информацию, отраженную на рис. 1, исчерпывающей цитатой: «Клиноформная структура возникает в результате наращивания края шельфа вглубь бассейна и *вверх*. Пески и алеволиты склонов *могут быть турбидитами или иметь некоторые их черты*» [Там же, с. 453] (курсив наш. – Авт.).

Механизм формирования клиноформ (s.l.)

Смещение основных клиноформ НК в западном направлении происходит в столь упорядоченном режиме, что проявление самоорганизации для данного процесса очевидно. В целом миграционный механизм осадконакопления легко вписывается в понятия о динамических системах с распределенными параметрами [Путь в синергетику..., 2005, с. 89–91]. На рис. 2 приведен профиль бегущей волны, который точно соотносится с рядом инвариантов на разных уровнях организации геологических объектов: механизмом формирования косой слоистости, перстративным аллювием, последовательным “боковым” наращиванием ачимовской толщи.

Достижение предельного значения на “латеральной” координате Z при полнокомпенсированном режиме осадконакопления будет знаменаться переходом на уровень, располагающийся выше пунктирной линии на рис. 2. Процесс начнется сначала, как в констративном аллювии Е.В. Шанцера, или при аллоцикличности Дж. Бирбауэра. Именно в таком переходе и заключается механизм саморегулирования системы, которая при жесткой потере устойчивости скачком переходит в иной режим движения, что детально описывается в теории катастроф.

Перепроверим наши рассуждения несложным расчетом. Пусть толщина одной клиноформы приблизительно составляет 40 м, а ее ширина – 40 км. Это примерно соответствует наличию 20 клиноформ общей толщиной (без временной суперпозиции) 800 м в полосе шириной 800 км. Тогда при длительности неокота около 20 млн лет скорость “стратиграфического” скольжения составит 40 м/млн лет, а латерального – 40 км/млн лет.

Собственно проверка заключается в следующем. 1) Соотношение компонент стратиграфического и латерального скольжений (градиент) составляет 1:100, что вполне соответствует реальному виду клиноформ на сейсмических разрезах. 2) Реальная скорость осадконакопления на 1–1,5 порядка превышает показанную выше величину скорости закрепления осадков в разрезе. Если принять первую за 400–2000 Б, то выясняется, что 90–95 % “стратиграфического” времени приходится на перерывы в осадконакоплении, в основном – на “барреловские” диастемы [Алексеев, 2006]. 3) Если сохранить градиент 1:100, но изменить скорость осадконакопления на 1000 Б, то получается “генетическая” скорость латерального продвижения отдельных клиноформ 100 км/млн лет. Эта цифра поразительно схожа со скоростью морских трансгрессий в маастрихте Северной Америки, определенной в 110–145 км/млн лет [Кукал, 1987, с. 166].

Суммируя сказанное, можно с уверенностью констатировать широкое проявление процессов самоорганизации при формировании НК. Это иллюстрирует явление коэволюции – «...подгонки частей друг к другу

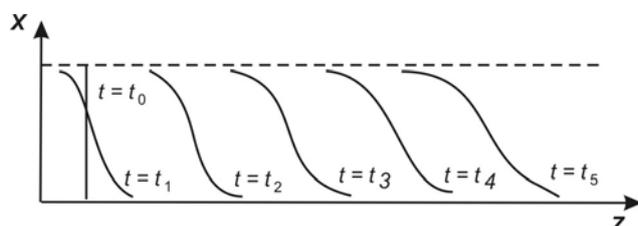


Рис. 2. Трансформация профиля бегущей волны плотности популяции с течением времени для нелинейного уравнения диффузии:

$$\frac{dx}{dt} = D \frac{d^2x}{dz^2} + x(1-x)$$

(по [Путь в синергетику..., 2005, с. 90]).

при образовании сложного целого, их резонансного взаимного расположения и синхронизации их темпов развития...» [Князева, Курдюмов, 2007, с. 193]. В свою очередь, данные процессы требуют соблюдения последовательности в исследованиях фациального направления. Они должны начинаться с определения генезиса отложений в керне. Такой подход дает, в частности, положительное решение даже для стратиграфически почти “немых” толщ, что показано нами на примере юрских внутриконтинентальных терригенных толщ [Алексеев, Амон, 2007].

Литература

- Алексеев В.П. Литологические этюды. Екатеринбург: Изд-во УГГУ, 2006. 149 с.
- Алексеев В.П., Амон Э.О. Бассейновая непалеонтологическая стратиграфия юры Северной Евразии: поиск и значимость инвариантов // Юрская система России: проблемы стратиграфии и палеогеографии. Второе Всерос. совещание: науч. материалы / Отв. ред. В.А. Захаров. Ярославль: Изд-во ЯГПУ, 2007. С. 4–6.
- Алексеев В.П., Манзина А.И., Медведева Т.Ю. и др. Некоторые штрихи к реконструкциям условий формирования аномального разреза баженовской свиты (на примере Юкунского участка Северо-Покачевского месторождения) // Литология и геология горючих ископ. Екатеринбург: Изд-во УГГУ, 2007. Вып. I (17). С. 135–147.
- Ботвинкина Л.Н. Слоистость осадочных пород. М.: Изд-во АН СССР, 1962. 542 с.
- Гришкевич В.Ф. Макроструктура берриас-аптских отложений Западной Сибири и ее использование при построении информационных технологий в геологии нефти и газа. Тюмень: ИздатНаукаСервис, 2005. 116 с.
- Гурари Ф.Г. Строение и условия образования клиноформ Западно-Сибирской плиты (история становления представлений). Новосибирск: СНИИГГГиМС, 2003. 141 с.
- Зверев К.В., Казаненков В.А. Седиментология отложений ачимовской толщи Северного Приобья // Геология и геофизика. 2001. Т. 42. № 4. С. 617–630.
- Карогодин Ю.Н. Системная модель стратиграфии нефтегазоносных бассейнов Евразии. Т. 1: Мел Западной Сибири. Новосибирск: Академическое изд-во “Гео”, 2006. 166 с.
- Князева Е.Н., Курдюмов С.П. Синергетика: Нелинейность времени и ландшафты коэволюции. М.: КомКнига, 2007. 272 с.
- Кукал З. Скорость геологических процессов: Пер. с чешск. М.: Мир, 1987. 246 с.
- Нежданов А.А., Пономарев В.А., Туренков Н.А., Горбунов С.А. Геология и нефтегазоносность ачимовской толщи Западной Сибири. М.: Изд-во АГН, 2000. 247 с.
- Обстановки осадконакопления и фашии: Пер. с англ. / Ред. Х. Рединг. М.: Мир, 1990. Т. 1. 352 с.
- Петтиджон Ф., Поттер П., Сивер Р. Пески и песчаники: Пер. с англ. М.: Мир, 1976. 535 с.
- Путь в синергетику: экскурс в десяти лекциях / Б.П. Безручко, А.А. Короновский, Д.И. Трубецков, А.Е. Храмов. М.: КомКнига, 2005. 304 с.
- Романовский С.И. Физическая седиментология. Л.: Недра, 1988. 240 с.
- Селли Р.И. Древние обстановки осадконакопления: Пер. с англ. М.: Недра, 1989. 294 с.
- Фролов В.Т. Генетическая типизация морских отложений. М.: Недра, 1984. 222 с.
- Фролов В.Т. Наука геология: философский анализ. М.: Изд-во МГУ, 2004. 128 с.
- Шпильман А.В., Мясникова Г.П., Солопахина Л.А. и др. Геологическое строение и нефтегазоносность неокомского комплекса территории ХМАО-Югры Западной Сибири // Пути реализации нефтегазового потенциала ХМАО-Югры (Десятая науч.-практич. конф.). Ханты-Мансийск, 2007. Т. 1. С. 164–179.

ПОЗДНЕМЕЛОВАЯ ФЛОРА АНТИБЕСА (ЗАПАДНАЯ СИБИРЬ)

П.И. Алексеев

Ботанический институт им. В.Л. Комарова РАН, Санкт-Петербург

THE LATE CRETACEOUS FLORA OF ANTIBES LOCALITY (WESTERN SIBERIA)

P.I. Alekseev

Komarov Botanical Institute of RAS, Saint-Petersburg

Местонахождение Антибес приурочено к верхнемеловым континентальным отложениям Чулымо-Енисейской впадины. Оно расположено в бассейне реки Кии, правого притока Оби, рядом с поселком Антибес, находящимся примерно в 8 км на запад от г. Мариинска. Район в основном закрыт четвертичными отложениями, так что наблюдать более древние горные породы можно лишь в искусственных обнажениях – стенках старых карьеров, которые быстро разрушаются и зарастают. Флоросодержащие отложения относятся к нижней части сымской свиты, датируемой коньяком–маастрихтом. Растительные остатки представляют собой рельефные отпечатки листьев и побегов на алевролитах, тонкие прослои которых располагаются в толще каолинизированного песчаника. Растительные ткани полностью замещены неорганическими минеральными соединениями.

Определение систематического состава антибесской флоры и ее возраста сделаны на основе изучения собранных нами новых коллекций и ревизии данных предыдущих исследователей [Хахлов, 1930; Черепнин, 1940; Ананьев, 1955; Байковская, 1957; Лебедев, 1962], коллекции которых, к сожалению, не сохранились. В целом можно сказать, что антибесский флористический комплекс представлен в основном цветковыми растениями. Найдено только два вида папоротников – *Asplenium dicksonianum* Heeg и *Heroleandra*

sp., а из голосеменных *Ginkgo* ex gr. *adiantoides* (Ung.) Neer и малочисленные фрагменты облиственных побегов *Sequoia* sp. Среди цветковых наиболее характерными являются роды *Trochodendroides* и *Paraprotophyllum*. Отпечатки листьев этих таксонов встречаются в большом количестве и часто образуют листовые кровли. Кроме рода *Paraprotophyllum*, платановые в антибесской флоре представлены родом *Platanus* с мелкими ромбовидными листьями. Встречаются также и другие таксоны, такие как *Liriodendrites*, *Menispermities*, *Araliaephyllum*, *Cissites* и *Celastrophyllum*. Несколько неопределенных форм, имеющих цельнокрайные листья, встречаются значительно реже.

В состав антибесской флоры входят папоротники *Heroleandra* sp. порядка *Heroleandrales*. Это вымершие гетероспоровые папоротники, имеющие одиночные амфиспоровые спорангии, продуцирующие как микроспоры, так и макроспоры. Макроспоры одинаково развиты в тетраде (у представителей порядков *Marsileales* и *Salviniales* мегаспорангии содержат по одной функционирующей мегаспоре). Другие находки *Heroleandrales* известны из сеноманских отложений Чулымо-Енисейского бассейна и среднеальбских отложений Западного Казахстана [Красилов, Головнева, 2000; Головнева, Красилов, 2001].

Систематическое положение рода *Liriodendrites* точно не установлено, его кожистые листья характерной двулопастной формы встречаются в некоторых поздне меловых флорах Северной Америки и Северной Азии. Его находка в составе антибесской флоры интересна тем, что это самое раннее проявление рода в палеонтологической летописи.

Род *Menispermities* характеризуется лопастными листьями с пельтатными основаниями. Он широко распространен в различных флорах сеномана-турона Северного полушария.

Род *Trochodendroides* представлен округлыми, сердцевидными и эллиптическими морфотипами мелких и средних размеров. В антибесской флоре, вероятно всего, присутствует один вид рода *Trochodendroides*, по морфологии сходный с *T. zizyphoides* Budants. из турон-коньякской вилюйской флоры и туронской флоры Новосибирских островов. Вместе с листьями *Trochodendroides* встречаются остатки мелких плодов *Nyssidium*.

Наши сборы показали, что в антибесском захоронении, наряду с остатками листьев *Trochodendroides*, доминируют листья рода *Paraprotophyllum*. Этот род характеризуется листьями с пальчато-перистым или перистым краспедодромным жилкованием и зубчатым краем, как бесщитковыми, так и пельтатными. Он наиболее характерен для туронских и коньякских флор Сахалина, Северо-Востока и Восточной Сибири [Герман, Лебедев, 1991; Герман, 1994; Головнева, 2005]. По строению эпидермы, изученному для *P. lindense*, подтверждена принадлежность этого рода к платановым. Листья *Paraprotophyllum* из антибесской флоры ранее включались в состав родов *Pseudoprotophyllum* или *Viburnum* [Черепнин, 1940; Лебедев, 1962].

Кроме перечисленных выше таксонов, в работах В.А. Хахлова [1930] и А.Р. Ананьева [1955] приводятся изображения около 10 морфотипов, которые имеют плохую сохранность. Они описаны под названиями *Prunus*, *Protophyllum*, *Magnolia*, *Juglans*, *Alnus*, *Ficus*, *Populus*, *Acer*. Среди них могут быть переопределены только остатки *Cissites* sp. По нашим данным, современные роды цветковых практически не встречаются в антибесской флоре.

Наиболее характерной особенностью антибесского комплекса большинство предыдущих исследователей считали обилие листьев троходендроидесов. На этом основании антибесскую флору сближали с цагайской и рассматривали как самое верхнее звено развития меловой флоры Сибири, датируя данием или маастрихтом-данием [Ананьев, 1955; Байковская, 1957; Лебедев, Маркова, 1962]. Ошибочные определения образцов плохой сохранности, отнесенных к современным родам *Acer*, *Prunus*, *Juglans*, *Alnus*, *Populus*, также способствовали омоложению возраста антибесской флоры.

В настоящее время установлено, что род *Trochodendroides* характерен не только для флор датского возраста. Он начинает развиваться в Сибири с сеномана и составляет значительную долю во всех флорах позднего мела [Головнева, 2005]. Таким образом, этот род не может свидетельствовать о палеоценовом возрасте отложений. Вид *Trochodendroides zizyphoides*, с листьями которого наши находки имеют наибольшее сходство, характерен для турон-коньякской флоры Вилюя и туронской флоры Деревянных гор на о-ве Новая Сибирь.

Возраст антибесской флоры определен по ее систематическому составу и стратиграфическому положению вмещающих отложений. Известно, что флороносные слои антибесского местонахождения относятся к сымской свите Чулымо-Енисейской впадины и залегают стратиграфически выше образований симоновской свиты. Из верхней части симоновской свиты известна касская флора туронского возраста, однако антибесская флора не имеет общих с ней таксонов, кроме таких широко распространенных форм, как *Asplenium dicksonianum*, *Ginkgo* ex gr. *adiantoides* и *Menispermities* [Головнева, 2005]. Антибесская флора также значительно отличается от сымской флоры из вышележащей верхнесымской подсвиты. Для последней характерно доминирование узколистных нелопастных платановых и обилие хвойных из таксодиевых и кипарисовых. Возраст сымской свиты в целом определяется как коньяк-маастрихт на основании палинологических данных [Булыникова и др., 1968]. Поэтому систематический состав и стратиграфическое положение антибесской флоры позволяет нам оценить ее возраст как нижнесенонский, вероятнее всего, коньякский.

Поскольку флора антибесского местонахождения очень своеобразна, то в отличие от предыдущих исследователей [Лебедев, 1955; Лебедев, Маркова, 1962] мы полагаем, что антибесский комплекс растений характеризует самостоятельный этап развития поздне меловой флоры Западной Сибири, занимающий промежуточное положение между касским (турон) и сымским (маастрихт) этапами.

Литература

- Ананьев А.Р. Антибесский комплекс // Атлас руководящих форм ископаемой фауны и флоры Западной Сибири. М.: Госгеолтехиздат, 1955. С. 205–209.
Байковская Т.Н. О верхнемеловых флорах Чулымо-Енисейского бассейна // Сборник ст. "Памяти А.Н. Криштофовича". М.-Л.: Изд-во АН СССР, 1957. С. 65–99.

Булыникова А.А., Резапов А.Н., Пучкина В.В., Стороженко Н.Н. Геологическое строение и перспективы нефтегазаносности приенисейской части Западно-Сибирской низменности // Тр. СНИИГГИМС. Вып. 41. М.: Недра, 1968. 216 с.

Герман А.Б. Разнообразие меловых платанообразных Анадырско-Корякского субрегиона в связи с изменениями климата // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1994. Т. 2. № 4. С. 62–77.

Герман А.Б., Лебедев Е.Л. Стратиграфия и флора меловых отложений Северо-Западной Камчатки. М.: Наука, 1991. 161 с. (Тр. ГИН АН СССР. Вып. 468).

Головнева Л.Б. Формирование меловой бореальной флоры цветковых в Северной Азии // Современные проблемы палеофлористики, палеофитогеографии и фитостратиграфии: Тр. Междунар. палеоботан. конф. / Отв. ред. М.А. Ахметьев, А.Б. Герман. М.: ГЕОС, 2005. Вып. 1. С. 78–83.

Головнева Л.Б., Красилов В.А. Новый род гетероспоровых папоротников порядка *Heroleandrales* из нижнего мела Западного Казахстана // Палеонтол. журн. 2001. № 3. С. 108–112.

Красилов В.А., Головнева Л.Б. Новый порядок гетероспоровых растений из верхнего мела реки Кемь, Западная Сибирь // Палеонтол. журн. 2000. № 1. С. 84–92.

Лебедев И.В. Меловая система // Атлас руководящих форм ископаемых фауны и флоры Западной Сибири. М.: Госгеолтехиздат, 1955. С. 183–186.

Лебедев И.В. Верхнемеловые растения // Биостратиграфия мезозойских и третичных отложений Западной Сибири. Л.: Гостоптехиздат, 1962. С. 237–282. (Тр. СНИИГГИМС. Вып. 22).

Лебедев И.В., Маркова Л.Г. Очерк развития верхнемеловой флоры Западной Сибири // Биостратиграфия мезозойских и третичных отложений Западной Сибири. Л.: Гостоптехиздат, 1962. С. 229–236. (Тр. СНИИГГИМС. Вып. 22).

Хахлов В.А. Остатки третичной флоры с разъезда Антибес // Изв. Западно-Сибирского отдел. Геол. ком. 1930. Сер. 10. Вып. 2. С. 37–46.

Черепнин В.К. Новые данные о возрасте антибесской ископаемой флоры покрытосеменных растений // Тр. конф. по изучению и освоению производительных сил Сибири. 1940. Т. 2. С. 431–442.

АММОНИТЫ И СТРОЕНИЕ РАЗРЕЗА ВОЛЖСКО-БЕРРИАСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ Р. МАУРЫНЯ (ПРИПОЛЯРНЫЙ УРАЛ): НОВЫЕ ДАННЫЕ

А.С. Алифиров, А.Е. Игольников, О.С. Дзюба

Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН, Новосибирск

AMMONITES AND STRUCTURE OF VOLGIAN-BERRIASIAN BEDS IN THE MAURYNIYA SECTION (SUBPOLAR URAL): NEW DATA

A.S. Alifirov, A.E. Igochnikov, O.S. Dzyuba

Trofimuk Institute of Petroleum Geology and Geophysics, SB RAS, Novosibirsk

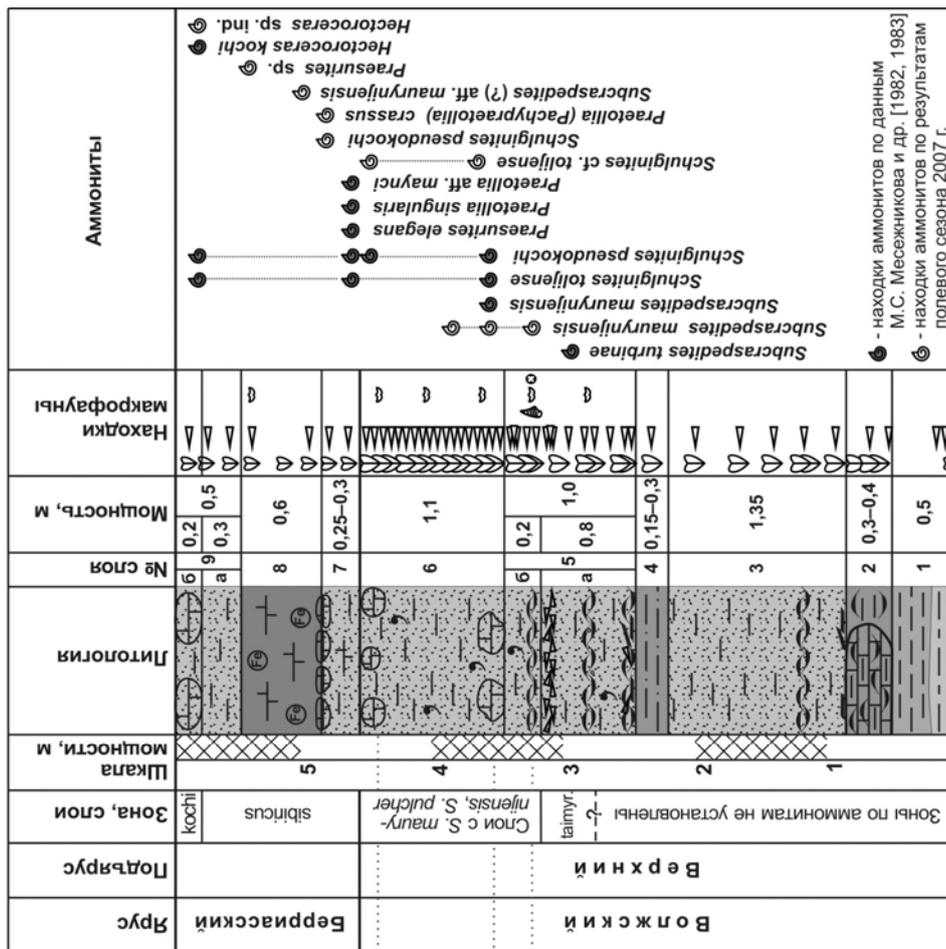
Волжский и берриаский ярусы на правом берегу р. Маурынья (правый приток р. Толья) изучались отечественными геологами с середины XX века. В полевые сезоны 1962, 1966, 1968, 1978 годов эти обнажения посещали В.А. Захаров, М.С. Месежников, А.Л. Бейзель, Ю.В. Брадучан, Т.А. Веренинова, А.В. Гольберт, И.Г. Климова, Т.И. Нальняева и др. Берриаский ярус на правом берегу р. Маурынья (обн. 52) описан В.А. Захаровым и М.С. Месежниковым [Граница..., 1972]. Пограничные волжско-берриасские слои (обн. 54) вскрыты также в правобережном обрыве, в 3 км ниже по течению от обн. 52. Сводное описание обнажений приведено в работах М.С. Месежникова с соавторами [Месежников, Брадучан, 1982; Месежников и др., 1983].

Обнажение № 54, расположенное в 7 км выше устья р. Маурынья (63°10'55,2" с.ш. и 60°16'0,02" в.д.), представляет собой задернованный береговой обрыв высотой и шириной около 8–10 м. В нем М.С. Месежников и Ю.В. Брадучан [1982] выделили шесть слоев (рисунок). Слои II¹ и III отнесены ими к верхневолжскому подъярису – зоне *Craspedites taimyrensis* (по находкам *Subcraspedites (S.) turbinae* Klim.) и слоям с *Subcraspedites (S.?) maurynjensis* и *S. (Volgidiscus) pulcher* (содержащим *S. (S.?) maurynjensis* Mesezhn. et Alekseev, *Schulginites pseudokochi* Mesezhn., *S. toljense* (Nik.)). Слои IV–VI слагают нижнюю часть берриаса – зоны *Chetaites sibiricus* (с *Praesurites elegans* Mesezhn. et Alekseev, *Praetollia singularis* Alekseev, *P. aff. maynci* Spath, *Schulginites toljense* (Nik.), *S. pseudokochi* Mesezhn.) и *Hectoroceras kochi* (с *H. kochi* Spath, *Schulginites toljense*, *S. pseudokochi*). Таким образом, в обн. 54 на р. Маурынья была установлена непрерывная последовательность волжско-берриасских слоев с обильной фауной (аммониты, двустворки, белемниты и др.), из которой предшествующими исследователями детально изучены в основном только аммониты. Разрез описан по двум канавам. Его мощность составила от 2 до 2,6 м.

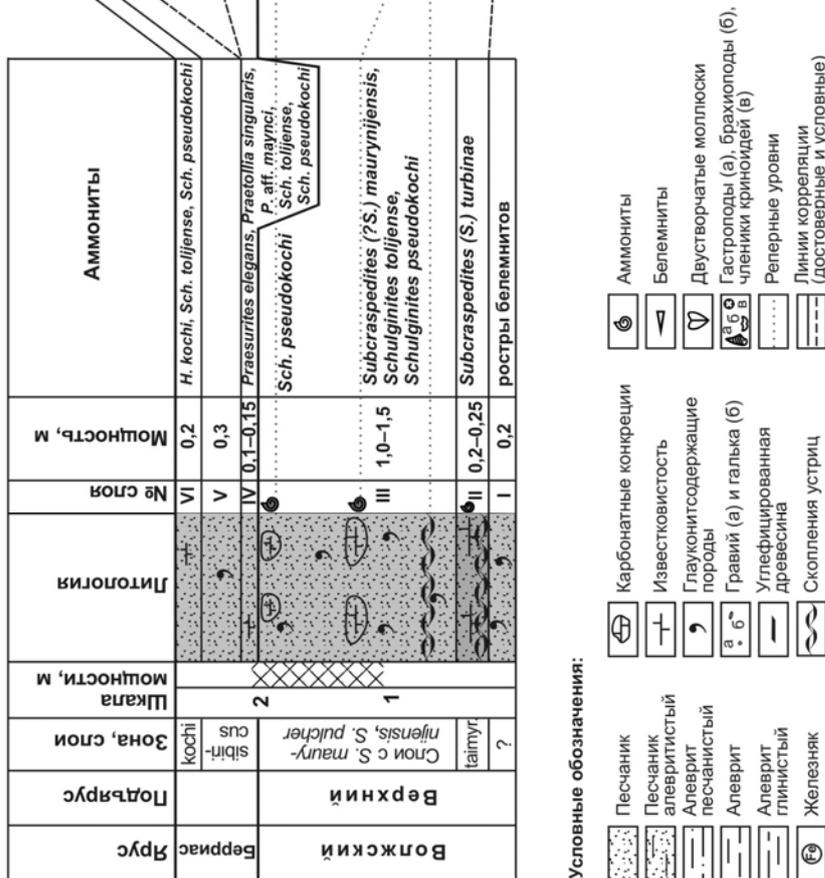
В августе 2007 г. обнажение № 54 на р. Маурынья посетил отряд палеонтологов ИНГГ СО РАН (О.С. Дзюба, А.С. Алифиров, А.Е. Игольников, О.С. Урман) и ТГУ (С.В. Иванцов). Разрез вскрыт в четырех канавах и опробован на макро- и микропалеонтологический анализ. В нем выделено девять слоев суммарной мощностью от 5,75 до 6,05 м.

¹ Здесь и далее нумерация слоев по М.С. Месежникову приводится римскими цифрами.

Результаты полевого сезона 2007 г.



Результаты полевого сезона 1978 г.
[Месежников, Брадучан, 1982; Месежников и др., 1983]



Условные обозначения:

- Песчаник
- Песчаник алевролитский
- Алевролит песчаный
- Алевролит
- Алевролит глинистый
- Железняк
- Карбонатные конкреции
- Известковость
- Глауконитсодержащие породы
- Гравий (а) и галька (б)
- Углеродизированная древесина
- Скопления устриц
- Аммониты
- Белемниты
- Двустворчатые моллюски
- Гастроподы (а), брахиоподы (б), членики криноидей (в)
- Реперные уровни
- Линии корреляции (достоверные и условные)

Сопоставление представлений о строении и палеонтологической характеристике разреза волжско-бернежских отложений на правом берегу р. Маурыньи (обн. 54).

Сопоставление мощностей биостратонов в разрезе волжско-берриасских отложений
р. Маурынья (обн. 54) по данным разных исследователей

Зоны, слои	М.С. Месежников и др. [1982, 1983]		Данная работа	
	Мощность, м	Номер слоя	Мощность, м	Номер слоя
<i>Hectoroceras kochi</i>	0,2	VI	0,2	9б
<i>Chetaites sibiricus</i>	0,4–0,45	V, IV	1,15–1,2	9а, 8, 7
<i>S. maurynjensis</i> и <i>S. pulcher</i>	1–1,5	III	1,3	6, 5б
<i>Craspedites taimyrensis</i>	0,2–0,25	II	>0,25	5а
Суммарная мощность	1,8–2,4		>2,95	

Сопоставить слои, выделенные ранее, с вновь установленными можно лишь с определенной степенью условности (см. рисунок, таблицу).

По данным М.С. Месежникова с соавторами, разрез начинается с песчаников мелкозернистых, оливковых, глауконит-лептохлоритовых, неплотных с рострами белемнитов, мощностью 0,2 м (сл. I). В нашем описании похожие по цвету и зернистости породы появляются начиная со сл. 5. Здесь же появляются устричные прослои (в подошве, в 0,3 м от подошвы, в 0,2 м от кровли), характерные для слоев II и III. Нижняя часть описанного нами разреза (слои 1–4), судя по литологии, в предшествующем описании не представлена.

По мнению авторов, следует сопоставить первый снизу устричный прослой из сл. II со вторым снизу устричным прослоем сл. 5. Скопления *Liostrea uralensis* Zakh. в 0,2 м от подошвы сл. III мы сопоставляем с третьим снизу устричным прослоем сл. 5 (в подошве сл. 5б). Исходя из этого сопоставления, определенный М.С. Месежниковым *Subcraspedites turbinae* Klim. происходит из сл. 5а, чуть выше второго устричного прослоя.

В сл. III указаны два горизонта конкреций (в средней части и в кровле), которые мы сопоставляем с двумя конкреционными горизонтами сл. 6. По всей видимости, именно из них происходят указываемые М.С. Месежниковым *Subcraspedites maurynjensis* Mesezhn. et Alekseev, *Schulginites pseudokochi* Mesezhn., *S. toljense* (Nik.). В целом, часть разреза, выделенная М.С. Месежниковым с соавторами как слои I–III, можно достаточно уверенно сопоставить со слоями 5–6.

Ориентируясь на указанные горизонты конкреций, сл. IV, содержащий аммонитов *Praesurites elegans* Mesezhn. et Alekseev, *Praetollia singularis* Alekseev, *P. aff. maynci* Spath, *Schulginites toljense* (Nik.), *S. pseudokochi* Mesezhn., сопоставляется нами со сл. 7.

Сл. 8, имеющий специфическую литологическую характеристику, в описании разреза М.С. Месежниковым и др. [Месежников, Бладучан, 1982; Месежников и др., 1983] не упоминается. Он представляет собой очень плотные бурые железняки с плитчатой отдельностью мощностью порядка 0,6 м. В нем нами найдены аммониты *Subcraspedites* (?) *aff. maurynjensis* Mesezhn. et Alekseev (фототаблица, фиг. 6) и *Praesurites* sp. Верхние слои V и VI мы сопоставляем со слоями 9а и 9б соответственно.

В изученном разрезе по аммонитам опознаются следующие биостратиграфические подразделения верхневолжского подъяруса и берриаса (см. рис., табл.).

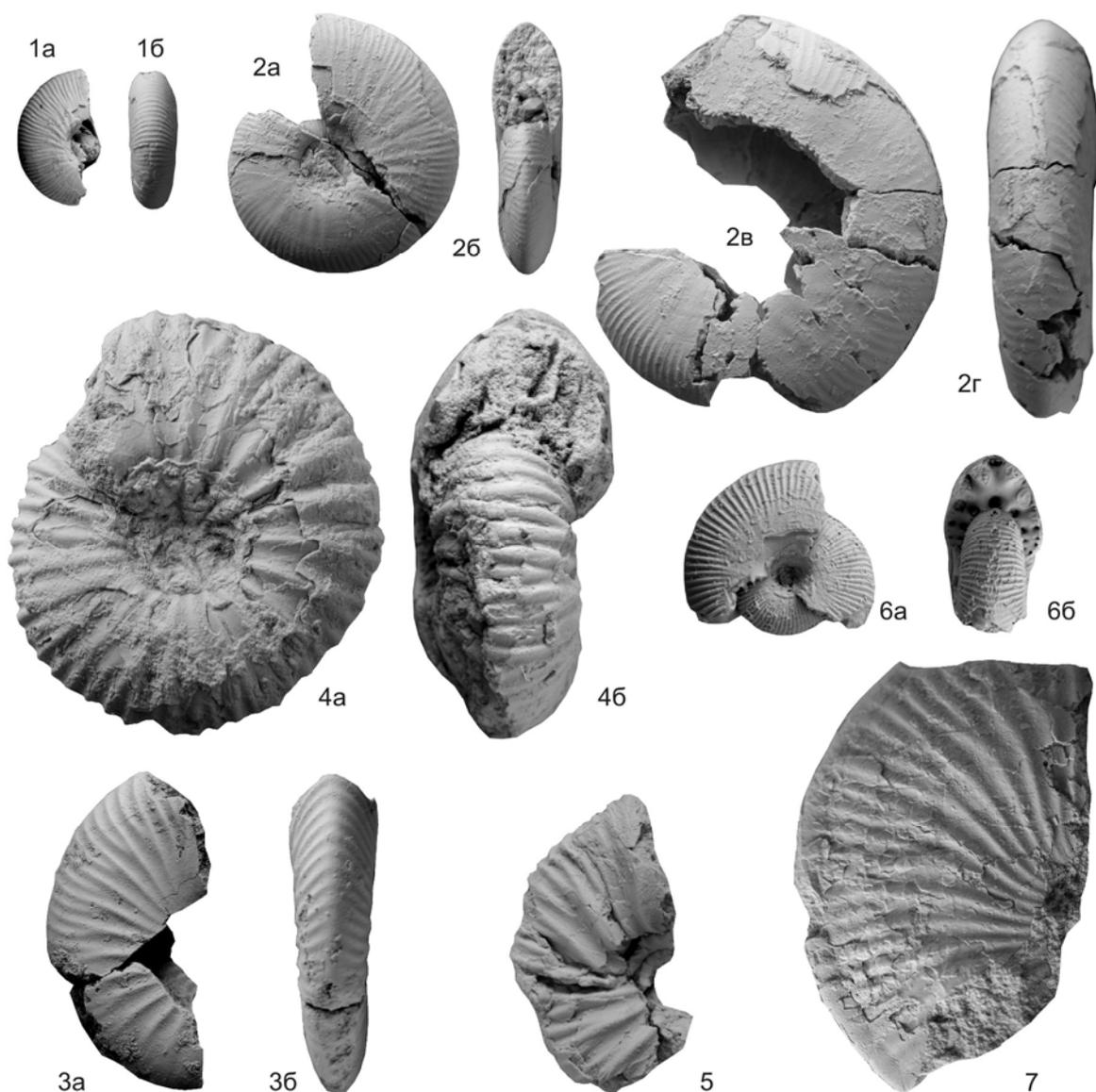
1. Зона *Craspedites taimyrensis*. В нижней части разреза (слои 1–5а) аммониты нами не обнаружены. Но сопоставление представлений о строении разреза авторов и М.С. Месежникова дает основание, как минимум, часть сл. 5а условно отнести к этой зоне.

2. Слои с *Subcraspedites* (*S.?*) *maurynjensis* и *S. (Volgidiscus) pulcher*. Нижняя граница проводится по первому появлению в разрезе *S. maurynjensis* Mesezhn. et Alekseev. Учитывая сопоставление двух описаний этого разреза, новая находка *S. maurynjensis* (фототаблица, фиг. 1, 2) сделана в 0,2 м ниже относительно ранее известных. Это позволяет подтвердить принадлежность к рассматриваемому биостратону отложений, непосредственно подстилающих конкреционный уровень с *Subcraspedites* и *Schulginites* (см. рис.), и совместить нижнюю границу слоев с *S. maurynjensis* и *S. (V.) pulcher* с подошвой сл. 5б.

3. Зона *Chetaites sibiricus*. Нижняя граница зоны (а следовательно, и граница между волжским и берриасским ярусами) проводится по подошве сл. 7, в котором впервые найдена *Praetollia (Pachypraetollia) crassus* Alekseev (фототаблица, фиг. 4, 5). Здесь же М.С. Месежниковым были обнаружены *Praetollia* spp., *Schulginites* spp. и *Praesurites elegans* Alekseev.

4. Зона *Hectoroceras kochi*. Нижняя граница установлена по появлению *Hectoroceras* sp. в подошве сл. 9б. Из этого же слоя, по-видимому, происходят аммониты М.С. Месежникова (сл. VI): *Hectoroceras kochi* Spath, *Schulginites pseudokochi* Mesezhn., *S. toljense* (Nik.).

Таким образом, в результате проведенных исследований на р. Маурынья в обн. 54 были вскрыты более низкие горизонты разреза мощностью порядка 2,5 м (слои 1–4), не охарактеризованные аммонитами, но содержащие богатые комплексы белемнитов и двустворчатых моллюсков. В ближайшее время планируется опубликовать результаты их изучения. Также дополнено описание верхней части разреза: установлен сл. 8, не имеющий аналогов в описании М.С. Месежникова с соавторами. В целом, подтверждено ранее установленное присутствие в разрезе на р. Маурынья верхней части волжского яруса (зона *taimyrensis* – слои с *maurynjensis*, *pulcher*) и низов берриаса (зоны *sibiricus*, *kochi*). Аммонитовая характеристика разреза дополнена находками *Praetollia (Pachypraetollia) crassus* Alekseev (первая за пределами севера Восточной Сибири) и *Subcraspedites* (?) *aff. maurynjensis* Mesezhn. et Alekseev. Обнаруженные нами экземпляры *Schulginites pseudokochi* Mesezhn. (фототаблица, фиг. 3) и *Schulginites cf. toljense* (Nik.) в слоях 6 и 7 дают дополнительное обоснование для вывода М.С. Месежникова об отсутствии “скользко-нибудь значительного по времени перерыва” между верхневолжскими слоями с *maurynjensis*, *pulcher* и нижеберриасской зоной *sibiricus*, традиционно рассматривавшимися пограничными между юрской и меловой системами. Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ № 06-05-64439.



Фототаблица. Аммониты из пограничных волжско-берриасских слоев (обн. 54, р. Маурынья, Приполярный Урал). Изображения даны в натуральную величину. Фиг. 1, 2. *Subcraspedites* (S.?) *maurynjensis* Mesezhn. et Alekseev: 1 – экз. № 54/1, а – вид сбоку, б – вид с вентральной стороны; сл. 6, 0,4 м от подошвы; верхневолжский подъярус, слои с *Subcraspedites maurynjensis* и *S. pulcher* (в 0,2 м ниже кровли сл. 5 и в 0,1 м выше подошвы сл. 6 найдены аналогичные аммониты худшей сохранности); 2 – экз. № 54/2, а – вид сбоку, б – вид со стороны устья, в – вид сбоку части более позднего оборота, г – вид с вентральной стороны; осыпь; возраст тот же. Фиг. 3. *Schulginites pseudokochi* Mesezhn.: экз. № 54/3, а – вид сбоку, б – вид с вентральной стороны; сл. 7, кровля; берриас, зона *Chetaites sibiricus*. Фиг. 4, 5. *Praetollia* (*Pachypaetollia*) *crassus* Alekseev: 4 – экз. № 54/4, а – вид сбоку, б – вид со стороны устья; сл. 7, кровля; возраст тот же; 5 – экз. № 54/5, вид сбоку; осыпь; возраст тот же. Фиг. 6. *Subcraspedites* (?) aff. *maurynjensis* Mesezhn. et Alekseev: экз. № 54/6, а – вид сбоку, б – вид со стороны устья; сл. 8, 0,15 м от подошвы; возраст тот же. Фиг. 7. *Hectoroceras kochi* Spath: экз. № 54/7, вид сбоку; осыпь (предположительно, из сл. 9б); берриас, зона *Hectoroceras kochi*.

Литература

Граница юры и мела и берриасский ярус в бореальном поясе / Отв. ред. В.Н. Сакс. Новосибирск: Наука, 1972. 370 с.

Месежников М.С., Брадучан Ю.В. Детальная стратиграфия пограничных слоев юры и мела на восточном склоне Приполярного Урала // Стратиграфия триасовых и юрских отложений нефтегазоносных бассейнов СССР. Сб. науч. тр. Л.: ВНИГРИ, 1982. 133 с.

Месежников М.С., Алексеев С.Н., Климова И.Г. и др. О развитии некоторых *Craspeditidae* на рубеже юры и мела // Мезозой Советской Арктики. Новосибирск: Наука, 1983. С. 103–125.

СРЕДНИЙ АЛЬБ В ШАИМСКОМ НЕФТЕГАЗОНОСНОМ РАЙОНЕ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ

Э.О. Амон¹, Ю.Н. Федоров², В.П. Алексеев³, А.И. Лебедев²

¹Институт геологии и геохимии УрО РАН, Екатеринбург

²Тюменский филиал ООО "КогалымНИПИнефть", Тюмень

³Уральский государственный горный университет, Екатеринбург

MIDDLE ALBIAN IN SHAIMSKY OIL-AND-GAZ BEARING AREA OF WESTERN SIBERIA

E.O. Amon¹, Yu.N. Fedorov², V.P. Alekseev³, A.I. Lebedev²

¹Institute of Geology and Geochemistry, UB RAS, Ekaterinburg

²Tyumenian Branch of "KogalymNIPHeft", Tyumen

³Urals State Mining University, Ekaterinburg

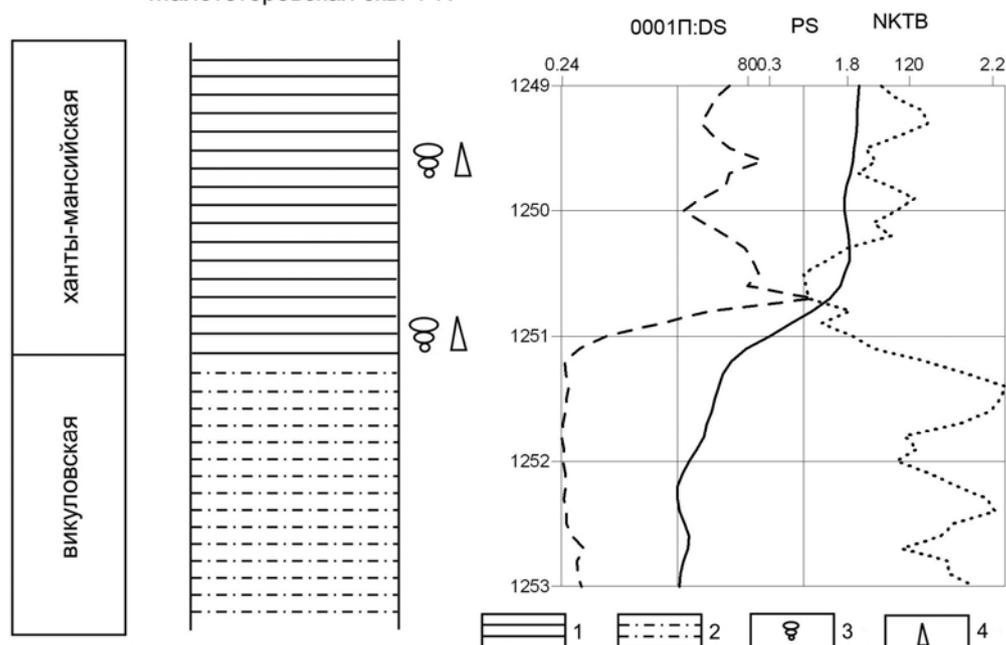
Проанализированы данные о литологии и характере распространения фораминифер в глинистых отложениях низов ханты-мансийской свиты, вскрытых в скважине Малотетеревская-1-П, пробуренной в юго-западной части Шаимского нефтегазоносного района.

Скважиной вскрыт контакт ханты-мансийской и викуловской свит в охарактеризованном керном интервале глубин 1248,7–1266,7 м. Граница между свитами по ГИС проводится на глубине 1251,1 м, где она фиксируется резким изменением литологического состава отложений (рисунок). Ханты-мансийская свита сложена темно-серой мелкокомковатой глиной, неясно горизонтально-тонкослоистой, слабоалевритистой, слабослюдистой. В породе присутствуют рассеянный мелкокристаллический пирит, марказит и углистый детрит; излом раковистый. По плоскостям наслоения отмечаются присыпки чистого кварцевого алеврита (зерна совершенно неокатанные) и мелкочешуйчатой слюды. Контакт ханты-мансийской свиты с подстилающими породами викуловской отчетливый, но не линейный, а интервальный, через переслаивание ханты-мансийских глин и викуловских глинистых алевролитов на расстоянии 10 сантиметров.

В породах ханты-мансийской свиты встречены тонкостенные створки раковин двустворчатых моллюсков *Entolium* sp. ind., ориентированные по плоскостям напластования. В отмытых порошках под микроскопом обнаруживается довольно большое количество тонких фрагментов коричневого и красноватого хитина ракообразных животных, а также обломков мелких позвонков, зубов и лучей плавников костистых рыб.

В изученном разрезе ханты-мансийской свиты на двух уровнях – 1249,7 и 1251,0 м – выявлены фораминиферы. Раковинки фораминифер в пробах относительно немногочисленны, сохранность их удовлетворительная, редко достигает хорошей. Раковинки часто слегка или сильно уплощены, сплюснуты, что может свидетельствовать о постдиагенетическом уплотнении пород. Определены *Reophax* sp., *Sacamina* sp., *S. orbiculata* Bulatova, *S. micra* Bulatova, *S. testideformabilis* Bulatova, *Miliamina* sp., *M. ischnia* Tappan, *M. virgata* Bulatova, *M. sproulei* Nauss, *Recurvoides leushiensis* Bulatova, *Cribrostomoides flossiformis* Bulatova, *Ammobaculites* sp., *A. goodlandensis* Cushman et Alexander, *A. fragmentarius* Cushman, *Ammosiphonia* sp., *A. beresoviensis* Bulatova, *Trochammina rutherfordi* Stelk et Wall, *Verneuilinoides borealis assanoviensis* (Zaspelova).

Малотетеревская скв. 1-П



Контакт ханты-мансийской и викуловской свит по скв. Малотетеревская-1-П: 1 – глина; 2 – глинистый алевролит; 3–4 – уровни находок: 3 – фораминифер, 4 – остатков рыб.

Анализ таксономического состава приводит к заключению, что здесь представлен комплекс фораминиферной зоны *Verneuilinoides borealis assanoviensis*, точнее, слоев с *Verneuilinoides borealis assanoviensis* – *Ammosiphonia berosoviensis* среднеальбского возраста [Захаров и др., 2000]. Следовательно, фрагмент ханты-мансийской свиты, вскрытый скв. Малотетеревская-1-П, датируется по фораминиферам средним альбом. Это хорошо согласуется с точкой зрения о возрасте свиты в Шаимском районе, высказанной ранее рядом авторитетных специалистов, согласно которой возраст нижней подсвиты ханты-мансийской свиты, сложенной морскими темно-серыми аргиллитами с тонкими прослоями алевролитов, известняков и сидеритов, принимается в объеме среднего альба [Шаимский нефтеносный район, 1971; Аргентовский и др., 1972].

Альбская бореальная морская трансгрессия на территории Западной Сибири была весьма замедленной, постепенной; по некоторым оценкам она осуществлялась по латерали со средней условной скоростью приблизительно 88 км/млн лет (9 см/год), с максимумом в среднем альбе [Амон, 2005]. Район скв. Малотетеревская-1-П затоплялся медленно, с частыми перемещениями, флуктуациями береговой линии. Возможно, в самом начале трансгрессии соленость воды была пониженной, о чем говорит недостаточное развитие типично морской фауны (двустворок, фораминифер) в подошве ханты-мансийской свиты. С другой стороны, опресненность не препятствовала развитию нектонных форм (костистые рыбы одинаково успешно обитают в пресных, опресненных и морских водах) и придонных детритофагов, таких как черви и ракообразные.

Позднее район затопления стал более глубоким, морской режим стабилизировался, сюда с севера и северо-востока проникли бентосные фораминиферы и двустворчатые моллюски. Фораминиферы принадлежат Бореально-Арктической области, и такой хорологический тип фораминиферных ассоциаций был широко распространен в Палеоарктике, окраинных, шельфовых бассейнах и во внутренних эпиконтинентальных морях Северной Америки, Северо-Восточной Европы, Сибири. На первом этапе углубления изучаемого района условия для обитания фораминифер оставались малоблагоприятными, о чем говорит бедность таксономического состава и значительное количество ювенильных экземпляров фораминифер. Вероятно, это связано с тем, что соленость все еще не достигла уровня нормальной морской.

Позднее условия обитания стали более морскими, что привело к значительно большему биоразнообразию фораминифер, и глубина бассейна здесь увеличилась. На первом этапе затопления района глубины были в пределах 0–15 м, а на втором, когда условия обитания фораминифер стали более морскими, глубина превысила 20 м. Возможно, она превышала базис регулярных и штормовых волн, и, вероятно все же, заключалась в пределах 50–200 м, что примерно соответствует зоне сублиторали и верхней части неритической области.

Описываемый район альбского Западно-Сибирского моря имеет немало общих черт с альбским морем Моури (Mowry Sea) северной внутренней Канады [Stelck, Hedinger, 1983]. Данный полузакрытый бассейн в течение среднего–позднего альба флуктуировал в размерах, по глубине и по очертанию береговой линии. Это было море с застойным придонным слоем и слабой циркуляцией в поверхностном слое, причем последний характеризовался пониженной соленостью (галоклин). В сукцессии от среднего к позднему альбу наблюдается постепенное углубление бассейна, но оно происходило не градуалистически, а имело пульсационный характер. В целом глубина менялась в направлении от внутреннего шельфа к внешнему и затем к неритическим обстановкам.

Примерно тот же градиент глубин от внутреннего шельфа к внешнему наблюдался и в бассейне Шаимского района. Так, глубина залегания подошвы ханты-мансийской свиты на участке расположения скв. Малотетеревская-1-П составляет 1251,1 м. К востоку и северо-востоку от этого участка интервалы залегания свиты другие, глубины увеличиваются: в скв. Ем-Еговская-548 – 1413–1430 м, в скв. Согомская-1 – 1486–1513 м, в скв. Ханты-Мансийская-1Р – 1420–1660 м. В Омско-Ларьякском районе в скв. Чебурлинская-2-Р глубина залегания свиты соответствует 1140–1340 м [Захаров и др., 2000]. Следовательно, точка расположения скв. Малотетеревская-1-П принадлежит более возвышенному участку внутреннего шельфа, так же как и гипсометрически примерно равный участок в юго-восточном Омско-Ларьякском районе. Более восточные и северные районы принадлежали внешнему шельфу.

Литература

- Амон Э.О. Комплексы агглютинирующих фораминифер из ханты-мансийской свиты (альб, нижний мел) в Среднем и Южном Зауралье // Литосфера. 2005. № 2. С. 97–134.
- Аргентовский Л.Ю., Бладучан Ю.В., Булыникова А.А., Ясович Г.С. Нижний отдел. Меловая система. Стратиграфия юрских и меловых отложений // Стратиграфо-палеонтологическая основа детальной корреляции нефтегазоносных отложений Западно-Сибирской низменности. Тюмень: ЗапСибНИГНИ, 1972. С. 49–83. (Тр. ЗапСибНИГНИ. Вып. 48).
- Захаров В.А., Маринов В.А., Агалаков С.Е. Альбский ярус Западной Сибири // Геология и геофизика. 2000. Т. 41. № 6. С. 769–791.
- Шаимский нефтеносный район / Ред. И.И. Нестеров. Тюмень, 1971. 496 с. (Тр. ЗапСибНИГНИ. Вып. 43).
- Stelck C.R., Hedinger A.S. Foraminifera of the lower part of the Sully Formation (upper Albian), northeast British Columbia // Canadian Journ. Earth Science. 1983. Vol. 20. No. 8. P. 1249–1259.

ОНТОГЕНЕЗ И ВНУТРЕННЕЕ СТРОЕНИЕ БЕРРИАСКИХ АММОНИТОВ ГОРНОГО КРЫМА

В.В. Аркадьев

Санкт-Петербургский государственный университет

ONTOGENY AND INTERNAL STRUCTURE OF THE BERRIASIAN AMMONITES OF THE CRIMEAN MOUNTAINS

V.V. Arkadiev

Saint-Petersburg State University

Для зонального расчленения и корреляции берриасских отложений Горного Крыма наибольшее значение имеют представители родов аммонитов *Berriasella*, *Pseudosubplanites*, *Delphinella*, *Timovella*, *Fauriella*, *Jabronella*, *Dalmasiceras*, *Malbosiceras*, *Pomeliceras*, *Retowskiceras*, *Riasanites*, *Hegaratia*, *Neocosmoceras*. Перечисленные таксоны в настоящее время многие исследователи рассматривают в составе семейства Neocomitidae Salfeld, 1921 [Wright et al., 1996; Калачева, Сей, 2000]. Однако среди палеонтологов и биостратиграфов, занимающихся изучением этих аммонитов, до сих пор нет единой точки зрения на диагнозы родов, их видовой состав, семейственную и подсемейственную принадлежность. Это связано с тем, что для большинства названных родов не известен морфогенез раковины, включающий онтогенетическое развитие лопастной линии и внутреннее строение. Современные западно-европейские исследователи этому вопросу, к сожалению, практически не уделяют внимания. Раковины аммонитов из берриасских отложений Горного Крыма преимущественно плохой сохранности (это ядра, замещенные породой), что не позволяет изучить их морфогенез. У некоторых крымских видов аммонитов описаны лишь форма и скульптура последнего оборота и рисунок внешнего отрезка лопастной линии. Многолетние собственные наблюдения автора [Вавилов, Аркадьев, 2000], а также других исследователей [Друщиц, Догужаева, 1981; Михайлова, 1983; Birkelund, 1981; и др.] убедительно показывают, что для создания жесткой и одновременно гибкой системы аммоноидей необходимо учитывать весь комплекс признаков – морфогенез раковины, онтогенетическое развитие лопастной линии и внутреннее строение. Без получения этих данных классификация аммонитов не будет отличаться надежностью.

Тип развития лопастной линии установлен только у представителей родов *Riasanites*, *Hegaratia* и *Dalmasiceras*. Т.Н. Богданова и В.В. Аркадьев [1999] изучили онтогенез лопастной линии у вида *Dalmasiceras tauricum* Bogd. et Ark. И.В. Кванталиани [1989] привел онтогенезы лопастных линий *Dalmasiceras* ex gr. *housai* Le Hég., *Riasanites lyssenkoi* (Kvant.), *R. crassicoatum* (Kvant. et Lyss.), а в более поздней своей монографии [Кванталиани, 1999] – онтогенез *Hegaratia balkensis* (Bogd. et Kvant.). У всех изученных видов развитие происходит за счет разделения внутренней боковой лопасти I. Для лопастной линии характерны пятилопастная примасура и одноконечная дорсальная лопасть D. Стадии развития линии:

$$VLU:ID - (V_1V_1)LU:I_dD - (V_1V_1)LUU^1I_{vv}:I_dI_dD.$$

Присутствие лопасти I_d вместо лопасти I₃ (в понимании Н.В. Безносова и И.А. Михайловой [1981]) отличает эту группу аммонитов от перисфинктин и заставляет относить их к самостоятельному надсемейству Olcostephanaceae [Кванталиани, Ломинадзе, 1984; Кванталиани, 1999; Богданова, Аркадьев, 1999]. По этой причине неокомитиды (“берриаселлиды”) рассматриваются в составе надсемейства Olcostephanaceae, хотя результаты будущих исследований, возможно, смогут это опровергнуть.

Данные о внутреннем строении берриасских аммонитов Горного Крыма, так же как и об онтогенезе лопастной линии, немногочисленны. Фрагментарные данные получены для представителей родов *Ptychophylloceras* [Друщиц, Догужаева, 1981; Аркадьев, Богданова, 2001], *Leiophylloceras* [Аркадьев, 2002], *Dalmasiceras* [Кванталиани, 1989; Богданова, Аркадьев, 1999], *Berriasella*, *Riasanites* [Кванталиани, 1989], *Pseudosubplanites* [Аркадьев, 2003; Богданова, Аркадьев, 2005]. Характеристика признаков внутреннего строения изученных видов аммонитов приведена в таблице. Терминология элементов внутреннего строения складывалась в течение длительного времени. Изучением внутреннего строения аммоноидей занимались многие специалисты: Б. Бранко [Branco, 1879, 1880], Т. Биркелунд [Birkelund, 1981] и др. Терминология элементов внутреннего строения была впервые предложена В.В. Друщицем и Н. Хиами [1969]. В наиболее полном и разработанном виде она представлена в работах В.В. Друщица и Л.А. Догужаевой [1981], М.Н. Вавилова и В.В. Аркадьева [2000].

Несмотря на явную недостаточность полученных данных, уже сейчас можно наметить группировки аммонитов, различающихся внутренним строением. Для представителей родов *Ptychophylloceras* и *Leiophylloceras* характерны маленькие шаровидные протоконх ($D_1=0,30-0,41$ мм, $D_2=0,25-0,42$ мм) и цекум ($C_1=C_2=0,05$ мм), соответственно, маленькая аммонителла ($D_a=0,69$ мм, $\alpha=260^\circ$). Неокомитиды (*Dalmasiceras*, *Berriasella*, *Riasanites*, *Pseudosubplanites*) характеризуются протоконхом и цекумом большего размера ($D_1=0,40-0,59$ мм, $D_2=0,40-0,50$ мм; $C_1=0,09-0,15$ мм, $C_2=0,09-0,10$ мм) и, соответственно, большей аммонителлой ($D_a=0,75-1,08$ мм, $\alpha=310-315^\circ$). Разделить неокомитид на сегодняшний день пока не представляется возможным – слишком мало данных. Положение сифона у всех изученных аммонитов одинаковое. На первом обороте сифон центральный или несколько отклоненный к дорсальной стороне, на третьем обороте становится вентральным. Это признак высокого таксономического ранга (очевидно, надсемейственного), что отмечалось ранее и для других групп аммоноидей [Вавилов, Аркадьев, 2000]. Характер септальных трубок также не удалось выяснить до конца. Осталась неясной их форма на первом обороте. Однако на всех последующих оборотах у аммонитов наблюдались прохоанитовые септальные трубки – возможно, это тоже признак высокого ранга, по крайней мере, семейственного. В целом, полученные данные подтверждают отнесение изученных аммонитов к различным семействам.

Таблица

Характеристика основных признаков внутреннего строения берриасских аммонитов Горного Крыма

Вид и номер экземпляра	Протоконх		Цекум		Аммонителла		Положение сифона, № оборота						Тип септальных трубок, № оборота						
	Д ₁	Д ₂	Ц ₁	Ц ₂	Д _a	α°	1	2	3	4	5	6	1	2	3	4	5	6	
<i>Ptychophylloceras semisulcatum</i> (d'Orb.) [Друщиц, Догужаева, 1981] № 5402 № 81	0,41 0,38	0,42 0,28	- -	- -	- 0,69	- 260	Ц Ц	Ц-ПВ Ц-ПВ	В В	В В	В В	- -	- -	П П	П П	П П	П П	- -	- -
<i>P. semisulcatum</i> (d'Orb.) [Аркадьев, Богданова, 2001] № 1/334	0,30	0,25	0,05	0,05	-	-	Д-Ц	Ц-ПВ	В	В	В	В	-	-	П	П	П	-	П
<i>Leiophylloceras calypso</i> (d'Orb.) [Аркадьев, 2002] № 1/13078	0,40	0,40	-	-	-	-	-	-	ПВ-В	В	В	-	-	-	-	-	-	-	-
<i>Pseudosubplanites jauberti</i> (Maz.) [Аркадьев, 2003] № 86/13077	0,50	0,50	-	-	-	300	Ц	ПВ	В	В	В	В	-	-	-	-	-	-	-
<i>Dalmasiceras tauricum</i> Bog. et Ark. [Кванталиани, 1989] № 4(3025/1-6)	0,57	0,53	-	-	-	-	-	-	ПВ	В	В	В	-	-	-	П	П	-	-
<i>D. tauricum</i> Bog. et Ark. [Богданова, Аркадьев, 1999] № 2/333 № 3/333	0,40 0,40	0,40 0,40	0,15 0,09	0,10 0,09	0,75 0,75	310 310	Ц Ц	ПВ ПВ	ПВ-В ПВ-В	В В	В В	В В	- -	- -	П П	П П	П П	П П	П П
<i>Berriasella</i> sp. [Кванталиани, 1989] № 4(3017/2-13)	0,42	0,40	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	П	П	П	-	-
<i>Riasanites</i> (= <i>Tauricoseras</i>) [Кванталиани, 1989]	0,50- 0,59	0,45- 0,50	0,10	0,10	0,99- 1,08	315	Ц	ПВ	В	В	В	В	-	П	П	П	П	П	П

Условные обозначения: Д₁ и Д₂ – диаметры протоконха (мм); Ц₁ и Ц₂ – диаметры цекума (мм); Д_a – диаметр аммонителлы (мм); α – угол первичного валика; положение сифона: Д – дорсальное, Ц – центральное, ПВ – привентральное, В – вентральное; септальные трубки: П – прохонитовые.

Литература

- Аркадьев В.В. Новый род *Leiophylloceras* (Phylloceratida, Ammonoidea) из берриаса Горного Крыма // Палеонтол. журн. 2002. № 6. С. 41–45.
- Аркадьев В.В. Морфогенез представителей рода *Pseudosubplanites* (Perisphinctidae, Ammonoidea) из берриаса Горного Крыма // Вестн. СПбГУ. Сер. 7. Геология. География. 2003. Вып. 2. С. 87–93.
- Аркадьев В.В., Богданова Т.Н. Ревизия рода *Ptychophylloceras* (Phylloceratida, Ammonoidea) из берриаса Крыма // Палеонтол. журн. 2001. № 5. С. 27–34.
- Богданова Т.Н., Аркадьев В.В. Представители рода *Dalmasiceras* (Ammonoidea) из берриаса Горного Крыма // Палеонтол. журн. 1999. № 4. С. 20–26.
- Безносос Н.В., Михайлова И.А. Систематика среднеюрских лептосфинктин и зигзагидератин // Палеонтол. журн. 1981. № 3. С. 47–60.
- Вавилов М.Н., Аркадьев В.В. Аммоноидеи – важнейшая ортостратиграфическая группа ископаемой фауны (методика определения и изучения). СПб.: ВНИГРИ, 2000. 75 с.
- Друщиц В.В., Догужаева Л.А. Аммониты под электронным микроскопом. М.: Изд-во МГУ, 1981. 238 с.
- Друщиц В.В., Хиами Н. Особенности ранних стадий онтогенеза некоторых раннемеловых аммонитов // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 1969. Вып. 2. С. 156–157.
- Калачева Е.Д., Сей И.И. Аммониты // Берриас Северного Кавказа (Урухский разрез). СПб.: ВНИГРИ, 2000. С. 69–101.
- Кванталиани И.В. Раннемеловые аммонитиды Крыма и Кавказа и их биостратиграфическое значение // Тр. Геол. ин-та АН Груз. ССР. Нов. сер. 1989. Вып. 98. 228 с.
- Кванталиани И.В. Берриасские головоногие моллюски Крыма и Кавказа // Тр. Геол. ин-та АН Грузии. Нов. сер. 1999. Вып. 112. 188 с.
- Кванталиани И.В., Ломинадзе Т.А. К систематике *Perisphinctina* (Ammonoidea) // Сообщ. АН Груз. ССР. 1984. Т. 116. № 3. С. 553–556.
- Михайлова И.А. Система и филогения меловых аммоноидей. М.: Наука, 1983. 280 с.
- Birkelund T. Ammonoid shell structure // Ammonoidea: Evolution, Classification, Mode Life and Geological Usefulness Major Fossil Group. Syst. Assoc. Symp., York, 1979. London, 1981. P. 177–219.
- Bogdanova T.N., Arkadiev V.V. Revision of species of the ammonite genus *Pseudosubplanites* from the Berriasian of the Crimean mountains // Cretaceous Res. 2005. Vol. 26. P. 488–506.
- Branco W. Beitrage zur Entwicklungsgeschichte der fossilen Cephalopoden // Palaeontographica. 1879–1880. T. 1. Bd. 26. S. 15–51. T. 2. Bd. 27. S. 13–81.
- Wright C.W., Calloman J.H., Howarth M.K. Treatise on Invertebrate Paleontology. Part L. Mollusca 4. Revised. Vol. 4: Cretaceous Ammonoidea // Geol. Soc. America, Inc. and Univ. Kansas. Boulder and Lawrence, 1996. 362 p.

**СТРАТИГРАФИЯ И БОРЕАЛЬНО-ТЕТИЧЕСКАЯ КОРРЕЛЯЦИЯ
МОРСКОГО ВЕРХНЕГО ГОТЕРИВА РОССИИ И СНГ**

Е.Ю. Барабошкин

Московский государственный университет

**STRATIGRAPHY AND BOREAL-TETHYAN CORRELATION OF MARINE UPPER HAUTERIVIAN
OF RUSSIA AND CIS**

E.J. Baraboshkin

Moscow State University

Морские отложения верхнего готерива широко распространены на территории России и стран СНГ. Они формировались в разных палеоклиматических поясах и поэтому проблема их зональной корреляции сохраняет свою актуальность. Несмотря на достаточно хорошую изученность, до сих пор встречаются устаревшие представления (в частности, для Западной Сибири) об их сопоставлении, базирующиеся на аммонитах. Распространение этих моллюсков определялось развитием систем проливов Северного полушария, положением глобального уровня моря и перемещением важнейших атмосферных фронтов [Барабошкин и др., 2007]. “Ключевым” направлением, по которому осуществлялось сообщение между Бореальным бассейном и Тетис (и, следовательно, осуществима бореально-тетическая корреляция), была система Русское море-пролив – Каспийский пролив.

На ранний готерив приходится низкий уровень Мирового Океана, мелководные проливы были закрыты, и поэтому ареал предковых форм позднеготеривских бореальных аммонитов подсемейства *Simbirskitinae* (*Pavlovites*, *Subspeetonicer* и *Gorodzovia*) невелик. Он был приурочен к мелководной части бассейнов Северной Европы и морю-заливу Русской плиты, ограничен с юга зоной высокого давления, препятствовавшей движению поверхностных водных масс (ВМ) на юг, а с севера – видимо, Баренцевоморским порогом и круговоротом Палеобаренцева моря [Барабошкин и др., 2007].

С началом позднего готерива совпадает подъем уровня Мирового океана и бореальная (“симбирскитовая”) “трансгрессия” [Барабошкин, 2004], когда основные атмосферные фронты (зона высокого давления и западных ветров) значительно переместились к югу [Барабошкин и др., 2007]. Открытие Каспийского пролива вызвало перемещение бореальной водной массы в юго-западном направлении, через Русское море-пролив,

способствовало распространению симбирскитов (s.l.) в бассейны Кавказа и Крыма. Одновременно в центре Европы открылся мелководный пролив Гессен, через который происходила миграция тетических полупланктонных гетероморф *Crioceratites* на север (в Саксонский бассейн), а бореальных *Speetonicerases* и *Milanowskia*, благодаря контурным поверхностным течениям вдоль берегов Гренландии, – на юг (в Парижский бассейн).

Вследствие такого массового обмена фаунами подошва верхнего готерива биостратиграфически устанавливается и хорошо прослеживается в отложениях разных палеогеографических поясов (таблица).

Подошва зоны *Subsainella sayni* – нижней зоны верхнего готерива тетической шкалы – совпадает в разрезах ЮВ Франции с появлением *Crioceratites duvali* (Lev.), а объемы зон *sayni* и *duvali* в районе парастратотипа практически совпадают [Autran, 1989]. В разрезах Крыма и Кавказа *Subsainella sayni* (Paq.) отсутствует, а первые *Speetonicerases inversum* (M. Pavl.), появляющиеся в разрезах Русской плиты над подзонами *versicolor* и *coronatiformis* ([Чернова, 1951] и данные автора), распространены выше *Crioceratites duvali* (Lev.), причем совместно с *Speetonicerases versicolor* (Trautsch.). В разрезах Грузии *Crioceratites duvali* появляется раньше *Speetonicerases inversum*, но позже *Speetonicerases versicolor* [Топчишвили, 2005]. Таким образом, зона *inversum* является заведомо верхнеготеривской, а подошва зоны *versicolor* Русской плиты – более древняя, но помещать ее в нижний или в верхний готерив – точно сказать невозможно. Из этого следует, что зона *inversum*, традиционно относимая в разрезах Западной Сибири к нижнему готериву [Сакс, Шульгина, 1962], должна быть перенесена в верхний готерив. Зональные аммониты заносились сюда контурным течением через Таймырский пролив из бассейнов Русской плиты и Палеоарктики [Барабошкин и др., 2007].

Сопоставления, принятые для Западной Европы [Rawson, 1999], при которых подошва зоны *inversum* опускается в нижний готерив, основаны на нахождении редких мелких *Crioceratites* группы *duvali* – *nolani* в зоне *inversum*, и в значительной мере являются традиционными. Присутствие этих аммонитов не противоречит позднеготеривскому возрасту зоны *inversum*. *Crioceratites* sp., согласно новым данным [Doyle, 1989], встречаются с подошвы зоны *inversum* Спитона, совместно со *Speetonicerases* s.s. Находки, сделанные в кровле нижнеготеривской зоны *gegale* (слои C8.A.IV-I) и определенные в той же работе как *Speetonicerases* (*Speetonicerases*) и *Speetonicerases* (*Milanowskia*), относятся, на мой взгляд, к раннеготеривским родам *Pavlovites* и *Hollisites* соответственно.

Следующий корреляционный уровень – *Milanowskia speetonensis* – связан с продолжавшимся действием уже названных проливов. Он соответствует верхам зоны *Subsainella sayni* в первоначальном понимании [Moullade, Thieuloy, 1967] или низам зоны *Balearites balearis* [Autran, 1989]. На этом уровне встречены *Milanowskia* ex gr. *speetonensis* – *concinus* в разрезах ЮВ Франции [Kemper et al., 1981]. Он присутствует в разрезах Крыма [Барабошкин, 1997], Северного Кавказа [Егоян, Ткачук, 1965] и сопоставляется с зоной *speetonensis* Русской плиты [Барабошкин, 2004]. Он же опознается в высокобореальных широтах – на Шпицбергене, Северо-Востоке России, предположительно в Западной Сибири (Ай-Пимская, Чуэльская площади и др., данные автора), на Камчатке и в Орегоне [Барабошкин, 2004].

В конце готерива закрылись проливы Гессен и Анхойский, образовался Баренцевоморский порог, начал закрываться Каспийский пролив. Зоны западных ветров и высокого давления переместились в высокие широты и располагались над сушей. Поэтому их влияние на перемещение водных масс было незначительным [Барабошкин и др., 2007]. Ареалы потомков милановский – рода *Craspedodiscus* – резко сократились, следовательно, снизился и их корреляционный потенциал. Поэтому не удивительно, что положение бореальной зоны *Craspedodiscus discofalcatus* можно установить лишь для ограниченного числа разрезов. Подошве тетической зоны *Pseudothurmannia angulicostata* соответствует подошва зоны *discofalcatus*, как это было продемонстрировано еще Е.В. Милановским [1940] и подтверждается нашими наблюдениями в Крыму [Барабошкин, 1997], а также данными о совместном распространении *Craspedodiscus* и *Pseudothurmannia* на Северном Кавказе [Егоян, Ткачук, 1965]. Точных сведений о соответствии кровли зоны *discofalcatus* подошве тетического баррема нет. По имеющимся сведениям, на Северо-Западном Кавказе выше находок *C. discofalcatus* (Lah.) встречены барремские *Holcodiscus* [Егоян, Ткачук, 1965]. По данным автора, на р. Урух выше находок *C. discofalcatus* выделяется нижнебарремская зона *Moutoniceras moutonianum* – аналог зоны *Holcodiscus caillaudianus*. Следовательно, верхам зоны *discofalcatus* на Северном Кавказе могут соответствовать верхи зоны *angulicostata* готерива и зон *hugii* – *compressissima* средиземноморской шкалы.

Автор глубоко признателен Ю.В. Брадучану (Тюмень) за возможность ознакомления с коллекциями аммонитов.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проекты № 06-05-64167 и 07-05-00882) и программы “Ведущие Научные школы” (проект № НШ-841.2008.5).

Литература

- Барабошкин Е.Ю. Новые данные по стратиграфии готеривских отложений в междуречье Кача–Бодрак // Очерки геологии Крыма. Тр. Крымского геол. науч.-учебн. центра. Вып. 1. М., 1997. С. 27–53.
- Барабошкин Е.Ю. Бореально-тетическая корреляция нижнемеловых аммонитовых шкал // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геол. 2004. № 6. С. 10–19.
- Барабошкин Е.Ю., Найдин Д.П., Беньямовский В.Н. и др. Пролиты Северного полушария в мелу и палеогене. М., 2007. 182 с.
- Егоян В.Л., Ткачук Г.А. К стратиграфии готерива Северного Кавказа // Тр. КФ ВНИИнефть. 1965. Вып. 16. С. 244–285.
- Милановский Е.В. О возрасте симбирскитовых слоев и белемнитовой толщи Поволжья // Бюлл. МОИП. Отд. геол. Нов. сер. 1940. Т. 18. Вып. 1. С. 11–35.
- Сакс В.Н., Шульгина Н.И. Меловая система в Сибири. Предложения о ярусном и зональном расчленении // Геология и геофизика. 1962. № 10. С. 28–40.

Таблица
Корреляция биостратиграфических схем нижнего мела Сибири, Русской плиты, Северного Кавказа, Грузии, Горного Крыма и зонального стандарта Средиземноморского пояса

ЯРУС	ПОДЯРУС	ЗОНАЛЬНЫЙ СТАНДАРТ ЗАПАДНОГО СРЕДИЗЕМНОМОРЬЯ [Reboullet et al., 2006]	ГОРНЫЙ КРЫМ [Барабошкин и др., 2007] с изменениями	ГРУЗИЯ [Топчшвили, 2005] с изменениями	СЕВЕРНЫЙ КАВКАЗ	РУССКАЯ ПЛИТА	СИБИРЬ данная работа
БР	Н	ЗОНА, ПОДЗОНА	ЗОНА, ПОДЗОНА	ЗОНА	ЗОНА	ЗОНА, ПОДЗОНА	ЗОНА, СЛОИ С ФАУНОЙ
		Avramidiscus hugii	Taveraediscus hugii	Avramidiscus hugii	?	<i>Præoxysteuthis hibolitiformis</i>	
ГОТЕРИВСКИЙ	ВЕРХНИЙ	Pseudothurmannia picteti	Pseudothurmannia ohmi	Pseudothurmannia mortilleti	<u>Craspedodiscus discofalcatus</u>	<u>discofalcatus</u>	КОНТИНЕНТАЛЬНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ
		Pseudothurmannia catulloi					
		Pseudothurmannia ohmi					
		Balearites balearis	<u>Milanowskia speetonensis</u>	<u>Milanowskia speetonensis</u>	<u>Milanowskia speetonensis</u>	<u>Milanowskia speetonensis</u>	
		Plesiospitidiscus ligatus	<u>Speetoniceratites inversum</u>	<u>Speetoniceratites inversum</u>	<u>Speetoniceratites inversum</u>	<u>Simbirskites pavlovae</u>	<u>Speetoniceratites inversum</u>
Subaynella sayni	Crioceratites duvali	<u>Simbirskites versicolor</u>	Crioceratites nolani	<u>S. versicolor</u>	?		
НИЖНИЙ	Lyticoceras nodosoplicatum	Theodorites theodori	Lyticoceras nodosoplicatum	Crioceratites nolani	<u>Gorodzovia mosquitiini</u>	ПЕРЕРЫВ?	
	Crioceratites loryi	? Crioceratites loryi	?	Crioceratites nolani	<i>Pavlovites polyptychoides</i>		
	Acanthodiscus radiatus	Leopoldia desmoceroides	? Acanthodiscus radiatus	Acanthodiscus radiatus	СЛОИ С <i>Buchia sublaevis</i>	СЛОИ С <i>Buchia sublaevis</i>	
ВЛЖ	Criosarasinella furcillata	Teschenites callidiscus	Eleniceras tauricum	Слои Neocomites neocomiensis	?	ПЕРЕРЫВ	<u>Homolomites bojartkensis</u>
							<u>Prodichotomites ivanovi</u>

Жирным шрифтом выделены зоны, установленные по видам-индексам тетических ВМ; **жирным курсивом** – по видам-индексам субтетических ВМ (преимущественно Крымско-Кавказские); **курсивом** – по видам-индексам субтетических ВМ (преимущественно Прикаспийские); **обычным** – по видам-индексам суббореальных ВМ (преимущественно европейские); **подчеркнутым курсивом** – по видам-индексам суббореальных ВМ (преимущественно Русской плиты); **подчеркнутым** – по видам-индексам бореальных ВМ.

Топчишвили М.В. (ред.). Атлас раннемеловой фауны Грузии // Тр. геол. ин-та АН Грузии. Нов. сер. 2005. Вып. 120. 788 с.

Чернова Е.С. О возрасте и расчленении симбирскитовых слоев и белемнитовой толщи Поволжья // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 1951. Т. 26. № 6. С. 46–81.

Aufran G. L'évolution de la marge Nord-Est Provencale (Arc de Castellane) du valanginien moyen à l'hauterivien à travers l'analyse biostratigraphique des séries de la région de Peyroles: séries condensées, discontinuités et indices d'une tectogenèse distensive. These, 1989. 232 p.

Doyle J.C. The stratigraphy of a late Lower Hauterivian horizon in the Speeton Clay Formation (Lower Cretaceous) of East Yorkshire // Proc. Geol. Assoc. London. 1989. Vol. 100. P. 175–182.

Kemper E., Rawson P.F., Thieuloy J.-P. Ammonites of Tethyan ancestry in the early Lower Cretaceous of north-west Europe // Palaeontology. 1981. Vol. 24. Pt. 2. P. 251–311.

Moullade M., Thieuloy J.-P. Les zones d'Ammonites du Valanginien supérieur et de l'Hauterivien vocontiens // C. R. Somm. Soc. geol. 1967. No. 6. P. 228–230.

Samm P.F. Long-distance correlations in the Valanginian–Hauterivian: Argentina – Western Mediterranean – NW Europe // Scr. Geol. 1999. Vol. 114. P. 151–158.

Reboulet S., Hoedemaeker Ph.J., Aguirre-Urreta M.B. et al. Report on the 2nd international meeting of the IUGS lower Cretaceous ammonite working group, the 'Kilian Group' (Neuchâtel, Switzerland, 8 September 2005) // Cretaceous Res. 2006. Vol. 27. P. 712–715.

НОВЫЕ ДАННЫЕ О ПОГРАНИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ ЮРЫ И МЕЛА РАЙОНА ПОЛУОСТРОВА БУЗАЧИ (СЕВЕРНЫЙ КАСПИЙ)

Е.Ю. Барабошкин¹, С.Б. Смирнова¹, К.В. Виноградова², Л.В. Алексеева², Н.А. Тажинаярова³

¹Московский государственный университет

²Институт геологии и разработки горючих ископаемых, Москва

³АО «Мангистаунагаз», Республика Казахстан

THE NEW DATA ON THE JURASSIC/CRETACEOUS BOUNDARY INTERVAL OF BUZACHI PENINSULA REGION (NORTH CASPIAN)

E.J. Varaboshkin¹, S.B. Smirnova¹, K.V. Vinogradova², L.V. Alekseeva², N.A. Tazhinazarova³

¹Moscow State University

²Institution of geology and development of combustible minerals, Moscow

³JSC "Mangistaumunaigas", Republic Kazakhstan

На возможность присутствия берриаса на полуострове Бузачи было указано достаточно давно [Василенко, 1980], однако до сих пор подавляющее большинство исследователей выделяли здесь валанжинские отложения.

Новые данные, полученные при исследовании скважин на месторождении Каламкас-море, позволяют более определенно судить о полноте разрезов и положении границы юры и мела. Здесь в разрезе имеется следующая последовательность отложений.

Нижняя часть разреза (соответствует промысловому пласту Ю-5С), приуроченная к кровле юрской толщи, имеет двучленное строение.

Нижняя (терригенная) пачка (Ю-5Ст) представлена серыми известковыми слабослюдистыми, глинами с зеленоватым оттенком; слабглинистыми темно-серыми, серыми известковыми биотурбированными алевролитами с многочисленным углефицированным детритом и темно-серыми мелкозернистыми известковыми песчаниками. В алевролитах встречается деформированная раковина *Zaraiskites* cf. *scythicus* (Vischniakoff). Мощность 4,5 м.

Верхняя (карбонатная) пачка (Ю-5Ск) представлена зеленовато-серыми мергелями, серыми доломитами и серыми пелитоморфными известняками с многочисленным тонкодисперсным растительным детритом, обломками раковин двустворок и фораминиферами: *Haplophragmoides* sp., *Marginulina striatocostata* Reuss, *Lenticulina infravolgensis* Furss. et Pol., *L. ponderosa* Mjatl., *Hoeglundina* ex gr. *praereticulata* Mjatl., *Pseudolamarckina polonica spatiosa* Dain. Палинокомплекс, выделенный из данной пачки, крайне беден и не позволяет судить о возрасте отложений. Мощность 6,5 м.

Мощность толщи варьирует от 0 (на своде) до 40 м вследствие несогласия, развитого в ее кровле.

Верхняя часть разреза (соответствует промысловому пласту Ю₀) образована зеленовато-серой слабоалевритистой глиной, не известковой, с обломками мелких двустворок; зеленовато-серыми глинистыми слабоизвестковыми алевролитами, а в кровле и подошве – серыми мелкозернистыми известковыми песчаниками с раковинным детритом. Мощность 7–10 м. Возраст определен по палинологическим данным. Выделенный комплекс достаточно обилен, но беден в видовом отношении. Он содержит споры: *Sphagnumsporites antiquasporites* (Wilson et Webster) Couper (0,35%), *Densoisporites velatus* Weyland et Krieger (0,35%), *Osmundocidites* spp. (0,35%), *Todisporites major* Couper (0,35%), *Cicatricosporites pseudotripartitus* (Bolchovitina) Dettmann (0,35%), *C. exilioides* (Maljavkina) Smirnova (0,35%), *C. minutaestriatus* (Bolchovitina) Pocock (0,35%), *Concavissimisporites punctatus* (Delcourt et Sprymont) (0,7%), *Plicifera delicata* (Bolchovitina) Bolchovitina (0,7%), *Gleicheniidites laetus* (Bolchovitina) Bolchovitina (2,5%), *G. umbonatus* (Bolchovitina) Bolchovitina (0,7%),

Gleicheniidites spp. (1,7 %), *Cyathidites minor* Couper (6,1 %), *C. australis* Couper (1,7 %), Matoniaceae (0,7 %), *Undulatisporites fossulatus* Singh (0,35 %), *Biretisporites potoniaei* Delcourt et Sprumont (0,35 %), *Deltoidospora juncta* (Kara-Mursa) C. Singh (0,7 %), *Trachysporites* sp. (0,7 %), *Apiculatisporites* spp. (0,35 %); пыльцу: *Cycadopites* spp. (1,3 %), *Monosulcites* sp. (2,3 %), *Classopollis* spp. (66 %), *Araucariacites australis* Couper (0,7 %), *Alisporites* spp. (0,7 %), *Pinuspollenites* spp. (2 %), *Piceapollenites* sp. (1,3 %), *Cupressacites* sp. (0,35 %), *Inaperturopollenites magnus* (Potonie) Thomson et Pflug (4,3 %), *Callialasporites dampieri* (Balme) Dev (1 %), *C. trilobatus* (Balme) Dev (0,35 %); а также редкий микрофитопланктон: *Apteodinium* sp. (1 %), *Tasmanites* sp. (1 %).

Приведенные данные позволяют существенно уточнить стратиграфическое расчленение данного разреза.

Уникальная находка *Zaraiskites cf. scythicus* однозначно определяет возраст нижней (терригенной) пачки пласта Ю-5С как средневожжский (верхняя подзона зоны *Dorsoplanites randeri*), что примерно соответствует основанию верхнего титона (зона *Micrascanthoceras microcanthum* [Рогов, 2001]). Это одна из наиболее южных находок средневожжских аммонитов. Аналогичный комплекс аммонитов известен из Северо-Устьюртской опорной скважины [Гринберг, Сухинин, 1965], а также из разрезов Прикаспия.

Большинство фораминифер, определенных в карбонатной пачке, известны из верхнего кимериджа Среднего Поволжья и из вожжского яруса Русской плиты. По всей видимости, они являются бореальными, хотя встречаются и в титонских отложениях Кавказа и Западной Туркмении. Соответственно, учитывая стратиграфическое положение, данная пачка будет соответствовать какой-то части верхнего титона.

Палинокомплекс, определенный из верхней части разреза (пласт Ю₀), позволяет относить ее к верхнему берриасу, исходя из присутствия ребристых спор схизейных (*Cicatricosisporites pseudotripertitus*, *C. exilioides* и *C. minutaestriatus*), сравнительно небольшого количества глейхейниевых (*Gleicheniidites laetus*, *G. umbonatus* и *Gleicheniidites* spp.) и значительных содержаний пыльцы *Classopollis* spp. (66 %) [Смирнова, 1983]. Присутствие микрофитопланктона указывает на морские, но слабоопресненные (*Tasmanites*) условия формирования толщи.

Как уже говорилось, В.П. Василенко [1980], в принципе, не отрицала возможности присутствия берриасских отложений в районе полуострова Бузачи, хотя и не выделяла их, ссылаясь на данные А.А. Савельева [1976, 1979]. И.В. Долицкая [Долицкая, Нурманов, 1977; Долицкая, Тарасова, 1979] также считала возраст основания неокомских отложений валанжинским.

Присутствие берриаса было впервые обосновано на Северо-Бузачинском своде по палинологическим данным [Смирнова, Казакова, 1982] и впоследствии еще раз подтверждено для района Каражанбаса [Смирнова и др., 2005]. В районе Каламкаса данный интервал до последнего времени рассматривался в составе верхней юры [Крымкулов и др., 2003].

Полученные новые данные позволяют не только обосновать берриасский возраст данного интервала, но и предположить, что мы имеем здесь дело только с верхней частью берриаса, исходя из (1) состава палинокомплекса, (2) локального развития подстилающей карбонатной пачки верхнего титона (средней волги), (3) регионального развития несогласия в основании верхнего берриаса и отсутствия нижнего берриаса [Луппов и др., 1988; Смирнов и др., 2004].

Это еще раз подтверждает отсутствие морского сообщения между бассейнами Русской плиты и северной окраины Тетис на границе юры и мела в данном регионе.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проекты № 06-05-64167 и 07-05-00882) и программы "Ведущие Научные школы" (проект № НШ-841.2008.5).

Литература

Василенко В.П. Детальное расчленение неокомских отложений п-ова Бузачи по данным фораминифер // Микрофауна и биостратиграфия фанерозоя нефтегазоносных районов СССР. Л.: ВНИГРИ, 1980. С. 101–115.

Гринберг И.Г., Сухинин В.Г. Опорные скважины СССР. Североустюртская опорная скважина 1 // Тр. ВНИГРИ. 1965. Вып. 241. 148 с.

Долицкая И.В., Нурманов А.М. Стратиграфическое положение продуктивных горизонтов юры и нижнего мела Северо-Бузачинского свода // Геология нефти и газа. 1977. № 5. С. 59–63.

Долицкая И.В., Тарасова Л.О. Корреляция юрских и меловых отложений полуострова Бузачи и Северо-Западного Устьюрта // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1979. № 7. С. 46–60.

Крымкулов С.Е., Тастыгараев А.М., Рымбаев М.М. и др. Новые данные о строении юрской продуктивной толщи месторождения Каламкас // Геология нефти и газа. 2003. № 3. С. 11–17.

Луппов Н.П., Богданова Т.Н., Лобачева С.В. и др. Берриас Мангышлака. Л.: Наука, 1988. 204 с.

Рогов М.А. Юрские гаплогератины (Ammonoidea) европейской части России: Автореф. дис. ...канд. геол.-мин. наук. М., 2001. 24 с.

Савельев А.А. Обоснованиедробного расчленения нижнемеловых отложений площади нефтегазового месторождения Каржанбас по мелкомерной фауне (полуостров Бузачи) // Тр. ВНИГРИ. 1976. Вып. 384. С. 42–51.

Савельев А.А. Обоснованиедробного расчленения нижнемеловых отложений площади нефтегазового месторождения Каржанбас по мелкомерной фауне (полуостров Бузачи) // Планктон и органический мир пелагиали в истории Земли. Тр. XIX сессии ВПО. Л.: Наука, 1979. С. 110–121.

Смирнов М.В., Барабошкин Е.Ю., Богданова Т.Н. и др. Титон и неокм Северного Каспия // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 2004. Т. 79. Вып. 2. С. 30–39.

Смирнова С.Б. Палинокомплексы из пограничных юрско-меловых отложений Крыма, Кавказа и Восточного Прикаспия // Стратиграфия и корреляция осадков методами палинологии: Материалы IV Всесоюзной палинологической конф. (Тюмень, 1981 г.). Свердловск: УНЦ АН СССР, 1983. С. 134–137.

Смирнова С.Б., Казакова З.И. Расчленение юрских и нижнемеловых отложений Северо-Бузачинского поднятия по палинологическим данным // Сов. геология. 1982. № 3. С. 111–116.

Смирнова С.Б., Барабошкин Е.Ю., Виноградова К.В. и др. К палинологической характеристике нижней части меловых отложений месторождения Каражанбас (п-ов Бузачи, Западный Казахстан) // Материалы XI Всерос. палинологической конф. "Палинология: теория и практика". М., 2005. С. 241–242.

ПРОБЛЕМЫ И МЕТОДЫ РАЗРАБОТКИ ГЕОСТРАТИГРАФИЧЕСКОЙ ШКАЛЫ МЕЗОЗОЯ СИБИРИ

А.Л. Бейзель

Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН, Новосибирск

PROBLEMS AND METHODS OF EVALUATION OF THE GEOSTRATIGRAPHIC SCALE OF THE MESOZOIC OF SIBERIA

A.L. Beisel

Trofimuk Institute of Petroleum Geology and Geophysics, SB RAS, Novosibirsk

Термин "геостратиграфия" впервые ввел Г.П. Леонов [1973, 1974] как понятие, замещающее литостратиграфию. В настоящей работе в это понятие, при сохранении его общего смысла, вкладывается новое содержание. В рамках разработанной автором тектоно-климатической модели циклогенеза основной единицей в строении разрезов принят осадочный комплекс (ОК). Под ним понимается совокупность разнофациальных осадков, отложившихся в ходе реализации единичного импульса сноса материала. Импульс сноса, в свою очередь, – это циклическое явление асимметричного вида, начинающееся с резкой активизации сноса в начале цикла, за которой следует период постепенного спада его интенсивности. Границы осадочных комплексов рассматриваются как изохронные, а сами комплексы – как геостратоны. Последовательность разнопорядковых границ ОК образует геостратиграфическую шкалу.

Большинство известных геологических событий и явлений (смена ландшафтов, трансгрессии и регрессии, колебания климата и т.п.) автор разделяет на две группы – (1) происходящие на рубежах ОК и (2) развивающиеся внутри этих комплексов. Они имеют совершенно разную природу и по-разному ведут себя во времени и пространстве. Первые непосредственно вызваны тектоническими движениями – поднятиями горных систем и сопряженными погружениями смежных осадочных бассейнов, а вторые, по существу, являются реакцией среды на исходные события, своего рода релаксацией системы. Объекты первой группы можно обозначить как событийные (синонимы: тектонически обусловленные, мутационные), а вторые – как миграционные (балансовые). Заметим, что так называемый закон Вальтера–Головкинского выполняется только для второго класса явлений.

События на рубежах циклов происходят быстро, в геологическом масштабе времени мгновенно, а реакция среды на эти события растягивается во времени и прерывается только новыми событиями того же порядка. Исходные события не отражены в разрезах в виде соответствующих системных трактов и представлены различного рода поверхностями несогласий. Эрозия и денудация, накопление осадков и формирование осадочных тел – все это происходит уже после событий и является их следствием.

Различная степень дискретности границ осадочных тел известна давно. Н.Б. Вассоевич [1948] выделял два типа геологических границ – мутационные и миграционные; во всех крупных работах по седиментологии и бассейновому анализу выделяются быстрые и медленные трансгрессии и регрессии и т.д. Н.Б. Вассоевич подчеркивал, что мутационные и миграционные границы имеют разную природу. Однако эти положения не получили развития. По мнению автора, причиной явилось то, что событийные границы на континентах не были адекватно увязаны с таковыми в морских бассейнах. Среди специалистов прочно укоренились представления о том, что эпохам тектонической активности во всех типах разрезов отвечают грубозернистые толщи, а эпохам тектонического покоя – тонкие глинистые осадки. Согласно тектоно-климатической модели, это справедливо только для континентальных разрезов. В морских фациях все обстоит иначе: в активную фазу отлагаются глины, а при затухании сноса формируются песчаники. За счет действия берегового барьера происходит диагональный переход песчаного пласта из нижнего базального положения в верхнее регрессивное.

Разработка геостратиграфической шкалы на основе указанных выше и других опубликованных автором положений проводится следующим образом (здесь и далее рассматриваются циклы ранга горизонтов, подгоризонтов или пар горизонтов).

1. На основании комплекса признаков определяется главный тип фаций – континентальные или морские.
2. Выделяются осадочные циклы по направленности изменения грансостава пород. В континентальных фациях это должны быть проциклиты, а в морских – рециклиты (возможные исключения рассматриваются особо).
3. Каждому континентальному прогрессивному циклу приводится в соответствие морской регрессивный цикл; вместе с переходными фациями они образуют осадочный комплекс. При выделении ОК и их составных частей и границ, диагностике событийных и миграционных явлений используются следующие положения:
 - а) на рубежах ОК в едином бассейне могут проявляться как событийные трансгрессии, так и регрессии, либо может не быть ни того, ни другого;
 - б) осадочный комплекс всегда начинается с балансовой регрессии;
 - в) балансовая трансгрессия развивается в конце цикла, но может и отсутствовать;

г) инициальные слои морских циклов содержат много “инородных” компонентов и включений, принесенных с континента в момент максимального речного стока.

4. Границы ОК интегрируются в систему биостратиграфических шкал и тем самым получают возрастную датировку.

5. Осадочные комплексы и их границы прослеживаются по всему бассейну и по возможности за его пределами.

Поскольку морские регрессивные циклы являются дериватами аллювиальных циклов, важнейшее значение приобретает определение источника сноса при формировании разрезов. По существу, ареалы влияния тех или иных источников сноса должны быть основой структурно-фациального районирования для геостратиграфических схем.

На основе изложенных принципов автором разработан рабочий вариант геостратиграфической шкалы мезозоя Сибири. Конечно, даже в таком качестве он еще далек от завершения. Валидный вариант может быть разработан коллективными усилиями с участием специалистов по биостратиграфии, седиментологии, тектонике и др.

В морском триасе Сибири цикличность седиментации выражена очень отчетливо [Дагис, Казаков, 1984]. Здесь на семь ярусов насчитывается пять или шесть (в зависимости от порядка) регрессивных осадочных циклов, образованных чередованием существенно глинистых и глинисто-песчано-алевритовых горизонтов. Событийные и миграционные границы хорошо различаются. Почти все событийные границы совпадают с границами ярусов, причем они представлены либо стратиграфическими перерывами, либо литологическими несогласиями. Можно рекомендовать обозначить в стратиграфической схеме различия между событийными и миграционными границами и последние показать скользящими. Предлагаются следующие осадочные комплексы: улахан-юряхский, мономско-пастахский, улахан-крестовский (распадается на нижний и верхний), осипайско-чайдахский и тумулский. Ясно, что это только “половинки” осадочных комплексов – их морские части. Исходные континентальные прогрессивные осадочные циклы не определены. Можно прогнозировать, что аналогами глинистых морских горизонтов (мономского, моржовского и осипайского) являются конгломератовые толщи в основании аллювиальных циклов в составе тампейской серии Западной Сибири.

В юре Сибири широко представлены синхронные морские и континентальные разрезы в пределах единых осадочных бассейнов. Тем самым нам представляется возможной выделить осадочные комплексы в полном объеме. Дело, однако, сильно осложняется тем, что в региональных стратиграфических схемах нижней и средней юры корреляция горизонтов построена по сходству общего литологического состава: упрощенно говоря, песчаные толщи сопоставляются с песчаными, а глинистые с глинистыми [Девятов, Казаков, 1991; Шурыгин и др., 2000; Решение..., 2004]. В таких условиях выделить осадочные комплексы невозможно. Нужно либо отказаться от них, либо изменить корреляцию.

Исключением является васюганский горизонт Западной Сибири, который после соответствующей переинтерпретации может служить эталоном осадочного комплекса для всего мезозоя Сибири [Бейзель и др., 2007]. Вместе с тем следует заметить, что определение нижней границы васюганского ОК в конкретных разрезах требует уточнения. Эта проблема самым непосредственным образом связана с трактовкой механизма образования всей толщи. Васюганская свита априорно считается трансгрессивно-регрессивной, и в ее основании при любой возможности выделяют трансгрессивную пачку, обозначая ее как пласт Ю₂⁰. Утверждение о верхнеблатском возрасте последнего само по себе не вызывает возражений, однако данная пачка во многих случаях представляет собой не что иное как балансовую трансгрессию в конце малышевского времени. Васюганский осадочный комплекс должен начинаться с регрессии, что и показано для юго-востока Западной Сибири на основе геологической корреляции [Конторович, Калинина, 2006].

Осадочные комплексы юры Сибири, выделенные с учетом изменения корреляции разнофациальных толщ, приведены ниже. Здесь же показано сопоставление морских регрессивных циклов, являющихся номинативной основой ОК, и континентальных прогрессивных циклов.

Осадочные комплексы	Континентальные прогрессивные циклы в составе осадочных комплексов
Георгиевский	
Васюганский	Тяжинский (наунакский)
Леонтьевско-малышевский	Новотюменский
Лайдинско-вымский	Толькинский
Китербютско-надояхский	Селькупско-радомский
Левинско-шараповский	Чернично-тогурский
Зимний	Берегово-ягельный

Меловые отложения Сибири не разделяются столь отчетливо на регионально выдержанные существенно глинистые и песчаные горизонты, как триасовые и юрские. Осадочные комплексы здесь пока не выделены. Можно наметить ряд событийных уровней и других элементов, которые в дальнейшем послужат их обоснованию.

Границу между юрой и мелом в Сибири (а также далеко за ее пределами) по геостратиграфическим данным следовало бы проводить в подошве титонских (волжских) отложений. Это граница “суперкомплексов” (осадочных серий по В.П. Казаринову [1958]), т.е. циклов более высокого ранга, чем рассмотренные выше.

Событийный характер на севере Сибири имеет граница берриаса и валанжина. Внутри готерива, в начале зоны versicolor, происходит активизация сноса, которая привела к регрессии моря в Западной Сибири и

во многих других районах. Алымско-викуловский осадочный цикл (апт) – перспективный вариант ОК. Ханты-мансийская свита представляет собой типичный пример морского регрессивного цикла с событийной нижней границей (в подошве альба) и миграционной верхней. Для выделения осадочного комплекса требуется определить ее континентальные аналоги и проследить там событийные границы в подошве и кровле.

Определение подошвы кузнецовского ОК имеет концептуальное значение. Кузнецовский горизонт Западной Сибири по своему строению и истории формирования является копией васюганского. Преимущества верхнемелового объекта заключаются в том, что здесь имеется опорный разрез верхнего сеномана и турона, расположенный в Усть-Енисейском районе, в краевой зоне осадочного бассейна, а во внутренних районах Западной Сибири этот интервал вскрыт десятками тысяч скважин. Комплекс геологических и биостратиграфических данных показывает, что подошва осадочного комплекса должна проводиться по границе нижнего и среднего турона, как они определяются в опорном разрезе.

Литература

Бейзель А.Л., Ян П.А., Вакуленко Л.Г., Бурлева О.В. Основные черты импульсной модели формирования васюганского горизонта Западной Сибири // Литология и геология горючих ископаемых. Екатеринбург: Изд-во УГГУ, 2007. Вып. I (17). С. 93–104.

Вассоевич Н.Б. К изучению слоистости осадочных горных пород // Литологич. сб., II. М.: Гостоптехиздат, 1948. С. 24–34.

Дагис А.С., Казаков А.М. Стратиграфия, литология и цикличность триасовых отложений севера Средней Сибири. Новосибирск: Наука, 1984. 177 с.

Девятков В.П., Казаков А.М. Морская нижняя и средняя юра Западной Сибири // Геология и нефтегазодность триас-среднеюрских отложений Западной Сибири. Новосибирск, 1991. С. 40–55.

Казаринов В.П. Мезозойские и кайнозойские отложения Западной Сибири. М.: Гостоптехиздат, 1958. 324 с.

Конторович В.А., Калинина Л.М. Условия формирования и модель геологического строения келловей-оксфордских отложений в зоне замещения морских отложений континентальными (на примере Чузикско-Чижалповской зоны нефтегазоаккумуляции) // Геология нефти и газа. 2006. № 5. С. 2–13.

Леонов Г.П. Основы стратиграфии. В 2 кн. М., 1973, 1974.

Решение 6-го Межведомственного стратиграфического совещания по рассмотрению и принятию уточненных стратиграфических схем мезозойских отложений Западной Сибири (Новосибирск, 2003 г.). Новосибирск: СНИИГГиМС, 2004. 114 с., прил. 3 на 31 листе.

Шурьгин Б.Н., Никитенко Б.Л., Девятков В.П. и др. Стратиграфия нефтегазоносных бассейнов Сибири. Юрская система. Новосибирск: Изд-во СО РАН, филиал "Гео", 2000. 480 с.

АПРОБАЦИЯ НОВОЙ ИНФРАЗОНАЛЬНОЙ ШКАЛЫ ВЕРХНЕГО МЕЛА ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПРОВИНЦИИ ПО БЕНТОСНЫМ ФОРАМИНИФЕРАМ НА ОПОРНЫХ РАЗРЕЗАХ МОРДОВИИ

В.Н. Беньямовский¹, А.А. Свиридов², А.Г. Олферьев³

¹Геологический институт РАН, Москва

²Комитет природных ресурсов Мордовии, Саранск

³Палеонтологический институт РАН, Москва

APPROBATION OF THE NEW UPPER CRETACEOUS BENTHIC FORAMINIFERAL SCALE OF EAST EUROPEAN PROVINCE ON BASIC OF REFERENCES SECTIONS OF MORDOVIA

V.N. Beniamovski¹, A.A. Sviridov², A.G. Olfieriev³

¹Geological Institute of RAS, Moscow

²Committee of natural resources of Mordovia, Saransk

³Paleontological Institute of RAS, Moscow

Применение новой инфразональной шкалы верхнего мела Восточно-Европейской провинции по бентосным фораминиферам [Беньямовский, 2007] позволило наметить перерывы в осадконакоплении в позднем мелу северо-западной части Саратовской области [Олферьев и др., 2008].

В данной работе рассматриваются материалы по опорным разрезам верхнего мела Мордовии (рис. 1), изученные и опробованные А.А. Свиридовым и расчлененные по биостратиграфической инфразональной шкале верхнего мела Восточно-Европейской провинции по бентосным фораминиферам, которая была несколько модернизирована по сравнению со схемой 2007 г. [Беньямовский, 2008а, б]. В разрезах прослеживаются свиты Саранского Поволжья стратиграфической схемы верхнего мела Восточно-Европейской платформы [Олферьев, Алексеев, 2004].

Поздне меловой бассейн Мордовии располагался на северной эпиконтинентальной окраине океана Тетис (в так называемой надобласти Субпаратетис) и четко фиксировал эвстатические колебания Мирового океана. Использование инфразональной биостратиграфической шкалы верхнего мела Восточно-Европейской провинции по бентосным фораминиферам позволило наметить перерывы в осадконакоплении, а также

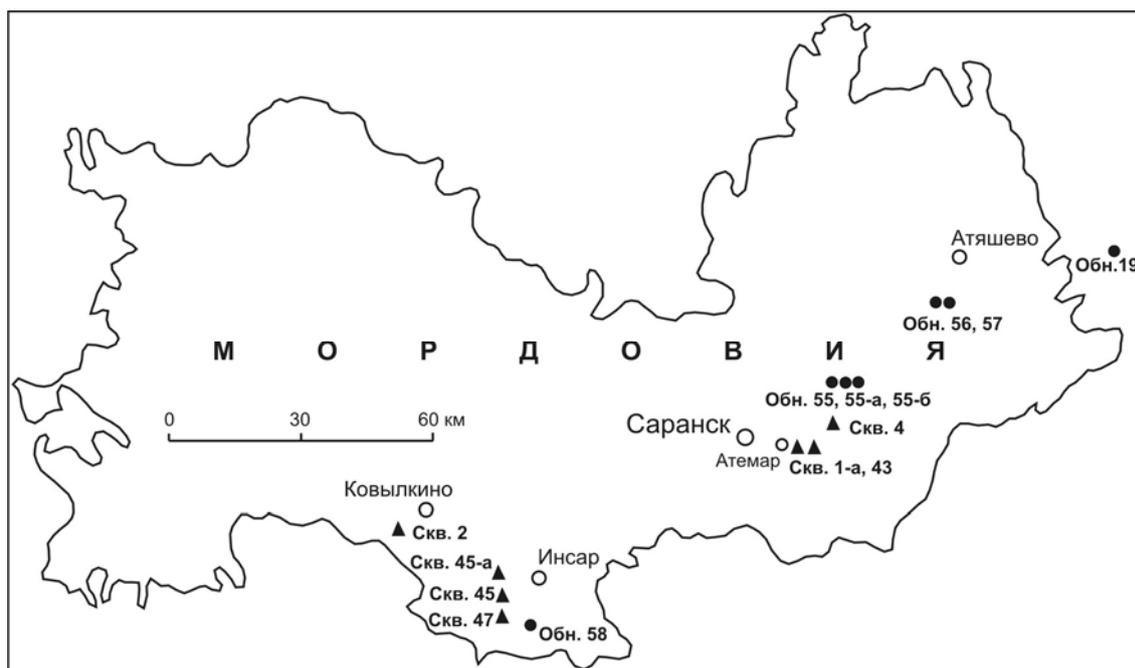


Рис. 1. Схема расположения опорных разрезов верхнего мела Мордовии.

последовательность биотических событий в позднем мелу Мордовии (рис. 2). Наиболее крупный перерыв (порядка 5 млн лет) охватывал сеноманский век. Раннетуронское глобальное повышение уровня Мирового океана привело к образованию раннеоктябрьского морского бассейна в пределах изученной площади. Характерной особенностью комплекса фораминифер являются разнообразие агглютинирующих гаудриин, мелких секретирующих гавелинелл и массовых некилеватых планктонных форм. Во второй половине раннего турона (через приблизительно 1 млн лет) последовала кратковременная регрессия. В результате новой трансгрессии в самом конце раннего турона сформировался среднеоктябрьский бассейн с разнообразными агглютинирующими атаксофрагмидами, секретирующими роталиидами и килеватыми планктонными маргинотрунканами. На рубеже среднего и позднего турона произошло отступление моря (интервал подзоны LC 5b), которое сменилось новой трансгрессией позднего турона. Морской среднеоктябрьско-раннесурской бассейн просуществовал до второй половины раннего коньяка (приблизительно 1,5 млн лет). В комплексе бентосных фораминифер фиксируется появление и развитие секретирующих стенсиоин, осангулярий, а среди планктонных – увеличение численности килеватых маргинотрункан. На рубеже раннего и среднего коньяка море покинуло данную территорию, но уже со среднего коньяка вновь расширило свои пределы, захватив восточную часть Мордовии. В образовавшемся в это время позднесурском бассейне отмечается следующее обновление фауны бентосных фораминифер, проявившееся среди агглютинирующих атаксофрагмид и секретирующих роталиид. Морские условия длились приблизительно 1 млн лет. Следующий отрезок геологического времени – поздний коньяк и сантон (около 3,5 млн лет) характеризуется отсутствием морских отложений за исключением двух очень кратковременных (первые сотни тысяч лет) трансгрессий – раннесантонской (отвечающей губковому горизонту нижнего сантона) и позднесантонской (потьминской). С начала раннего кампана наступила фаза морского осадконакопления сенгилеевской свиты, которая продлилась до начала позднего кампана (порядка 3–3,5 млн лет). Фауна фораминифер почти полностью обновилась новыми группами секретирующих и агглютинирующих фораминифер. Крупный перерыв охватил почти весь поздний кампан и начало раннего маастрихта. Он длился почти 7,5 млн лет. В конце кампана в результате кратковременной трансгрессии сформировался налитовский бассейн со своеобразной фауной “примитивных” агглютинирующих. Маастрихтский век характеризовался двумя трансгрессиями – раннемаастрихтской (карсунской) и позднемаастрихтской (нерлинской). В комплексе бентосных фораминифер карсунского моря начинают свое развитие первые фальзопланулины, продолжившее развитие в палеогене. С нерлинским этапом связано исчезновение большинства маастрихтских форм фораминифер. Начало позднего маастрихта ознаменовалось регрессией, длившейся около 1,5 млн лет.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проекты № 06-05-64127 и 06-05-65172).

Литература

Беньямовский В.Н. Инфразональная шкала верхнего мела Восточно-Европейской провинции по бентосным фораминиферам // Материалы LIII сессии Палеонтологического общества. СПб., 2007. С. 20–21.

Беньямовский В.Н. Схема инфразонального биостратиграфического расчленения верхнего мела Восточно-Европейской провинции по бентосным фораминиферам. Статья 1. Сеноман–коньяк // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2008а. Т. 16. № 3. С. 59–68.

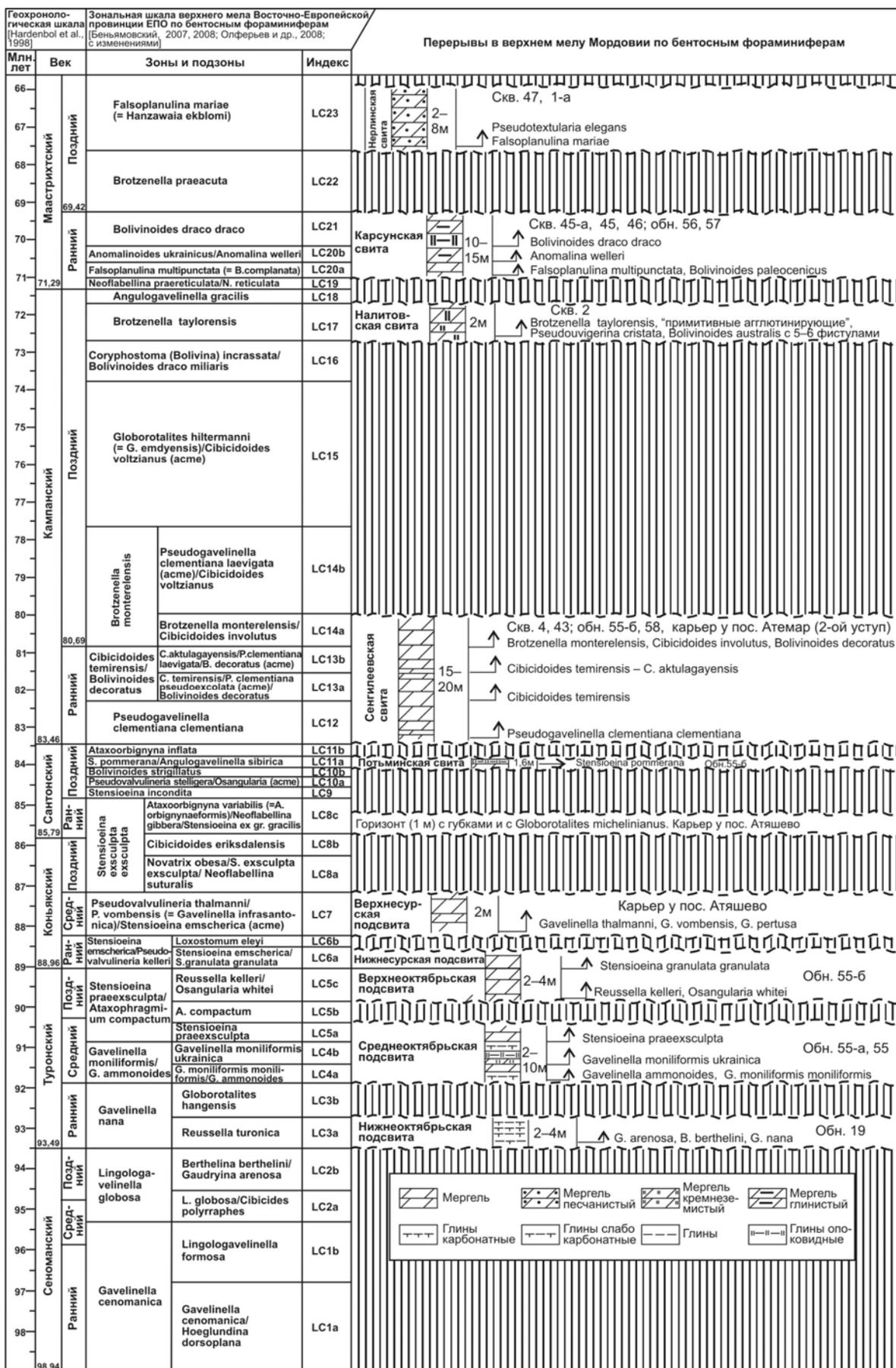


Рис. 2. Верхний мел Мордовии (по материалам опорных разрезов).

Беньямовский В.Н. Схема инфразонального биостратиграфического расчленения верхнего мела Восточно-Европейской провинции по бентосным фораминиферам. Статья 2. Сантон–маастрихт // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2008б. Т. 16. № 5. (в печати).

Олферьев А.Г., Алексеев А.С. Стратиграфическая схема верхнемеловых отложений Восточно-Европейской платформы. Объяснительная записка. М.: ПИН РАН, 2004. 203 с.

Олферьев А.Г., Беньямовский В.Н., Вишневская В.С. и др. Верхнемеловые отложения северо-запада Саратовской области. Статья 2. Проблемы хроностратиграфической корреляции и геологической истории региона // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2008. Т. 16. № 3. С. 47–74.

Hardenbol J., Thierry J., Farley M.B. et al. Mesozoic and Cenozoic sequence chronostratigraphic framework of European basins // SEPM (Soc. Sedim. Geol.). Spec. Publ. 1998. No. 60. Charts 1, 4.

НОВЫЕ АММОНИТЫ, БЛИЗКИЕ С СИБИРСКИМИ *TAIMYROCERAS*, ИЗ ПОГРАНИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ЮРЫ И МЕЛА ЦЕНТРА РУССКОЙ ПЛАТФОРМЫ

А.Ю. Березин

Чувашское естественно-историческое общество “*Terra incognita*”, Чебоксары

NEW AMMONITES RELATIVES WITH SIBERIAN *TAIMYROCERAS* AT THE JURASSIC/CRETACEOUS BOUNDARY IN CENTRE OF RUSSIAN PLATFORM

A.J. Berezin

Chuvash Natural Historical Society “*Terra incognita*”, Cheboksary

Из валунов на р. Хета в Хатангской впадине В.И. Бодылевский [1956] описал новый вид аммонита *Taimyroceras taimyrensis* Bodyl., отнесенный к Craspeditidae Spath и ставший видом-индексом новой зоны *Taimyroceras taimyrensis* верхнего подъяруса волжского яруса Северной Сибири. Позднее в бассейне Хеты изучен опорный разрез верхнеюрских отложений с аммонитами кимериджского и волжского ярусов [Сакс и др., 1969]. Аммониты волжского яруса рода *Craspedites* Pavlow Н.И. Шульгина [1969] подразделила на два подрода: *Craspedites* (*Craspedites*) s. str. и *C.* (*Taimyroceras*) Bodylevsky. Она описала вид *Craspedites* (*Craspedites*) *pseudonodiger* Schulg. и тождественные аммониты с Русской платформы из старых коллекций Траутшольда и Никитина из Кашпура. И.Г. Сазонова подчеркивала (с чем мы согласны), что вид *C.* (*C.*) *pseudonodiger* мало чем отличается от типичных видов *Taimyroceras* и что у краспедитов никогда не бывает перерыва ребристости или сглаживания ребер на вентральной стороне с образованием гладкой полосы, предложив сохранить самостоятельным род *Taimyroceras* Bodylevsky [Сазонова, 1971].

Наши исследования пограничных отложений юры и мела в бассейне р. Сура в Чувашии в 1996–2005 годах позволили изучить несколько новых обнажений и собрать фауну, схожую с аммонитами рода *Taimyroceras* из Северной Сибири [Березин, 2005].

В обнажениях крутого берега Суры у с. Козловка Порецкого района Чувашии в разрезе № 2 представлены слои (снизу вверх).

Волжский регионярус

Нижний подъярус (зона *Ilowaiskya pseudoscythica*)

1. Глина черная, плотная, жирная, с фосфоритовыми конкрециями, содержащими аммониты *Ilowaiskya pseudoscythica* (Ilov. et Florensky). Мощность 3,0 м.

2. Глина от темно-серой до черной, с желваками фосфоритов и прослоем светло-серых крепких караваеобразных септарий мергеля с отпечатками и ядрами аммонитов *Ilowaiskya* sp. и *Pectinatites* sp. Мощность 0,4 м.

Средний подъярус

3. Конгломерат из фосфоритовых желваков черного цвета с глянцевой и матовой поверхностью, нередко с ядрами средневолжских аммонитов зон *Dorsoplanites panderi* и *Virgatites virgatus*: *Zaraiskites* sp., *Dorsoplanites* sp., *Virgatites* sp. и др. На контакте с нижним слоем выделяется ярко-охристая глинистая кора выветривания. Мощность 0,2–0,3 м.

? Верхний подъярус

4. Фосфоритовый однородный песчаник темно-серого цвета (ломается и крошится как сухарь), встречается участками. В слое много белемнитов. Мощность 0,35 м.

5. Плотный фосфоритизированный глауконитовый песчаник и алеврит темно-зеленого цвета. Слой встречается в линзах, проникающих карманами сквозь конгломераты фосфоритов сл. 3, и подстилается сл. 2. Мощность и распространение линз меняются даже на небольшом расстоянии. По периметру линз и в нижней части слоя скопление фосфоритовых желваков сл. 3. В слое рассеяны фосфориты с глянцевой поверхностью. В песчанике встречаются рыхлые ожелезненные оолитовые стяжения с аммонитами: *Garniericeras subclypeiforme* (Mil.), *Chuvaschites sasonovi* sp. nov., *Ch. perspectivus* sp. nov., *Ch. latus* sp. nov., *Chetaites* sp. Большое количество ростров разных белемнитов. Мощность 0,35 м.

Рязанский регионярус (зона *Surites tzikwinianus*)

6. Очень крепкий плитообразный песчаник известковистый, глинисто-алевритистый, сильно ожелезненный, от серого до ржаво-бурого цвета, с зелеными и розовыми пятнами заполнения мергелем трещин, слепков белемнитов и ходов. В разрезе “Абал”, вскрывающемся в бассейне р. Суры, соответствует сл. 3 [Сазонова, 1977]. На контакте со сл. 5 встречаются фосфоритизированные раковины аммонитов *Chandomirovia*

pechorkensis I.Sasonova, *Ch. ilekensis* Sasonov. Поверхность аммонитов, обращенная к сл. 5, не поврежденная, гладкая, тогда как их верхняя часть нередко разъеденная. В слое большое количество *Buchia* ("ауцелловый" горизонт). Определены крупные *Buchia surensis* (Pavl.). Часто встречаются стенки разрушенных больших губок *Craticularias* sp. и крупные роостры белемнитов. В самом слое аммониты отсутствуют, но на верхней поверхности слоя нередко встречаются плохой сохранности аммониты *Surites* sp. Мощность 0,30 м.

Перекрываются корой выветривания, предположительно, валанжинского возраста.

Из сл. 5 разреза описаны новые виды аммонитов, близкие к роду *Taimyroceras*. Учитывая сопоставление изученной толщи с разрезом "Абал" [Сазонова, 1977] и находки новых аммонитов ниже появления *Surites*, можно полагать, что они происходят из пограничных отложений рязанского и волжского региоярусов и, вероятно, соответствуют верхним слоям верхнего подъяруса волжского региояруса.

Семейство Craspeditidae Spath, 1924

Род *Chuvaschites* gen. nov.

Этимология. Название рода дано по месту нахождения в Чувашии.

Типовой вид – *Chuvaschites sasonovi* sp. nov.; верхний подъярус волжского региояруса Русской платформы.

Диагноз. Раковины вздутые, с объемлющими оборотами. Скорость нарастания спиралей умеренная, пупок небольшой, воронковидный, с крутыми стенками. Форма поперечного сечения в виде овала, стянутого к внешнему краю, на взрослых стадиях с немного уплощенным внешним краем. Скульптура внутренних оборотов при диаметре раковины 20–30 мм состоит из тонких и частых ребер, берущих начало ниже середины боковой стороны и проходящих сифональную сторону без ослабления. Умбональная часть гладкая. Ребра простые серпообразные. При диаметре больше 35 мм пупковая поверхность может быть гладкая или чаще появляются тонкие струйчатые ребра, наклоненные к устью под углом 40°. Эти ребра от середины или чуть ниже боковой поверхности угловато изгибаются в радиальном направлении и усиливаются к внешнему краю. Ребра становятся четкими и ближе к внешней поверхности изгибаются к устью, но на сифональной стороне сглаживаются до полного исчезновения, образуя гладкую полосу. Умбональная поверхность сглажена, начальные ребра незаметны.

Состав: *Ch. sasonovi* sp. nov., *Ch. perspectivus* sp. nov., *Ch. latus* sp. nov.

Сравнение. Отличается иной скульптурой. У рода *Taimyroceras* на средних оборотах пупковые ребра резкие и имеют почти прямолинейное направление [Шульгина, 1969, табл. XXX, фиг. 4б; табл. XXXIV, фиг. 1б]. У нового рода настоящие умбональные ребра отсутствуют, а имеются тонкие, струйчатые, нечеткие и наклоненные под большим углом к устью концы простых ребер. В отличие от *Taimyroceras* внешние ребра изогнуты к устью раковины и больше напоминают внешние ребра *Craspedites pseudonodiger* Schulg. Ребра более разрежены: у типового вида *Ch. sasonovi* sp. nov. при диаметре раковины 50 мм насчитывается 60 внешних ребер, а не 90, как у *Taimyroceras taimyrensis* Bodyl. От *Craspedites* отличается особой скульптурой ребер – сглаженной полосой на сифональной стороне при рельефных ребрах на взрослых раковинах.

Распространение. Верхний подъярус волжского региояруса бореальных районов.

Chuvaschites sasonovi sp. nov.

Фототаблица, фиг. 1–3; таблица, № 1–3

Этимология. Название вида в честь И.Г. Сазоновой и Н.Т. Сазонова.

Голотип. Экз. № ПС/51, Музей древней истории им. Н.В. Никольского, Чувашия; центр европейской части России, р. Сура; верхние слои верхнего подъяруса волжского региояруса.

Материал. 14 экземпляров раковин разных стадий развития с сохранившимся раковинным слоем, удовлетворительной сохранности.

Описание. Раковины вздутые, сильно объемлющие. Пупок глубокий, воронковидный, составляет 22–26 % диаметра раковины. Поперечное сечение оборотов меняется от овального со стянутым внешним краем (см. фототабл., фиг. 1) к более широкому овалу с низкими оборотами и плавно закругленной сифональной стороной (см. фототабл., фиг. 3). На молодых оборотах бывают пережимы раковины, внешние ребра начинаются примерно от середины боковой поверхности и переходят сифональную сторону без ослабления. Умбональная поверхность обычно гладкая и ребра в этой части отсутствуют. На средних и взрослых оборотах струйчатые очень тонкие ребра сильно сглажены в нижней части боковой поверхности и плохо различимы. Ребра возникают чуть ниже середины, усиливаются, становясь более рельефными, и изгибаются к устью раковины на внешнем крае. На сифональной стороне ребра полностью сглаживаются.

Таблица

Размеры и пропорции раковин аммонитов рода *Chuvaschites* gen. nov.

№	Экземпляр	Длина (Д)	Толщина (Т)	Боковая высота (Бв)	Внутренняя высота (Вв)	Ширина пупка (Шп)	Кол-во ребер	Отношения		
								Вв/Т	Вв/Бв	Шп/Д
1	ПС/60	33,4	14,0	16,0	10,0	8,0	65	0,71	0,63	0,24
2	ПС/61	40,0	17,5	18,5	14,5	10,4	70	0,83	0,78	0,26
3	ПС/51	50,0	23,0	22,0	12,0	11,2	60	0,52	0,55	0,22
4	ПС/57	37,0	16,0	16,0	10,0	8,5	58	0,63	0,63	0,23
5	ПС/69	37,5	18,5	19,0	8,5	6,0	66	0,46	0,45	0,16

Размеры приведены в мм.

Сравнение. Отличается от видов рода *Taimyroceras*, а также от *Craspedites pseudonodiger* Schulg. скульптурой ребер (см. раздел «Сравнение» в описании рода).

Распространение. Верхние слои верхнего подъяруса волжского региояруса центра Русской платформы.

Местонахождение. Русская платформа, Порецкий р-н Чувашии: р. Сура у с. Козловка, разрез № 2, сл. 5, волжский региоярус, верхние слои верхнего подъяруса.

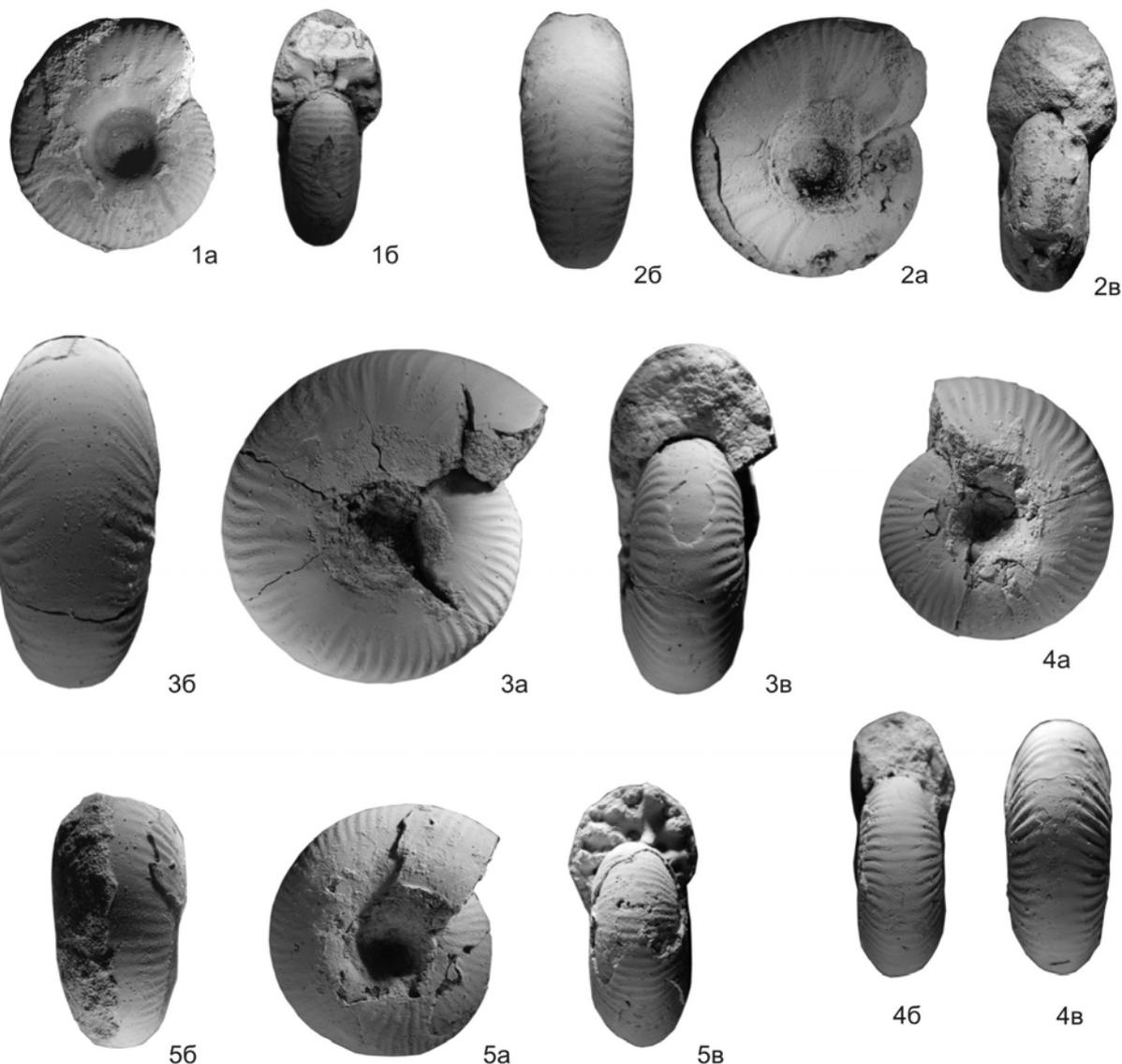
Chuvashites perspectivus sp. nov.

Фототаблица, фиг. 4; таблица, № 4

Этимология. Название вида по перспективности изучения новой фауны аммонитов.

Голотип. Экз. № ПС/57, Музей древней истории им. Н.В. Никольского, Чувашия; центр европейской части России, р. Сура; верхние слои верхнего подъяруса волжского региояруса.

Материал. 5 экземпляров хорошей сохранности.



Фототаблица. Аммониты рода *Chuvashites* gen. nov. из пограничных юрско-меловых отложений центра Русской платформы. Все изображенные экземпляры происходят из разреза № 2 (сл. 5, волжский региоярус, верхний подъярус), расположенного на левом берегу р. Суры у с. Козловка Порецкого р-на Чувашии.

Изображения даны в натуральную величину. Фиг. 1–3. *Chuvashites sasonovi* sp. nov.: 1 – экз. № ПС/60, голотип, молодые обороты, а – вид с правой стороны, б – вид со стороны устья; 2 – экз. № ПС/61, средние обороты, а – вид с правой стороны, б – вид с наружной стороны, в – вид со стороны устья; 3 – экз. № ПС/51, взрослые обороты, а – вид с правой стороны, б – вид с наружной стороны, в – вид со стороны устья. Фиг. 4. *Chuvashites perspectivus* sp. nov.: экз. № ПС/57, голотип, а – вид с левой стороны, б – вид со стороны устья, в – вид с наружной стороны. Фиг. 5. *Chuvashites latus* sp. nov.: экз. № ПС/69, голотип, а – вид с правой стороны, б – вид с наружной стороны, в – вид со стороны устья.

Описание. Раковины слабовздутые, с сильно объемлющими оборотами. Пупок узкий, глубокий, воронковидный, с крутыми стенками, составляет 23 % диаметра раковины. Поперечный разрез овальный, со стянутым внешним краем. На молодых раковинах ребра без ослабления переходят сифональную сторону. При диаметре раковины 30 мм на сифональной стороне ребра полностью сглаживаются. Ребра простые серпообразные. От пупка отходят струйчатые ребра, идущие под углом к середине раковины и, выпрямляясь, переходят в более рельефные вспомогательные ребра. Последние у наружного края изгибаются в сторону устья.

Сравнение. От близкого вида *Chuvashites sasonovi* sp. nov. отличается меньшими размерами, более узким пупком и более разреженными четкими серпообразными ребрами.

Распространение. Верхние слои верхнего подъяруса волжского регионаруса центра Русской платформы.

Местонахождение. Русская платформа, Порецкий р-н Чувашии: р. Сура у с. Козловка, разрез № 2, сл. 5, волжский регионарус, верхние слои верхнего подъяруса.

Chuvashites latus sp. nov.

Фототаблица, фиг. 5; таблица, № 5

Этимология. Название вида по относительно широкой раковине.

Голотип. Экз. № ПС/69, Музей древней истории им. Н.В. Никольского, Чувашия; центр европейской части России, р. Сура; верхние слои верхнего подъяруса волжского регионаруса.

Материал. 3 экземпляра хорошей сохранности.

Описание. Раковина сильно вздутая, с сильно объемлющими оборотами. Пупок узкий, составляющий 16 % диаметра раковины. Поперечный разрез широкоовальный, слабо сжатый у внешнего края. Умбональный край гладкий. На молодых раковинах ребра начинаются близко от умбонального края и, усиливаясь, переходят сифональную сторону. При диаметре раковины 32 мм на сифональной стороне ребра сглаживаются полностью, а рельефные ребра на внешнем крае остаются.

Сравнение. От близких видов *Chuvashites sasonovi* sp. nov. и *Chuvashites perspectivus* sp. nov. отличается более вздутой раковиной, низкими оборотами, узким пупком, но схоже общее развитие скульптуры раковины.

Распространение. Верхние слои верхнего подъяруса волжского регионаруса центра Русской платформы.

Местонахождение. Русская платформа, Порецкий р-н Чувашии: р. Сура у с. Козловка, разрез № 2, сл. 5, волжский регионарус, верхние слои верхнего подъяруса.

Литература

Березин А.Ю. Труды Естественно-исторического общества "Terra incognita" (История, события, научные открытия). Т. 1. Чебоксары, 2005. 156 с.

Бодылевский В.И. Новый род *Taimyroceras* из Северной Сибири // Новые семейства и роды. Л.: Госгеолтехиздат, 1956. С. 82–84.

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

Сазонова И.Г. Аммониты пограничных слоев юрской и меловой систем Русской платформы. М.: Недра, 1977. 128 с.

Сакс В.Н., Ронкина З.З., Басов В.И. и др. Послойное описание опорного разреза // Опорный разрез верхнеюрских отложений бассейна р. Хеты (Хатангская впадина). Л.: Наука, 1969. С. 14–63.

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

ВЕРХНИЙ АПТ (КЛАНСЕЙ) И ЭВОЛЮЦИЯ АММОНОИДЕЙ

Т.Н. Богданова¹, И.А. Михайлова²

¹Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П. Карпинского, Санкт-Петербург

²Московский государственный университет

UPPER APTIAN (CLANSAYESIEN) AND EVOLUTION OF AMMONOIDEA

T.N. Bogdanova¹, I.A. Michailova²

¹A.P. Karpinsky All-Russian Geological Research Institute, Saint-Petersburg

²Moscow State University

Стратотипом клансейского горизонта в настоящее время является пятиметровый слой песков с фосфоритовыми желваками в разрезе у деревушки Клансей (графство Дром, Юго-Восточная Франция). Впервые описание разреза этого района было сделано Килианом и Леенгардтом [Kilian et Leenhardt, 1890–1891]. Из их описания следовало, что этот горизонт являлся частью обнажения песчаных пород мощностью около 50 м. Клансейские аммониты найдены в 10 м от кровли обнажения, выше аммониты не обнаружены. Значительно ниже, почти у подошвы, найдена гаргасская фауна. Таким образом, точное стратиграфическое положение горизонта было неясным. Однако Килиан и Леенгардт под влиянием взглядов д'Орбины, который считал клансейский горизонт альбским, отнесли его к альбу. Дело в том, что д'Орбины среди типичных альбских форм

называл вид "*Ammonites nodosocostatum*", характерный для клансейского горизонта. Позднее Жакоб [Jacob, 1904, с. 516] отмечал, что фауна клансея очень сходна с кавказской, которую описывал Антула из разреза Акуша и определял ее как аптскую. Поэтому Жакоб заключил, что «палеонтологически точно не доказано, что клансей является частью альба» (с. 518). Он же в 1905 г. отмечал особый характер его фауны, отличной как от фауны аптского, так и альбского ярусов. Однако позднее Жакоб [Jacob, 1907] и многие другие исследователи [Kilian, 1907–1913; Stolley, 1908; Breistroffer, 1947; Ренгартен, 1951; и др.] вернулись к точке зрения альбской принадлежности клансея. Но некоторые авторы – Ог (1910 г.) во Франции и А.Д. Нацкий (1910–1915 гг.) в России – придерживались иного мнения. А.Д. Нацкий, основываясь на изучении разрезов Закаспия, в которых сходные с клансеем слои представлены более полно, писал, что у него больше оснований разделять взгляды Ога и не отделять клансей от апта. Но в то время эта точка зрения не нашла поддержки. Лишь в 1947 г. изучение аммонитов клансейского горизонта Юго-Восточной Франции и ревизия всех предшествующих работ позволили Брейштрофферу изменить свою первоначальную точку зрения и убедить многих исследователей в том, что клансейский горизонт по характеру аммонитовой фауны гораздо ближе к апту (Parahoplitidae, Cheloniceratidae), чем к альбу (Hoplitidae). В этой же работе Брейштроффер предложил для этого горизонта собственное название – Клансей (Clansayesian) – как для самостоятельного подъяруса апта. Этот подъярус был принят в объеме одной зоны – *Diadochoceras nodosocostatum* и *Acanthoplites bigoureti* с двумя подзонами: "*Nuracanthoplites nolani*, *Parahoplites grossouvrei* и *Cheloniceras clansayense* – нижняя (у дер. Клансей) и *Nuracanthoplites jacobii* и *H. sarasini* – верхняя (в окрестностях Ганновера). Стратотип клансея был переописан Муладом к Лионскому коллоквиуму 1963 г. [Colloque..., 1965]. Мулад сопоставил свой разрез с разрезом Килиана и Леенгардта и подтвердил, что в стратотипе выделяется лишь одна, нижняя, подзона Брейштроффера. Вслед за Брейштроффером Лионский коллоквиум поместил клансейский горизонт в апт. Кроме того, на Лионском коллоквиуме было высказано пожелание продолжить поиски лучшего разреза в качестве парастратотипа, так как «...в районе дер. Клансей имеются очень плохие условия для наблюдений...» [Colloque..., 1965, с. 234]. В 1971 г., после изучения клансейских отложений в разных регионах преимущественно юга бывшего СССР, Меловая комиссия МСК согласилась с мнением в то время большинства палеонтологов-аммонитчиков о перенесении клансейских слоев в апт [Постановления..., 1973, с. 37–40].

В позднем апте или клансее, как и в гаргасе, продолжали господствовать аммониты надсемейства Parahoplitaceae. Это надсемейство принято нами в составе двух семейств – Parahoplitidae и Acanthoplitidae [Богданова, Михайлова, 2007]. Для парагоплитид характерна одноконечная дорсальная лопасть, для акантогоплитид – двураздельная. У представителей всего надсемейства наблюдалась четырехлопастная примасура. Новые лопасти возникали в результате деления седла, расположенного между умбиликальной и интерлатеральной лопастями (U/L). Центральным стволем ветви Parahoplitaceae является род *Acanthoplites* [Михайлова, 1983, с. 231], который, скорее всего, возник в недрах фазы *Dufrenoyia furcata* раннего апта и угас в фазе *Nuracanthoplites jacobii* (поздний апт). Начало эволюции внутри рода *Acanthoplites* приходится на конец среднего апта. В позднем апте в нем различаются две группы видов: формы тонкоробристые, иногда безбугорчатые на последних оборотах (*A. nolani*, *A. bigoti*, *A. uhligi* и др.), и груборобристые с отчетливыми шиповидными бугорками (*A. bigoureti*, *A. aschiltaensis*, *A. abichi*). Груборобристые формы сформировались в среднем апте – *A. aschiltaensis* существует уже в фазе *Parahoplites melchioris*.

Кроме наиболее многочисленного в видовом отношении рода *Acanthoplites* в верхнем апте присутствуют аммониты родов: *Diadochoceras* Hyatt, 1903 (сифональные бугорки на главных ребрах на всех стадиях роста); *Nodosohoplites* Egoian, 1965 (отчетливые три пары бугорков на главных ребрах на ранних стадиях); *Nuracanthoplites* Spath, 1922 (формы с уплощенной сифональной стороной); *Chaschupseceras* Kvantaliani, 1968 (сильно вздутые обороты и одна пара латеральных бугорков) – монотипический род, включающий один вид *Ch. abchasicum* Kvant. из клансея Западной Грузии.

В начале позднего апта в роде *Acanthoplites* возникло более чем две трети новых видов. Большинство из них строго приурочено к нижней зоне верхнего апта – *Acanthoplites nolani*. Здесь же распространен и род *Diadochoceras*, поэтому он часто выступает в качестве второго вида-индекса этой зоны. Расцвет рода *Nuracanthoplites* приходится на вторую половину позднего апта. Отложения этого времени составляют зону *Nuracanthoplites jacobii*. Очень небольшое количество гипакантоплитов переживает установленную границу аптского и альбского веков.

Аптская трансгрессия, начавшаяся в раннем апте, со времени *Paradeshayesites oglanlensis*, продолжалась до конца позднего апта. Поэтому во многих странах Западной и Восточной Европы и бывшего СССР клансейские отложения содержат богатые и довольно сходные комплексы аммонитовой фауны (таблица). Богатство органическими остатками этих отложений на Северном Кавказе и в Центральной Азии обусловило раннюю и длительную историю их изучения.

В центральных районах Северного Кавказа клансейские отложения представлены алевролитами и песчаниками, которые к востоку от р. Кума замещаются в основном глинами. Мощность – 80–100 м. В Дагестане это песчаные глины с прослоями мергелей, редких фосфоритовых конгломератов и конкреций известковистых алевролитов. Мощность – 100–250 м. В Кавказском регионе выделяются две зоны клансея: *Acanthoplites nolani* – *Diadochoceras nodosocostatum* (*A. nolani*, *A. bigoureti*, *A. aff. trautscholdi*, *A. cf. bergeroni*, *D. multispinatum*, *D. crebriculatum*, *Eudouvilleiceras clansayense* и др.) и *Nuracanthoplites jacobii* (*H. tscharlokensis*, *H. compressus* и др.).

Клансейские отложения в Центральной Азии наиболее полно развиты в Копетдаге, где они представлены глинисто-алевролитовой толщей с септариевыми конкрециями (до 960 м). Нередки прослои песчаных алевролитов и алевритистых песчаников, наблюдаются фосфоритовые прослои. В Копетдаге выделяются три зоны: *Acanthoplites prodromus* (*A. prodromus*, *A. enodis*, *A. aff. bergeroni*, *A. bigoureti*, *A. raricostatum*, *A. balkhanensis*, *Diadochoceras nodosocostatum*, *D. caucasicum*, *D. latiumbonatum*, *D. longispinatum*, *Eudouvillei-*

Таблица

Сопоставление верхнеаптских (клансейских) отложений Закаспия, Северного Кавказа и главнейших разрезов Западной Европы

Южная Англия (О. Уайт) [Casey, 1961]			Северная Германия [Kemper, 1976]	Юго-Восточная Франция (стратотип) [Colloque..., 1965]		Северный Кавказ и Дагестан [Нижний мел..., 1985]	Закаспий [Решения..., 1977]
П/ярус	Зоны	Подзоны	Зоны	П/ярус	Зоны	Зоны	Зоны
Нижний альб	Leymeriella tardefurcata		Proleymeriella schrammeni	Нижний альб	Leymeriella tardefurcata	Leymeriella tardefurcata	Leymeriella tardefurcata
Верхний апт	Hypacanthoplites jacobi	Hypacanthoplites anglicus	Hypacanthoplites jacobi	Верхний апт	?	Hypacanthoplites jacobi	Hypacanthoplites jacobi
		Hypacanthoplites rubricosus	Acanthohoplites nolani			Acanthohoplites nolani и Diadochoceras nodosocostatum	Acanthohoplites nolani Acanthohoplites prodromus
	Parahoplites nutfieldensis (верхн. часть)		Parahoplites nutfieldensis-P. melchioris	Верхний апт	Гаррас	?	Parahoplites melchioris

ceras badkhyzicum, *E. clansayense* и др.), *Acanthohoplites nolani* (*A. nolani*, *A. multispinatus*, *A. subangulicostatus*, *A. uhligi*, *A. aschiltaensis*, *A. lorioli*, *A. trautscholdi*, *A. compressus* и др.) и *Hypacanthoplites jacobi* (*H. jacobi*, *H. nolaniformis*, *H. kopetdaghensis*, *H. asper*, *H. tscharlokensis*, *H. hanovrensis* и др.). В остальных районах к западу от Копетдага (Малый Балхан, Большой Балхан, Кубадаг и Туаркыр) верхний апт, или клансей, литологически сходен с копетдагским. Выделяются лишь две нижние зоны – *A. prodromus* и *A. nolani*. Верхняя зона, как правило, размыта. Клансейские отложения в Центральной Азии прослеживаются далеко на восток и две верхние зоны туркменского клансея выделяются в юго-западных отрогах Гиссара. Зона *A. nolani* представлена массивными, часто косослоистыми грубозернистыми песчаниками с прослоями различного типа конгломератов (беглярская свита мощностью 35–75 м). Встречаются *Acanthohoplites ex gr. nolani*, *A. bigoureti*, *A. lorioli*, *A. aplanatus*, *A. aschiltaensis*. Зона *Hypacanthoplites jacobi*, так же как в западных районах, представлена толщей глин с септариевыми конкрециями (чаршангинская свита) и аммонитами *Hypacanthoplites jacobi*, *H. elegans*, *H. karlukensis*, *H. tscharlokensis*, *H. nolaniformis*.

Литература

- Богданова Т.Н., Михайлова И.А. Аммоноидеи среднего апта (биоразнообразие и эволюция) // Меловая система России и ближнего Зарубежья: проблемы стратиграфии и палеогеографии. Сб. науч. тр. / Ред. Е.М. Первушов. Саратов: Изд-во Саратовского университета, 2007. С. 46–72.
- Михайлова И.А. Сисема и филогения меловых аммоноидей. М.: Наука, 1983. 280 с.
- Нижний мел Юга СССР. М.: Наука, 1985. 224 с.
- Постановления Межведомственного стратиграфического комитета и его постоянных комиссий. Вып. 14. Л.: Изд-во ВСЕГЕИ, 1973. 85 с.
- Ренгартен В.П. Палеонтологическое обоснование стратиграфии нижнего мела Большого Кавказа // Памяти акад. А.Д. Архангельского. Вопросы литологии и стратиграфии СССР. М.: Изд-во АН СССР, 1951. С. 35–66.
- Решения Межведомственного стратиграфического совещания по мезозою Средней Азии (Самарканд, 1971 г.). Л.: МСК, 1977. 47 с. 14 табл.
- Breistroffer M. Sur les Zones d'Ammonites dans l'Albien de France et d'Angleterre // Travaux du Laboratoire de Géologie Faculté des Sciences l'Université Grenoble. 1947. Т. 26. 88 p.
- Casey R. The stratigraphical paleontology of the Lower Greensand // Palaeontology. 1961. Pt. 3. P. 487–621.
- Colloque sur le Crétacé inférieur (Lyon, September 1963). Première partie. Les étages du Crétacé inférieur étudiés à partir des stratotypes. III. Aptien // Mémoires du Bureau de Recherches Géologique et Minières. Orléans, 1965. No. 34. P. 173–234.
- Jacob Ch. Sur l'âge des couches à phosphates de Clansayes près de Saint-Paul-Trois-Châteaux (Drôme) // Bull. Soc. Geol. France. Sér. 4. 1904. Т. 4. 517 p.
- Jacob Ch. Études sur les ammonites et sur l'horizon stratigraphique du gisement de Clansayes // Bull. Soc. Geol. France. Sér. 4. 1905. Т. 5. P. 399–432.
- Jacob Ch. Étude paléontologiques et stratigraphiques sur la partimoyenne des terrains Cretaceous dans les Alpes françaises et les region voisines // Travaux du Laboratoire de Géologie Faculté des Sciences l'Université Grenoble. 1907. Т. 8. 314 p.
- Kemper E. Geologischer Führer durch die Grafschaft Bentheim und die angrenzenden Gebiete mit einem Abriss der emsländischen Unterkreide // Das Bentheimer Land. 1976. Bd. 64. 205 S.
- Kilian W. Abt. 1. Unterkreide (Palaeocretacicum) / Ed. F. Frech. Lethaea geognostica. Teil II. Das Mesozoicum. Bd. 3. Kreide. Stuttgart, 1907–1913. 398 p.
- Kilian W., Leenhardt F. Note sur les sables de la vallée d'Apt // Bull. Serv. carte géol. France. 1890–1891. Т. 2. No. 16. P. 255–269.
- Stolley E. Die Gliederung der norddeutschen unteren Kreide // Centralbl. Mineral., Geol. Palaeontol. 1908. 4–8. 59 S.

ПАЛЕОБАТИМЕТРИЯ ЭПИКОНТИНЕНТАЛЬНЫХ МОРЕЙ НА ПРИМЕРЕ МЕЛА ЗАПАДНОЙ СИБИРИ

В.С. Бочкарев, Д.А. Огнев, С.Г. Черданцев
ОАО “Сибирский научно-аналитический центр”, Тюмень

PALEOBATHYMETRY OF EPICONTINENTAL SEAS BY THE EXAMPLE OF THE CRETACEOUS IN WESTERN SIBERIA

V.S. Bochkarev, D.A. Ognev, S.G. Cherdantsev
JSC “Siberian Scientific Analytical Centre”, Tyumen

С целью дополнительного изучения фациальных условий формирования глубоководных морских осадков мела нами был использован метод скользящего ноль-уровня моря, позволяющий точно по глубоким скважинам в терригенном и терригенно-кремнисто-карбонатном разрезах определять глубину моря с высокой точностью. Точность исследований определяется в зависимости от детальности разработки биостратиграфических колонок по основным литофациальным районам. Обоснование районирования входит в процедуру определения палеоглубины моря, осуществляемого по каждому району в отдельности, а построение карт выполняется путем соединения и некоторого сглаживания макетов, что впервые в мировой практике для бассейна в целом было отработано для начала берриасского века Западно-Сибирского мегабассейна [Бочкарев, Федоров, 1985].

В дальнейшем нами были выполнены сгущение используемой сети скважин и расчеты на основе геохронологической шкалы 2004 года, в которой конец батского века определялся возрастом в 164,7 млн лет, а середина берриасского века – 142,85 млн лет. Конец кампанского века, для рубежа которого нами также построена палеобатиметрическая карта, составляет 70,6 млн лет.

Построение карт возможно только для таких районов, в которых установлено двух-трехкратное чередование морских и наземных, континентальных, обстановок. Глубоководные некомпенсированные толщи в разрезах (наиболее интересные геологические объекты) выявляются в основном по двум признакам: по наличию морской фауны типа аммонитов и тонкостенных морских двустворок и по низким скоростям осадконакопления, за которыми обычно следуют толщи с повышенными скоростями седиментации.

Методика скользящего ноль-уровня моря применялась нами и для выяснения условий осадконакопления ачимовской толщи со скользящим возрастом кровли от берриасского до начала готеривского века [Бородкин и др., 1998]. В методике приняты два допущения: 1) смена в разрезе континентальных отложений на морские и наоборот отображает уровень палеоморя, то есть все мелкие эвстатические колебания мирового океана генерализуются; 2) осадконакопление в среднем происходит с одинаковой скоростью в точке разреза в период от одного ноль-уровня до другого, но меняется от одного разреза к другому, что и отображается в изменении мощностей.

Для каждого из фациальных районов используется одна и та же формула определения глубины моря:

$$H = \frac{(h_1 - h_2)t_2}{t_1} - h_3,$$

где H – глубина моря для искомого литостратиграфического уровня, м;

h_1 – глубина по скважине для нижнего уровня моря (в данном случае, для кровли малышевского горизонта), м;

h_2 – глубина по той же скважине для второго снизу уровня моря, находящегося выше заданного стратона, для которого строится карта (второй уровень скользит от района к району, например, от чеускинской пачки до пимской или даже до кошайской), м;

t_1 – время накопления толщи, залегающей между нижним и верхним ноль-уровнями в данном районе, млн лет;

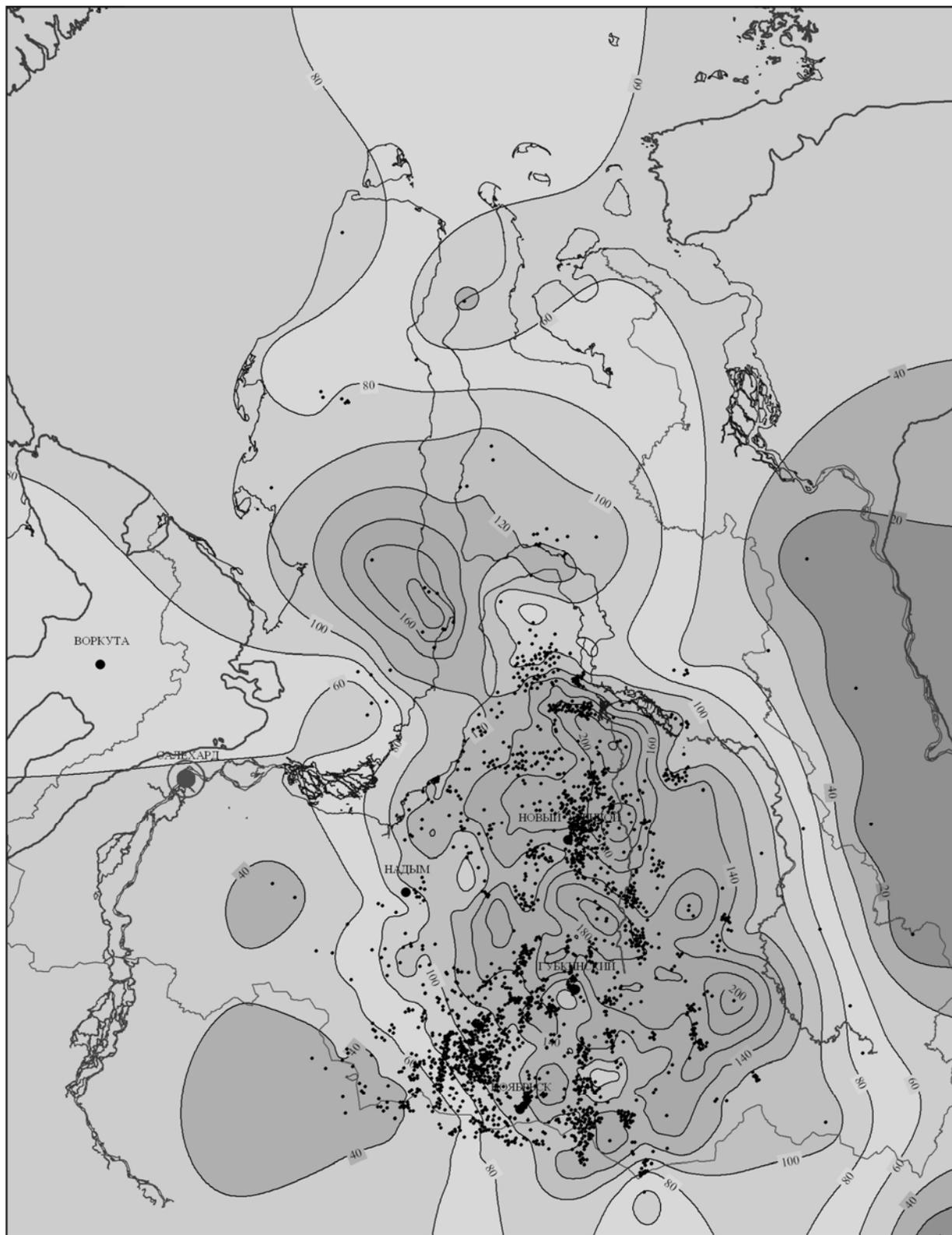
t_2 – время накопления некомпенсированной (морской) толщи от нижнего ноль-уровня до искомой поверхности построения дна моря, млн лет;

h_3 – мощность по скважине между нижним ноль-уровнем и глубиной искомой поверхности, м.

Как известно, кровля тюменской и малышевской свит в Западной Сибири располагается в пределах нижней зоны келловая, что определяет гипсометрический уровень поверхности с высокой точностью от Усть-Енисейского района до Тюмени и не нуждаются в поправках. При построении палеобатиметрической карты, например, для кровли баженовского горизонта, которая скользит от начала берриаса до начала готерива (мулымьинская свита), при определении длительности t_1 учитывается литофациальное районирование (например, учитывается распространение яновстанской, баженовской, гольчихинской, тутлеймской и других свит).

Расчеты показывают, что прогибание и седиментогенез меловых отложений без учета эффекта некомпенсации происходили с мало изменяющейся во времени скоростью. Поэтому все ошибки в выборе маркирующей пачки глин и ноль-уровней моря в труднорасчленяемом разрезе, как, например, фроловская свита, дают погрешность в палеобатиметрии 1–2 %. Это меньше, чем разница при построении палеобатиметрических карт на основе геохронологических шкал 1975 (шкала СССР), 1989, 2000 и 2004 годов.

При интерпретации геологических карт следует учесть, что при использовании геохронологических шкал разного года происходит не перекося поверхности палеодна, а их параллельный перенос, что не затрудняет фациальный анализ, выделение шельфовой области и так далее.



Масштаб 1 : 7 500 000

Условные обозначения:

- разведочные скважины
- ~ изобаты, м
- ~ граница Западно-Сибирской геосинеклизы
- ~ административная граница ЯНАО

Палеобатиметрическая схема севера Западно-Сибирского бассейна на конец кампанского века.

Огромное количество скважин, вскрывших малышевский горизонт, позволяет все же строить схематические карты, так как местами расстояние между скважинами составляет от 5 до 200 км. Для целей детализации этот недостаток в глубоких скважинах частично компенсируется за счет имеющихся структурных карт сейсморазведки по кровле малышевского горизонта – отражающего горизонта Т₁. При этом ошибка отсчета h₁ в 2–5 м по скважинам возрастает до 50 м при использовании только карты.

Палеобатиметрическая схема Западно-Сибирского мегабассейна на начало берриасского века отображает следующие характерные черты дна моря. Морской бассейн, раскрывающийся на северо-востоке и севере, занимает около 3 млн км² площади. На востоке он на 50 км заходит на Сибирскую платформу, а по широте Енисейского кряжа берег резко смещается к западу. Шельфовые зоны глубиной до 200 м асимметричные, на западе они уже. Севернее Омска через Сургут и до Ямало-Гыданского региона проходит зона с глубиной моря более 400 м. Еще уже оказывается Уренгойско-Тарко-Салинский залив, захватывающий юг Гыданского полуострова, с глубинами моря от 500 до 700 м.

В конце кампанского века море было не очень глубоким, с преобладанием значений до 40–60 м и наличием Уренгойской котловины до 200 м (рисунок). На северо-западе море явно уходило за пределы современного Урала.

Литература

Бородкин В.Н., Бочкарев В.С., Мишульский М.И. Модернизированный метод общего тектонического анализа мощностей ачимовской толщи Западной Сибири // Нефть и газ. 1998. № 2. С. 11–19.

Бочкарев В.С., Федоров Ю.Н. Палеобатиметрия Западно-Сибирского бассейна на конец времени накопления баженовской свиты // Тр. ЗапСибНИГНИ. Вып. 194. Тюмень, 1985. С. 35–41.

РАДИОЛЯРИИ САНТОНА–МАОСТРИХТА УМЕРЕННЫХ И ВЫСОКИХ ШИРОТ ДАЛЬНЕГО ВОСТОКА РОССИИ

Л.Г. Брагина

Геологический институт РАН, Москва

SANTONIAN–MAASTRICHTIAN RADIOLARIANS OF TEMPERATE AND HIGH LATITUDES OF THE FAR EAST OF RUSSIA

L.G. Bragina

Geological Institute of RAS, Moscow

В зоне подвижных поясов радиолярии имеют для стратиграфии большое значение. Особенно велика их роль при определении возраста толщ, не содержащих остатков других групп организмов. За последние 40 лет накоплены значительные данные по поздне меловым радиоляриям. Собственные материалы автора и литературные данные позволяют проанализировать таксономическое разнообразие ассоциаций радиолярий сантона–маастрихта высоких и умеренных широт Дальнего Востока России, а также выявить виды, общие для высоких и низких широт, что имеет большое значение для межрегиональных корреляций. Этот последний аспект особенно важен, поскольку для радиолярий верхнего мела все еще не разработана единая зональная схема. Обычно используют схемы: 1) для Индийского океана [Renz, 1974]; 2) Пацифики и Атлантики [Foreman, 1975]; 3) Пацифики [Moore, 1973]; 4) Калифорнии [Pessagno, 1976]; 5) Японии [Taketani, 1982]; 6) сводную схему [Sanfilippo, Riedel, 1985].

В последние годы появились новые данные о радиоляриях сантона–кампа Центральной Камчатки [Курилов, 2005]. В состав ассоциаций обычно входят несколько видов-космополитов (например: *Phaseliforma carinata* Pes., *Pseudoaulophacus floresensis* Pes., *Ps. venadoensis* Pes., *Amphipyndax stocki* (Camp. et Cl.), *Dictyomitra densicostata* Pes.), а также виды, часто встречающиеся в различных частях Камчатки (*Cromyosphaera tschurini* Lipman, *Cr. (?) vivenkensis* Lipman, *Amphipyndax stocki* (Camp. et Cl.) var. A Vishnevskaya, *A. stocki* (Camp. et Cl.) var. B Vishnevskaya). В ассоциации присутствует *Spongostaurus (?) hokkaidoensis* Taketani, являющийся видом-индексом нижнего кампа Японии [Taketani, 1982] и весьма характерный для нижнего кампа Западно-Сахалинских гор.

Изучение радиоляриевых ассоциаций кампа Центральной Камчатки [Зинкевич и др., 1994; Вишневская, 2001; Вишневская и др., 2005] имеет как палеонтологическое, так и стратиграфическое значение. Анализ показал, что большая часть ассоциации представлена видами-космополитами (*Crucella aster* (Lipman), *C. latum* (Lipman), *Phaseliforma carinata* Pes., *Cornutella californica* Camp. et Cl., *Dictyomitra densicostata* Pes., *D. multcostata* Zittel, *Neosciadiocapsa jenkinsi* Pes., *Stichomitra cechena* For.). Часть видов часто встречается в кампе Калифорнии (*Spongosaturnalis spiniferus* Camp. et Cl., *Spon. polygonatus* (Camp. et Cl.), *Spongurus quadratus* Camp. et Cl., *Lithostrobos ? natlandi* Camp. et Cl.). Особый интерес для стратиграфии представляет присутствующий среди членов ассоциации вид *Amphipyndax pseudoconulus* (Pes.), широко распространенный в низких широтах и, более того, являющийся видом-индексом одноименной зоны кампа донных осадков океана [Sanfilippo, Riedel, 1985]. Однако надо отметить, что присутствие этого стратиграфически важного вида на Дальнем Востоке России крайне редко. Гораздо чаще здесь встречается *Alievium gallowayi* (White), являющийся видом-индексом одноименной зоны кампа Калифорнии [Pessagno, 1976], что также наблюдается в другом районе Центральной Камчатки, в бассейне р. Хим [Зинкевич и др., 1994].

Анализ радиоляриевых ассоциаций кампана–маастрихта Центральной Камчатки выявил значительное количество видов, которые широко распространены в Калифорнии, например, многочисленные представители родов *Orbiculiforma*, *Amphipyndax*, *Clathrocyclus*, *Stichomitra*. Возраст обоснован присутствием видов *Orbiculiforma renillaeformis* (Camp. et Cl.), *Clathrocyclus hyronia* For., *Cl. tintinnaeformis* (Camp. et Cl.).

Кампанские радиолярии Западной Камчатки [Вишневская, 2001; Вишневская и др., 2005] обычно представлены небогатыми ассоциациями, большая часть которых – виды-космополиты. Однако также присутствуют виды, характерные для Калифорнии, которые имеют большое значение при определении возраста, например: *Lithostrobos natlandi* Camp. et Cl., *Stichomitra livermorensis* (Camp. et Cl.). Иногда в составе радиоляриевых ассоциаций Западной Камчатки отсутствуют виды-индексы известных ныне зональных схем. Такие ассоциации в основном представлены видами, широко распространенными в высоких и умеренных широтах, например: *Phaseliforma laxa* Pes., *Lithostrobos natlandi* Camp. et Cl., *Stichomitra livermorensis* (Camp. et Cl.), *Shaumellus aufragendus* Empson-Moni, который известен в высоких и низких широтах. Наиболее своеобразны кампан-маастрихтские ассоциации радиолярий р. Палана [Вишневская и др., 2005]. Здесь определены виды, которые отсутствуют в других районах Западной Камчатки: *Amphisphaera priva* (For.), *Spongodiscus alveatus* (Sanfilippo et Riedel), *Sp. impressus* Lipman, *Sp. rhabdostylus* (Ehrenberg), *Spongosaturnalis spiniferus* Camp. et Cl., *Spon. cf. sp. Spon. polygonatus* (Camp. et Cl.), *Spongurus quadratus* Camp. et Cl., *Lithostrobos rostovzevi* Lipman. Вид *Amphisphaera priva* (For.) следует отметить особо, поскольку он имеет биполярное распространение, что имеет значение для палеобиогеографических реконструкций.

На основе анализа ассоциаций радиолярий верхнего кампана–маастрихта Камчатки можно выделить наиболее характерные роды: *Orbiculiforma*, *Amphipyndax*, *Clathrocyclus*, *Dictyomitra*, *Stichomitra*. На западе и востоке Камчатки также характерны представители родов *Prunobrachium*, *Spongurus*, *Lithostrobos*.

Все вышеперечисленные ассоциации радиолярий были выделены из кремнистых пород и поэтому часто характеризуются обедненным составом. Ассоциации радиолярий терригенных разрезов с карбонатными конкрециями более разнообразны и отличаются хорошей сохранностью, вследствие чего представляют особый интерес для палеобиогеографических реконструкций. Автором были изучены ассоциации радиолярий именно таких разрезов, расположенных на северо-западе Камчатки (Пенжинская губа).

Радиолярии сантона–кампана Пенжинской губы отличаются значительным морфологическим разнообразием. Анализ таксономического состава ассоциаций радиолярий сантона–кампана Северо-Западной Камчатки продемонстрировал, что 70 % видов, обнаруженных в изученных разрезах, впервые описаны из коньяка и кампана Калифорнии: *Acanthocircus hueyi* Pessagno, *Archaeospongoprimum bipartitum* Pes., *A. triplum* Pes., *Cromyodruppa concentrica* Lipman, *Patulibracchium teslaensis* Pes., *Pseudoaulophacus praefloresensis* Pes., *Saturnalis deirpede* For., *Spongosaturnalis campbelli* For., *Spon. squinaboli* For., *Amphipyndax stocki* (Campbell et Clark), *?Lithocampe eureia* For., *Neosciadiocapsa jenkinsi* Pes., *Xitus asymbatos* (For.). Более половины видового состава радиоляриевых ассоциаций Северо-Западной Камчатки представлено видами-космополитами.

На Дальнем Востоке России терригенные отложения содержат весьма представительные ассоциации радиолярий сантона–маастрихта, которые известны на Южном Сахалине [Казинцова, 1993] и на о. Шикотан [Брагина, Палечек, 2007]. На Сахалине выходы меловых отложений Западно-Сахалинских гор характеризуют Главное меловое поле.

Позднесантонские комплексы радиолярий Западно-Сахалинских гор представлены видами, которые также характерны для Калифорнии: *Archaeospongoprimum bipartitum* Pes., *Cromyodruppa concentrica* Lipman, *Patulibracchium petroleumensis* Pes., *P. sp.*, *Pseudoaulophacus pargueraensis* Pes., *Orbiculiforma sacramentoensis* Pes., *Archaeodictyomitra squinaboli* Pes., *Squinabollum fossilis* (Squinabol), *Tubilustrium guttaeformis* (Bragina).

Раннекампанские комплексы радиолярий Западно-Сахалинских гор не богаты и представлены видами: *Cromyomma* (?) *nodosa* Pes., *Hexacantium* ? sp. A (Empson-Morin), *Orbiculiforma regis* Pes., *Spongostaurus* (?) *hokkaidoensis* Taketani, *Amphipyndax stocki* (Camp. et Cl.), *Dictyomitra densicostata* Pes., *Saturniforma abastrum* Pes., *Stichomitra manifesta* For., *Theocampe altamontensis* Camp. et Cl. Особый интерес представляет вид *Spongostaurus* (?) *hokkaidoensis* Taketani, характерный для кампана Японии [Taketani, 1982].

Наиболее богат на Южном Сахалине позднекампанский комплекс радиолярий, представленный видами: *Bipylomella sachalinica* Bragina, *Cromyodruppa concentrica* Lipman, *Crucella espartoensis* Pess., *C. zonovae* (Kasinzova), *Hexalonhe* (?) *horridus* Bragina, *Hexapyramis perforata* Bragina, *Orbiculiforma* sp. ex gr. *O. australis* Pess., *O. (?) sompiterna* Pess., *Patellula verteroensis* Pess., *Patulibracchium petroleumensis* Pes., *P. vereshagini* Kasinzova, *Phacodiscus* (?) sp., *Phaseliforma carinata* Pes., *Porodiscus cretaceus* Camp. et Cl., *Pseudoaulophacus floresensis* Pess., *Spongostaurus* (?) *hokkaidoensis* Taketani, *Spongotripus morenoensis* Camp. et Cl., *Sp. (?) sachalinensis* Bragina, *Stylodruppa bifascicula* Kasinzova, *Stylotrochus polygonatus* Camp. et Cl., *Amphipyndax stocki* (Camp. et Cl.), *A. sp. aff. A. ellipticus* Nakaseko et Nishimura, *Archaeodictyomitra squinaboli* Pess., *Clathrocyclus hyronia* Pess., *Cl. sp.*, *Diacanthocapsa rotunda* Koslova, *Dictyomitra formosa* Squinabol, *D. striata* Lipman, *Eucyrtidium* sp., *Lithostrobos zhamoidai* Kasinzova, *Sciadiocapsa* (?) *rumseyensis* Pess., *Stichomitra livermorensis* (Camp. et Cl.), *St. manifesta* For., *Theocampe altamontensis* (Camp. et Cl.), *Tubilustrium guttaeformis* (Bragina), *Vistylaria magna* Gorka, *Xitus asymbatos* (For.), *X. (?) sp. D* (Iwata et Tajika), *Cuboctostylus kasinzovae* Bragina. Особенно важно присутствие в комплексе *Crucella espartoensis* Pess. – вида-индекса одноименной зоны кампана Калифорнии, совместно с видом-индексом нижнего кампана Японии – *Spongostaurus* (?) *hokkaidoensis* Taketani [Pessagno, 1976; Taketani, 1982].

На о. Шикотан были изучены кампан-маастрихтские радиолярии малокурульской свиты из различных по литологическому составу пород: карбонатных конкреции и кремнистых аргиллитов [Брагина, Палечек, 2007].

В составе ассоциаций радиолярий, выделенных при дезинтеграции кремнистых аргиллитов, преобладают губчатые и толстостенные формы, такие как *Amphibrachium spongiosum* Lipman, *A. mucronatum* Lipman, *A. ornatum* Lipman, *A. concentricum* Lipman, *Cromyodruppa concentrica* Lipman, *Cromyosphaera vivenkensis* Lip-

man, *Orbiculiforma renillaeformis* (Camp. et Cl.), *Phaseliforma carinata* Pessagno, *P. subcarinata* Pessagno, *Porodiscus cretaceus* Camp. et Cl., *P. vulgaris* Lipman, *Praestylosphaera hastata* (Camp. et Clark), *P. pusilla* (Camp. et Cl.), *Prunobrachium articulatum* (Lipman), *P. incisum* Koslova, *Spongurus* cf. *quadratus* Camp. et Cl., *Spongotropus morenoensis* Camp. et Cl. [Брагина, Палечек, 2007]. Большая часть этих видов характерна для холодноводных и умеренных областей. Для определения возраста важно присутствие многочисленных представителей родов *Amphibrachium* и *Prunobrachium*, которые широко распространены в позднем кампане и маастрихте Урала [Амон, 2000] и Западной Сибири [Козлова, Горбовец, 1966].

Из карбонатных конкреций автором описан комплекс очень хорошей сохранности с обилием ажурных и тонкостенных форм: *Amphisphaera priva* (For.), *Hexacromyum pergamenti* Bragina, *Hexapyramis* sp., *Lithomespilus mendosa* (Krasheninnikov), *Orbiculiforma renillaeformis* (Camp. et Cl.), *Phaseliforma carinata* Pessagno, *P. subcarinata* Pessagno, *Protaxiphotractus* sp. A, *Pseudoaulophacus* sp. ex gr. *floresensis* Pessagno, *Pseudocrucella kubischa* Empson-Morin, *Saturnalis deiopede* For., *Spongodiscus quasipersenex* Bragina, *Sp. sp.* ex gr. *rhabdostylus* (Ehrenberg), *Spongosaturnalis spiniferus* Camp. et Cl., *Spon. latiformis* Camp. et Cl., *Spon. sp.* ex gr. *nematodes* For., *Spongosaturninus* sp. ex gr. *parvulus* Camp. et Cl., *Spongurus* sp., *Afens liriodes* Riedel et Sanfilippo, *Amphipyndax stocki* (Camp. et Cl.), *A. tylotus* For., *Clathrocyclas diceros* For., *Cl. hyronia* For., *Cl. tintinnaeformis* Camp. et Cl., *Cornutella californica* Camp. et Cl., *Diacanthocapsa amphora* (Camp. et Cl.), *Dictyodedalus* sp., *Ewingella guindaensis* Pes., *Microsciadiocapsa madisonae* Pes., *Neosciadiocapsa jenkinsi* Pes., *N. stellata* Bragina, *Pogonias* sp. ex gr. *P. missilis* O'Dogherty, *Saturniforma brionessensis* Pes., *Stichomitra cechena* For., *S. livermorensis* (Camp. et Cl.), *Stichopilium teslaense* Camp. et Cl., *St. sp.*, *Theocampe altamontensis* Camp. et Cl., *Cuboctostylus pontidus* Bragina, *Protocystis naibiensis* Bragina. В комплексе присутствует *Amphipyndax tylotus*, являющийся видом-индексом одноименной зоны верхнего кампана–маастрихта композитной схемы, предложенной для осадков океанов [Sanfilippo, Riedel, 1985]. Виды *Clathrocyclas diceros* Foreman, *Cl. hyronia* Foreman, *Cl. tintinnaeformis* Camp. et Cl. характерны для высоких широт. Комплекс содержит и виды, первоначально описанные из сопредельных регионов. Так, вид *Hexacromyum pergamenti* Bragina [Брагина, 1991] происходит из сантона–кампана Северо-Западной Камчатки, а виды *Protocystis naibiensis* Bragina и *Spongodiscus quasipersenex* Bragina – из верхнего мела Западно-Сахалинских гор [Брагина, 2003а,б]. Интересно отметить совместное присутствие вида-индекса *Orbiculiforma renillaeformis* одноименной зоны маастрихта Калифорнии [Pessagno, 1976] и вида-индекса верхней части кампана–маастрихта *Amphipyndax tylotus* (композитная схема [Sanfilippo, Riedel, 1985]). Таким образом, из карбонатных конкреций выделен комплекс, наиболее полно отражающий прижизненное сообщество радиолярий, что позволяет проводить самые широкие корреляции.

Итак, в результате проведенных исследований установлено, что большая часть радиоляриевых ассоциаций сантона–маастрихта Дальнего Востока России представлена видами-космополитами и видами, широко распространенными в Калифорнии, что позволяет проводить корреляции между этими районами. В отдельных случаях возможны корреляции со сводной композитной схемой, предложенной для донных осадков океанов. Например, для центральных районов Камчатки (по присутствию вида-индекса кампана *Amphipyndax pseudoconulus*) и для верхнего кампана–маастрихта о. Шикотан (по присутствию вида-индекса *Amphipyndax tylotus*).

Часто новые виды, впервые установленные в отложениях какого-либо района Дальнего Востока России, бывают найдены и в других его районах. Например, вид *Clathrocyclas gravis* Vishnevskaya (описан из кампана–палеоцена на севере Камчатки) – в дальнейшем обнаружен в верхнем кампане–маастрихте центральных областей Камчатки [Вишневская и др., 2005]. Такие находки повышают качество корреляций, проводимых между соседними районами Дальнего Востока.

Так как самой большой проблемой является корреляция радиоляриевых сообществ низких и высоких широт, особенно важно выявление общих видов. В последние десятилетия на Дальнем Востоке России найдены виды, которые первоописаны из отложений, формировавшихся в океане Тетис и на южной окраине Северного Перитетиса, например: *Cuboctostylus pontidus* Bragina [Брагина, 2004] и *Neosciadiocapsa agarkovi* Vishnevskaya [Вишневская, 2001]. Вид *Hexapyramis perforatum* Bragina в настоящее время обнаружен не только в различных районах Пацифики (на Сахалине, в Калифорнии), на южной окраине Северного Перитетиса (Горный Крым), но и весьма часто встречается в отложениях океана Тетис (в Турции, на Кипре) [Брагина, 2004; Empson-Morin, 1984; Брагина, Брагин, 2006]. Таким образом, полные палеонтологические исследования последних десятилетий привели к расширению представлений о таксономическом наполнении ассоциаций радиолярий сантона–маастрихта Дальнего Востока России, где выявлено большое количество видов-космополитов, а также видов, широко распространенных в низких широтах. Таким образом, в настоящее время стала возможной корреляция отложений Дальнего Востока России по радиоляриям не только с сопредельными территориями, но и с весьма удаленными районами.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект № 06-05-64859).

Литература

- Амон Э.О. Верхнемеловые радиолярии Урала // Материалы по стратиграфии и палеонтологии Урала. Вып. 5. Екатеринбург: Ин-т геологии и геохимии УрО РАН, 2000. 209 с.
- Брагина Л.Г. Радиолярии в отложениях быстринской свиты сантона–кампана северо-западной Камчатки // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1991. № 7. С. 129–136.
- Брагина Л.Г. Новые виды Найбинского опорного разреза верхнего мела (Южный Сахалин) // Палеонтол. журн. 2003а. Т. 37. № 3. С. 25–30.
- Брагина Л.Г. Позднемеловые представители отряда Phaeodaria (Radiolaria) // Палеонтол. журн. 2003б. Т. 37. № 3. С. 10–12.
- Брагина Л.Г., Брагин Н.Ю. Стратиграфия и радиолярии верхнемеловых отложений осадочного чехла офиолитового комплекса Аракапас (Кипр) // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2006. Т. 14. № 5. С. 50–66.

- Брагина Л.Г., Палечек Т.Н. Радиоларии верхнемеловых отложений малокурульской свиты о. Шикотан // Чтения памяти академика К.В. Симакова: Тез. докл. Всерос. науч. конф., Магадан, 27–29 ноября 2007 г. / Отв. ред. И.А. Черешнев. Магадан: СВНЦ ДВО РАН, 2007. С. 42–43.
- Вишневская В.С. Радиолариевая биостратиграфия юры и мела России. М.: ГЕОС, 2001. 376 с.
- Вишневская В.С., Басов И.А., Палечек Т.Н., Курилов Д.В. Биостратиграфия юрско-меловых отложений Западной Камчатки по радиолариям и фораминиферам // Западная Камчатка: геологическое развитие в мезозое. М.: Научный мир, 2005. С. 6–54.
- Зинкевич В.П., Колодяжный С.Ю., Брагина Л.Г. и др. Тектоника восточного обрамления Срединнокамчатского массива метаморфических пород // Геотектоника. 1994. № 1. С. 81–96.
- Казинцова. Л.И. Радиоларии // Атлас руководящих групп меловой фауны Сахалина. СПб.: Недра, 1993. 327 с.
- Козлова Г.Э., Горбовец А.Н. Радиоларии верхнемеловых и верхнеэоценовых отложений Западно-Сибирской низменности. Л.: Недра, 1966. 159 с. (Тр. ВНИГРИ. Вып. 248).
- Курилов Д.В. Новое местонахождение юрских и меловых радиоларий на Западной Камчатке // Западная Камчатка: геологическое развитие в мезозое. М.: Научный мир, 2005. С. 55–76.
- Bragina L.G. Cenomanian–Turonian radiolarians of Northern Turkey and the Crimean Mountains // Paleontol. Journ. 2004. Vol. 38. Suppl. 4. P. 325–456.
- Empson-Morin K.M. Depth and latitude distribution of Radiolaria in Campanian (Late Cretaceous) tropical and subtropical oceans // Micropaleontology. 1984. Vol. 30. No. 1. P. 87–115.
- Foreman H. Radiolaria from the North Pacific, DSDP, Leg 32 // Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project. Washington: U.S. Government Printing Office, 1975. Vol. 32. P. 579–676.
- Moore T.C. Radiolaria from Leg 17 of the Deep Sea Drilling Project // Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project. Washington: U.S. Government Printing Office, 1973. Vol. 17. P. 797–869.
- Pessagno E.A., Jr. Radiolarian zonation and stratigraphy of Upper Cretaceous portion of the Great Valley Sequence // Micropaleontology. Spec. publ. 1976. No. 2. P. 1–96.
- Renz G.W. Radiolaria from LEG 27 of the Deep Sea Drilling Project // Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project. Washington: U.S. Government Printing Office, 1974. Vol. 27. P. 769–841.
- Sanfilippo A., Riedel W.R. Cretaceous Radiolaria. Plankton stratigraphy. N.Y.: Cambridge Univ. Press, 1985. P. 573–630.
- Taketani Y. Cretaceous Radiolarian Biostratigraphy of the Urakawa and Obira Areas, Hokkaido // Science Reports of the Tohoku University. Ser. 2 (Geology). 1982. Vol. 52. No. 1–2. P. 1–76.

СОПОСТАВЛЕНИЕ РАННЕМЕЛОВЫХ ФЛОР ЗАБАЙКАЛЬЯ, ЯКУТИИ, КИТАЯ И МОНГОЛИИ

Е.В. Бугдаева, В.С. Маркевич

Биолого-почвенный институт ДВО РАН, Владивосток

COMPARISON OF THE EARLY CRETACEOUS FLORAS OF TRANSBAIKALIA, YAKUTIA, CHINA AND MONGOLIA

E.V. Bugdaeva, V.S. Markevich

Institute of Biology and Soil Sciences, FEB RAS, Vladivostok

На территории Забайкалья, Монголии и Северо-Востока Китая широко распространены вулканогенно-осадочные отложения, содержащие многочисленные остатки озерной биоты и растений. Впервые они были найдены А.П. Герасимовым, который собрал фоссилии из "рыбных сланцев" бассейнов рек Турга и Витим и передал находки академику А.Ф. Миддендорфу. Впоследствии О.М. Рейс [1910] опубликовал описание новых родов и видов. В дальнейшем подобные остатки были найдены также на территории Монголии и Китая. Эта биота, несомненно, имевшая высокий уровень эндемизма, получила название Жэхол. Внимание мировой палеонтологической общественности она привлекла с 1996 года, когда стало известно о находках в формации Исянь (западный Ляонин) зубастых птиц, оперенных динозавров, мультитуберкулятных млекопитающих; также были описаны одни из самых древних в мире покрытосеменные и гнетовые [Cao et al., 1998; Gibbons, 1998; Sun et al., 1998, 2001; Unwin, 1998; и др.]. Удивительная сохранность, уникальные находки позволили детально изучить остатки необыкновенных животных и растений, что дало ответ на многие вопросы эволюции животного мира, описать озерную экосистему, но остался нерешенным главный вопрос, каков же возраст отложений, содержащих эти фоссилии?

Этот обширный регион можно назвать палеонтологическим Клондайком из-за обильных находок растений, беспозвоночных (остракоды, конхостраки, моллюски, крабы) и позвоночных (рыбы, черепахи, ящерицы, динозавры и млекопитающие).

По мнению китайских стратиграфов, возраст формации Исянь позднеюрский [Chen, Chang, 1994; Cao et al., 1998; Lo et al., 1999; Sun et al., 1998, 2001], хотя некоторые палеонтологи считают его раннемеловым [Li, Liu, 1994, 1999; Mao et al., 1990; Pu, Wu, 1992; Swisher et al., 1999].

Проведенный $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ анализ вулканитов формации Исянь показал значения абсолютного возраста от $121,1 \pm 0,2$ до $122,9 \pm 0,3$ млн лет [Smith et al., 1995]. Авторы считают, что это время барремского века, хотя данные цифры соответствуют апту, используя временную шкалу В. Харланда и др. [Harland et al., 1989].

В нижнемеловых отложениях Забайкалья, Монголии и Северо-Востока Китая были найдены как цветковые, так и растения, которые формально не относятся к покрытосеменным, но обладают характерными для них признаками: листьями с многопорядковым сетчатым жилкованием; пыльцевыми зернами с разнообразными проростковыми щелями и порами; семенами, заключенными в купулы, которые аналогичны, а в ряде случаев, возможно, и гомологичны завязи; цветкоподобными и плодообразными структурами [Вахрамеев, Котова, 1977; Krassilov, 1982, 1986; Krassilov, Bugdaeva, 1982, 2000; и др.]. В.А. Красилов назвал такие растения проангиоспермами. У них признаки, свойственные покрытосеменным – настоящим ангиоспермам, полностью еще не развились, а проявляются лишь разрозненно, не образуя устойчивых сочетаний. По его мнению, ангиоспермизацией в раннем мелу были охвачены целые растительные сообщества. Поразительно совпадение во времени и пространстве событий активизации эволюционных процессов как в мире растений, так и животных. Можно только предположить, что это была реакция биоты на какие-то внешние воздействия.

Область Забайкалья и Монголии в раннемеловое время представляла собой обширный экотон между умеренной и субтропической зонами [Бугдаева, 1989]. Как неоднократно указывалось в литературе [Котова, 1964; Вахрамеев, 1964; Вахрамеев и др., 1970], Амурская провинция Сибирско-Канадской области, в состав которой входило Забайкалье в раннем мелу, обогащалось элементами Европейско-Синийской области. С одной стороны, в тургинской флоре известны представители флоры Сибирско-Канадской области, такие как *Czekanowskia*, *Phoenicopsis*, *Gleichenia lobata* Vachr., *Coniopteris setacea* (Pryn.) Vachr., *Neozamites verchojanensis* Vachr., *Pityolepis oblonga* Samyl. и др. С другой стороны, в этой флоре принимают участие представители Европейско-Синийской области – *Otozamites*, *Cladophlebidium*, *Onychiopsis*.

Переходное положение забайкальской флоры в раннем мелу предоставляет прекрасную возможность проводить ее корреляцию с флорами как умеренной, так и субтропической зон.

Вид *Gleichenia lobata*, найденный в местонахождении Семен Читино-Ингодинской впадины, характерен для эксеняхской свиты аптского возраста Якутии [Вахрамеев, 1958]. А.И. Киричкова выделила эксеняхский горизонт в объеме эксеняхской свиты Виллюйской синеклизы, верхней части чонкогорской, булунской и бахской свит Лено-Оленекского района [Фитостратиграфия..., 1985]. Возраст этого горизонта также принимается аптским. Для верхней части характерно распространение беннеттита *Neozamites verchojanensis*, чьи остатки были найдены и в забайкальских местонахождениях.

Общие или близкие виды содержат чегдомынская и чемчукинская свиты Буреинского бассейна, возраст которых устанавливается в пределах баррема–апта [Вахрамеев, Долуденко, 1961; Красилов, 1973]; уссурийская (баррем) и липовецкая (апт) свиты Раздольненской впадины Южного Приморья; старосучанская (баррем) и северосучанская (апт) Партизанской впадины [Красилов, 1967].

В июне 2006 года Е.В. Бугдаева посетила основные местонахождения формации Исянь и собрала растительные остатки, являющиеся руководящими формами позднетургинского комплекса, выделенного для баррема–апта Забайкалья, прежде всего, *Baisia hirsuta* Krassil. В экспозициях флоры формации Исянь Музея естественной истории г. Пекина и музея Национального Геопарка на местонахождении Сихетун (г. Чаоян) выставлены прекрасной сохранности образцы розеток листьев цикадовых вида *Baikalophyllum lobatum* Bugd., описанного из забайкальского местонахождения Семен (Елизаветинская впадина). На этикетках указано, явно ошибочно, название *Pityolepis larixiformis*. Также во флоре Исяни присутствует растение, известное из местонахождения Семен как *Nageiopsis transbaikalica* Srebr., но отнесенное китайскими палеоботаниками к *Podocarpidites reheensis* (Wu). Общими элементами флоры являются также *Botrychites reheensis* Wu, *Neozamites verchojanensis* Vachr., *Pityolepis pseudotsugoides* Sun et Zheng, *Brachyphyllum longispicum* Sun, Zheng et Mei, *Scarburgia hillei* Harris, *Ephedrites chenii* (Cao et Wu) Guo et Wu X.W., *Carpolithus multiseminalis* Sun et Zheng, *C. pachythesis* Sun et Zheng.

Кроме того, во флоре Исяни указываются находки такого эндемичного рода, как *Gurvanella*, найденного ранее в монгольской раннемеловой флоре местонахождения Гурван-Эрэн [Krassilov, 1982]. Нами флора последнего местонахождения, а также Манляя и Бон-Цагана, 23 сопоставлялась с позднетургинской забайкальской флорой [Бугдаева, 1989].

Таким образом, несомненна разновозрастность флор формации Исянь и тургинской свиты Забайкалья. Следовательно, возраст флороносных слоев этого стратиграфического подразделения северо-востока Китая должен быть баррем–аптским. Напомним, что эта датировка поддерживается данными абсолютной геохронологии.

Исследования поддержаны грантами ДВО РАН 06-III-A-06-141, а также 06-I-П11-022 и 06-I-П18-081.

Литература

Бугдаева Е.В. Корреляция нижнемеловых отложений изолированных впадин Забайкалья по флоре // Ярусные и зональные шкалы бореального мезозоя СССР. М.: Наука, 1989. С. 162–168. (Тр. ИГиГ СО АН СССР. Вып. 722).

Вахрамеев В.А. Стратиграфия и ископаемая флора юрских и меловых отложений Виллюйской впадины и прилегающих районов Приверхоянского краевого прогиба. М.: Изд-во АН СССР, 1958. 136 с.

Вахрамеев В.А. Юрские и раннемеловые флоры Евразии и палеофлористические провинции этого времени. М., 1964. 263 с. (Тр. ГИН АН СССР. Вып. 102).

Вахрамеев В.А., Долуденко М.П. Верхнеюрская и нижнемеловая флора Буреинского бассейна и ее значение для стратиграфии. М.: Изд-во АН СССР, 1961. 136 с. (Тр. ГИН АН СССР. Вып. 54).

Вахрамеев В.А., Котова И.З. Древние покрытосеменные и сопутствующие им растения из нижнемеловых отложений Забайкалья // Палеонтол. журн. 1977. № 4. С. 101–109.

Вахрамеев В.А., Добрускина И.А., Заклинская Е.Д., Мейен С.В. Палеозойские и мезозойские флоры Евразии и фитогеография этого времени. М.: Наука, 1970. 426 с.

- Котова И.З. Возраст континентальных отложений Гусиноозерской впадины и особенности раннемеловых флор Забайкалья // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1964. № 8. С. 84–93.
- Красилов В.А. Раннемеловая флора Южного Приморья и ее значение для стратиграфии. М.: Наука, 1967. 364 с.
- Красилов В.А. Материалы по стратиграфии и палеофлористике угленосной толщи Буреинского бассейна // Ископаемые флоры и фитостратиграфия Дальнего Востока. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1973. С. 28–51.
- Рейс О.М. Фауна рыбных сланцев Забайкальской области // Геологические исследования и разведочные работы по линии Сибирской железной дороги. СПб., 1910. С. 1–68.
- Фитостратиграфия и флора юрских и нижнемеловых отложений Ленского бассейна. Л.: Недра, 1985. 223 с.
- Cao Zh.-Y., Wu Sh.-I., Zhang P.-A., Li J.-R. Discovery of fossil monocotyledons from Yixian Formation, western Liaoning // Chinese Science Bull. 1998. Vol. 43. No. 3. P. 230–233.
- Chen P.-J., Chang Zh.-L. Nonmarine Cretaceous stratigraphy of eastern China // Cretaceous Res. 1994. Vol. 15. P. 245–257.
- Gibbons A. Dinosaur fossils, in fine feather, show link to birds // Science. 1998. Vol. 280. P. 2051.
- Harland W.B., Armstrong R.L., Cox A.V. et al. A geological time scale 1989. Cambridge: Cambridge Univ. Press, 1989.
- Krassilov V.A. Early Cretaceous flora of Mongolia // Palaeontographica. 1982. Abt. B. Bd. 181. P. 1–43.
- Krassilov V.A. New floral structure from the Lower Cretaceous of Lake Baikal area // Rev. Palaeobot. Palynol. 1986. Vol. 47. P. 9–16.
- Krassilov V.A., Bugdaeva E.V. Achene-like fossils from the Lower Cretaceous of the Lake Baikal area // Rev. Palaeobot. Palynol. 1982. Vol. 36. P. 279–295.
- Krassilov V.A., Bugdaeva E.V. Gnetophyte assemblage from the Early Cretaceous of Transbaikalia // Palaeontographica. 2000. Abt. B. Bd. 253. P. 139–151.
- Li W.-B., Liu Z.-S. The Cretaceous palynofloras and their bearing on stratigraphic correlation in China // Cretaceous Res. 1994. Vol. 15. P. 333–365.
- Li W.-B., Liu Z.-S. Sporomorph assemblage from the basal Yixian Formation in Western Liaoning and its geological age // Palaeoworld. 1999. No. 11. Spec. Is. P. 68–79.
- Lo Ch.-H., Chen P.-J., Tsou T.-Yu et al. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ laser single-grain and K-Ar dating of the Yixian Formation, NE China // Palaeoworld. 1999. No. 11. Spec. Is. P. 341–338.
- Mao Zh.-Zh., Yu J.-X., Lentin J.K. Palynological interpretation of Early Cretaceous non-marine strata of north-east China // Proceedings of the 7th International Palynol. Congress / Eds E.M. Truswell, J.A.K. Owen. Amsterdam: Elsevier, 1990. Part II. P. 115–118.
- Pu R.-G., Wu H.-Zh. Mesozoic spore-pollen assemblages in Western Liaoning and their stratigraphic significance // Acta Palaeontologica Sinica. 1992. Vol. 10. No. 4. P. 121–212.
- Smith P.E., Evensen N.M., York D. et al. Dates and rates in ancient lakes: ^{40}Ar – ^{39}Ar evidence for an Early Cretaceous age for the Jehol Group, northeast China // Can. J. Earth Sci. 1995. Vol. 32. P. 1426–1431.
- Sun Ge, Dilcher D.L., Zheng Sh.-L., Zhou Zh.-K. In search of the first flower: a Jurassic angiosperm, *Archaeofructus*, from Northeast China // Science. 1998. Vol. 282. No 5394. P. 1692–1695.
- Sun Ge, Zheng Sh.-L., Dilcher D.L. et al. Early angiosperms and their associated plants from Western Liaoning, China. Shanghai: Shanghai Scientific and Technological Education Publishing House, 2001. 227 p.
- Swisher C.C., Wang Y.-Q., Wang X.-L. et al. Cretaceous age for the feathered dinosaurs of Liaoning, China // Nature. 1999. Vol. 400. P. 58–61.
- Unwin D.M. Feathers, filaments and theropod dinosaurs // Nature. 1998. Vol. 391. P. 119–120.

ИЗОТОПНЫЕ (С и О) ИССЛЕДОВАНИЯ КОНКРЕЦИОННЫХ ФОСФОРИТОВ ИЗ НИЖНЕМЕЛОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ СЕВЕРА РУССКОЙ ПЛИТЫ

О.С. Ветошкина

Институт геологии Коми научного центра УрО РАН, Сыктывкар

ISOTOPE (C and O) STUDY OF PHOSPHORITE CONCRETIONS FROM CRETACEOUS SEDIMENTS OF THE NORTH OF RUSSIAN PLATE

O.S. Vetoshkina

Institute of Geology Komi Science Centre, UB RAS, Syktyvkar

Для оценки и сравнения обстановок формирования нижнемеловых отложений на севере Русской плиты использованы исследования изотопного состава кислорода и углерода ($\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$) карбонатного компонента, входящего в состав хорошо изученных и разрабатываемых конкреционных фосфоритов крупнейшего в европейской части Вятско-Камского месторождения и Койгородского месторождения Сысольской площади, залежи которой представляют собой северную оконечность Вятско-Камского фосфоритоносного бассейна [Илларионов и др., 1987].

Фосфоритовые серии Вятско-Камского месторождения, приуроченные к валанжинскому ярусу, слагаются в основном песчано-алевритовыми породами, сформированными в обстановке мелководно-морских фаций при неустойчивом тектоническом режиме [Карпова, 1982]. В основании серии залегает базальный, так называемый "ауцелловый" горизонт, состоящий из перемытых конкреций и фосфатизированных ядер ауцелл,

местами сцементированных в плиту. Выше залегает основной промышленный горизонт ("крупножелвачный") мощностью 0,5–1,0 м, в составе которого присутствуют шероховатые, плотные, большей частью овальной формы конкреции фосфоритов темно-серого цвета, размером до 20–25 см [Карпова, 1982]. Одной из особенностей конкреций этой группы является присутствие в них большого количества фосфатизированных органических остатков.

Разрез нижнего мела Сысольской котловины довольно однообразный и представлен известковистыми или очень слабоизвестковистыми глинами с повышенным содержанием глауконитового песка, с редкими включениями и тонкими прослоями фосфатизированных и сидеритизированных известняков и мергелей [Илларионов и др., 1987].

Образцы фосфоритов Вятско-Камского месторождения характеризуются относительно высоким содержанием P_2O_5 , варьирующим в пределах 24,18–25,39 мас. %, что соответствует высокофосфатным конкрециям [Карпова, 1982]. Для группы койгородских фосфоритовых конкреций характерны более низкие содержания P_2O_5 (от 19,26 до 22,90 мас. %) и других компонентов фосфатной составляющей. Конкреции относятся к среднефосфатной группе [Там же]. Судя по величине фосфоритовых отношений CaO/P_2O_5 и CO_2/P_2O_5 , фосфатное вещество сложено карбонатапатитом, за исключением одного образца, в котором CO_2 находится в большем количестве из-за свободного био- и хемогенного кальцита, содержание которого незначительно (не больше 2–3 %).

Большинство фосфоритовых конкреций Койгородского месторождения характеризуется отрицательными значениями $\delta^{13}C_{карб}$ (от -9,9 до -2,4 ‰ PDB, в среднем -3,7 ‰). Исключением является один образец, имеющий значение 3,6 ‰. Изотопный состав углерода суммарного CO_2 фосфоритов Вятско-Камского месторождения (-9,7 ÷ -2,2 ‰ PDB) в среднем немного легче ($\delta^{13}C_{ср} = -5,7$ ‰ PDB). Известно, что в органическом углероде морского происхождения величина $\delta^{13}C$ составляет около -20 ‰ [Галимов, 1981]. Очевидно, отрицательные значения вызваны самим процессом фосфогенеза. При разложении органических остатков (фосфорорганических комплексов) высвобождался фосфат и выделялась изотопно-легкая углекислота, которая минерализовалась, входя в решетку фосфата, образуя карбонатапатит.

Интервал величин $\delta^{18}O_{карб}$ валового карбонатного компонента всех фосфоритовых конкреций от 13,4 до 22,4 ‰ SMOW существенно сдвинут в область пониженных значений по сравнению со значениями $\delta^{18}O_{карб}$ океанических фосфоритов, полученными другими авторами [Батурин, Покровский, 1998; и др.]. Величины $\delta^{18}O_{карб}$ карбонатного компонента фосфоритовых конкреций Вятско-Камского месторождения варьируют в относительно широком диапазоне – от 13,4 до 22,4 ‰ SMOW (в среднем 19,4 ‰). Значение $\delta^{18}O_{карб}$ только одной конкреции характеризуется существенным обогащением легким изотопом кислорода (13,4 ‰ SMOW) и приближается к изотопному составу карбоната, находящегося в изотопном равновесии с метеорными водами. Диапазон изменения величин $\delta^{18}O$ валового карбонатного материала фосфоритов Койгородского месторождения несколько уже и составляет 19,7 ÷ 21,9 ‰ (в среднем 21,3 ‰ SMOW).

Гомогенный изотопный состав кислорода карбонатной составляющей конкреций койгородской группы указывает на достаточно стабильные условия при их формировании.

Величина $\delta^{18}O$ зависит не только от температуры воды, из которой происходит осаждение, но и от изотопного состава воды. Ранее уже указывалось, что данные изотопного состава кислорода как карбоната, так и фосфата конкреционных фосфоритов отражают обстановку не седиментогенеза, а диагенеза, где минералы могли выделяться в неравновесных условиях [Батурин, Покровский, 1998]. По этой причине получение абсолютных значений температур не всегда представляется возможным, однако можно проследить динамику изменения условий седиментации в геологическом прошлом.

Известно, что фосфор при формировании месторождений фосфоритов мог поступать в бассейн из разных источников [Батурин, 2003]. Самые значительные концентрации фосфоритов связаны с разрезами, формирующимися в мелководных участках бассейна с переменным по активности гидродинамическим режимом. Растворенные фосфаты и органические соединения доставлялись в бассейн фосфатонакопления главным образом реками в виде истинных и коллоидных растворов, а также механических взвесей за счет размытия продуктов кор выветривания [Карпова, 1982; Батурин, 2003]. В море фосфор концентрировался организмами, в основном планктонными [Карпова, 1982]. Таким образом, обеднение карбонатного компонента фосфоритовых конкреций изотопом ^{18}O может быть обусловлено многими причинами – и смешением морской воды с метеорной в условиях относительного мелководья, и процессами изотопного обмена в обогащенных органическим веществом осадках.

Интенсивность фосфатонакопления в значительной мере определялась особенностями рельефа [Карпова, 1982; Батурин, 2003]. В северной части фосфоритовая серия не только уменьшается в мощности, но и ухудшается по качеству. Эти различия, по-видимому, определяются глубинами бассейна, спецификой геологической истории фосфатонакопления, что и нашло отражение в изотопном составе конкреционных фосфоритов.

Литература

- Батурин Г.Н. Цикл фосфора в океане // Литология и полезн. ископаемые. 2003. № 2. С. 126–146.
 Батурин Г.Н., Покровский Б.Г. Изотопный состав карбонатного материала океанских фосфоритов // Литология и полезн. ископаемые. 1998. № 3. С. 227–238.
 Галимов Э.М. Природа биологического фракционирования изотопов. М.: Наука, 1981. 247 с.
 Илларионов В.А., Василевский Н.Д., Павлов А.М. Фосфориты // Агроминеральное и горно-техническое сырье Европейского северо-востока СССР. Сыктывкар, 1987. С. 5–25.
 Карпова М.И. Состав и генезис мезозойских фосфоритов востока Русской платформы. М.: Наука, 1982. 128 с.

**КАМΠΑНСКОЕ ПОХОЛОДАНИЕ – ОДНА ИЗ ВОЗМОЖНЫХ ПРИЧИН ВОЗНИКНОВЕНИЯ
ВЫСОКОШИРОТНЫХ РАДИОЛЯРИЕВЫХ АССОЦИАЦИЙ ПОЗДНЕГО МЕЛА
АРКТИЧЕСКОЙ ОКРАИНЫ РОССИИ**

В.С. Вишневская¹, А.С. Алексеев², А.Г. Олферьев³

¹Геологический институт РАН, Москва

²Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова

³Палеонтологический институт РАН, Москва

**CAMPANIAN COOLING AS ONE OF POSSIBLE REASON TO APPEARANCE
OF LATE CRETACEOUS HIGH LATITUDE RADIOLARIAN ASSOCIATION
OF RUSSIAN ARCTIC RIM**

V.S. Vishnevskaya¹, A.S. Alekseev², A.G. Olfieriev³

¹Geological Institute of RAS, Moscow

²Lomonosov Moscow State University

³Paleontological Institute of RAS, Moscow

Коньяк-сантонская ассоциация радиолярий юга Русской плиты отличается присутствием многочисленных представителей относительно тепловодных родов *Alievium* (*A. praegallowayi* Pessagno, *A. superbum* (Squinabol), *A. offerievi* Vishnevskaya), *Pseudoaulophacus* (*P. alekseevi* Vishnevskaya, *P. lenticulatus* (White), *P. praeflorescens* Pessagno, *P. venadoensis* Pessagno), а также видов *Cavaspongia euganea* (Squinabol), *Pyramispongia glascocksensis* Pessagno, *P. costarricensis* (Schmidt-Effing), характерных для субтропических комплексов. Кроме того, в этой ассоциации повсеместно встречаются типичные *Euchitonia santonica* Lipman с намечающимся минитолюсом в центральной части и со вздутыми субсферическими отростками, армированными трехгранными иглами у основания и округлыми на концах игл. В комплексе присутствуют субсферические *Phaseliforma* и субцилиндрические *Prunobrachium*, у которых в отличие от холодноводных форм губчатая стенка имеет хорошо раскрытую структуру, за счет чего на сочленениях слоев наблюдаются узлы кситоидного типа. Соотношение *Spumellaria* и *Nassellaria* равно 5:1. В коньяк-сантонских ассоциациях Подмосковья сохраняется близкое соотношение *Spumellaria* и *Nassellaria*, доминируют *Euchitonia santonica* Lipman и другие губчатые формы, а циртоидные остаются в подчиненном количестве.

Раннекампанская радиоляриевая ассоциация повсеместно как на юге, так и на севере Русской плиты, в Западно-Сибирской низменности и даже на Северо-Востоке России определяется по первому появлению *Crucella espartoensis* Pessagno и холодноводных *Prunobrachium crassum* (Lipman), *P. sibiricum* (Lipman). Изменяется соотношение *Spumellaria* и *Nassellaria*: на смену доминанты губчатых дисков приходят многочисленные циртоидные формы *Stichomitra campi* (Campbell et Clark) и *S. livermorensis* (Campbell et Clark), *S. manifesta* Foreman, *Schaumellus aufragendus* Epton-Morin, *Lithostrobos turritellum* Lipman, *L. rostovzevi* Lipman (фототаблица), составляющие более 50 %.

Типично кампанский комплекс представлен в основном холодноводными губчатыми примитивными толстостенными скелетами с вытянутой по вертикальной оси раковины *Prunobrachium articulatum* (Lipman), *Amphymenium sibiricum* (Lipman), *Amphibrachium concentricum* (Lipman), *Prunobrachium incisum* Kozlova, *P. mucronatum* (Lipman), *P. longum* Pessagno, *P. aucklandensis* Pessagno, *Phaseliforma concentrica* (Lipman), а также губчатыми дисками *Orbiculiforma impressa* (Lipman), редкими высококоническими *Amphipyndax stocki* (Campbell et Clark) и др. Существенное обновление комплекса радиолярий происходит за счет появления кампанских видов *Phaseliforma meganoensis* Pessagno, *Orbiculiforma australis* Pessagno, *Amphibrachium concentricum* Lipman, *A. sibiricum* (Gorbovetz), *Prunobrachium angustum* (Lipman), *P. mucronatum* (Lipman) и *P. incisum* Kozlova, а также многочисленных представителей высококонических форм рода *Amphipyndax*. В этих слоях отмечено последнее присутствие *Archaeospongoprunum salumi*, верхний предел существования которого ограничен нижним кампаном. Наряду с ним необходимо отметить присутствие в этом комплексе появляющегося в верхнем кампане *Phaseliforma meganoensis*, что позволяет рассматривать радиоляриевую ассоциацию как характерную для приграничного интервала нижнего и верхнего кампана.

Глобальное географическое распространение позднемелового рода *Prunobrachium* было детально проанализировано Э.О. Амоном [2000], который пришел к выводу, что этот род возник в сантонское время в Западной Сибири и Зауралье. Затем он проник в Поволжье, а оттуда – в Северную Атлантику. Наиболее северные обнажения, содержащие сантон-кампанские радиолярии были изучены Э.О. Амоном [2000] в Приполярном Предуралье по рекам Сейда, Уса и Харута, а в Заполярном Урале – по р. Сыня и на Мужинском Урале. На основании того, что биоты этих районов копируют в точности друг друга, Э.О. Амон [2000] допускал существование северного пролива, соединяющего акваторию бассейна северо-восточной окраины Русской платформы и акваторию бассейна северо-западной окраины Западно-Сибирской плиты.

Самым северным пунктом нахождения сантон-кампанских радиолярий, изученных Р.Х. Липман [1962], были обнажения в бассейне р. Сыня к северу от пос. Березово у сел. Об-Горт и Тильтим (Северо-Западная Сибирь). Р.Х. Липман [1962] также предполагала, что радиолярии заносились течениями с Русской плиты, но через Тургайский пролив.

Совсем недавно на побережье Карского моря в обломках пород из зювитов Карского кратера найдены многочисленные представители рода *Prunobrachium*, обнаруживающие большое сходство с сибирскими видами. Это наиболее высокоширотная находка рода *Prunobrachium* в Северном полушарии. Она подтверждает предположение Э.О. Амона [2003] о возможном расселении рода в Северную Атлантику, но через Палеоарк-



Фототаблица. Радиоларии из самых верхов сантона–низов кампана Русской плиты (Саратовское Поволжье, разрез Вишневое, образец 88).

1, 2 – *Euchitonia* ex gr. *santonica* Lipman; 3 – *Phaseliforma concentrica* (Lipman); 4 – *Prunobrachium spongiosum* (Lipman); 5, 6 – *Stichomitra manifesta* Foreman; 7 – *Lithostrobos rostovzevi* Lipman; 8 – *Dictyomitra* cf. *striata* Lipman; 9 – *Lithostrobos turritella* Lipman; 10 – *Lithostrobos* sp.; 11, 12 – *Amphipyndax stocki* (Campbel et Clark).
Все изображения x130.

тику (Полярный и Приполярный Урал). Так, в Приполярном и Северном Предуралье в сантоне–кампане встречены виды *Amphymenium concentricum* Lipman, *Amphibrachium ornatum* Lipman, *A. mucronatum* Lipman, *Prunobrachium crassum* (Lipman), а в кампане – *P. articulatum* (Lipman), *P. incisum* Koslova и *P. longum* Pessagno. Но коньяк–сантаонские ассоциации Западной Сибири крайне бедны [Козлова, Горбовец, 1966], в то время как коньякские и сантонские радиоляриевые комплексы Поволжья и Кустанайской области весьма разнообразны [Липман, 1952; Брагина и др., 1999] и отличаются значительным площадным распространением (от Волгоградского Поволжья до Ульяновского включительно).

Не исключено, что массовое развитие примитивных губчатых толстостенных форм рода *Prunobrachium* с вытянутым по вертикальной оси скелетом среди Spumellaria и простых циртоидных форм рода *Lithostrobos* среди Nassellaria на Русской плите вызвано инвазией бореальных вод в Ульяновско–Саратовский прогиб, обусловившей смену карбонатного осадконакопления глинисто–кремнистым [Олферьев и др., 2008]. Эта точка зрения подтверждается предположением о тектонической перестройке в начале налитовского времени и последующими рентгено–структурными исследованиями налитовских глин, которые подтвердили проникновение относительно слабо минерализованных морских вод до широты Волгограда [Найдин и др., 2008].

Поскольку первые представители губчатых радиолярий рода *Prunobrachium* появились в коньяк–сантаонское время на юге Русской плиты, то благодаря наличию “шубок” – многослойному губчатому строению стенки, они, в отличие от других родов, особенно тепловодных, смогли легко пройти холодный барьерный фронт и адаптироваться к холодноводным обстановкам Арктической окраины (Северной Атлантики и Западной Сибири), где и создали эпиболь в кампане.

По-видимому, в сантоне вдоль Приуралья начинается расселение прунобрахид из Поволжья в приполярные области (Полярный Урал). В конце сантона могла осуществляться связь через погруженный Палеоурал, чему свидетельством является пролив “Красноуфимский камень”. Вдоль восточного Зауралья первые представители этого семейства проникают в Западную Сибирь, где в кампанском веке происходит активное развитие всех родов этого семейства и наблюдается расцвет группы прунобрахид, которые иногда составляют до 50 % в ассоциациях или резко преобладают над другими группами. В начале кампана это семейство появляется в Средней Азии [Атлас..., 1998] и Корьякско–Камчатском регионе [Вишневская, 2001], а в кампане – в Калифорнии [Pessagno, 1975]. В конце кампана прунобрахиды массово встречаются уже в радиоляриевых ассоциациях о. Шикотан (Курильские о-ва) [Палечек, Терехов, 2007], а в позднем кампане–палеоцене – в новозеландских ассоциациях [Hollis, 1997]. Следовательно, раннекампанское глобальное похолодание послужило толчком к возникновению позднемеловых высокоширотных радиоляриевых фаун.

Работа выполнена при поддержке грантов РФФИ (проекты 06-05-64859, 06-05-64127).

Литература

- Амон Э.О. Верхнемеловые радиолярии Урала // Материалы по стратиграфии и палеонтологии Урала. Вып. 5. Екатеринбург: ИГиГ УрО РАН, 2000. 207 с.
- Амон Э.О. Некоторые закономерности глобального географического распространения позднемеловых радиолярий рода *Prunobrachium* // Литосфера. 2003. № 4. С. 78–83.
- Атлас ископаемой фауны и флоры Таджикистана (мел). Душанбе: Дониш, 1998. 404 с.
- Брагина Л.Г., Беньямовский В.Н., Застрожных А.С. Радиолярии, фораминиферы и стратиграфия верхнемеловых отложений юго-востока Русской плиты (правобережье Волгоградского Поволжья) // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1999. Т. 7. № 5. С. 84–92.
- Вишневская В.С. Радиоляриевая биостратиграфия юры и мела России. М.: ГЕОС, 2001. 376 с.
- Козлова Г.Э., Горбовец А.Н. Радиолярии верхнемеловых и верхнеэоценовых отложений Западно-Сибирской низменности. Л.: Недра, 1966. 159 с.
- Липман Р.Х. Материалы к монографическому изучению радиолярий верхнемеловых отложений Русской платформы // Палеонтология и стратиграфия. М.: Госгеолиздат, 1952. С. 24–51.
- Липман Р.Х. Позднемеловые радиолярии Западно-Сибирской низменности и Тургайского прогиба // Материалы по стратиграфии мезо–кайнозой Тургайского прогиба, Северного Приаралья и Западно-Сибирской низменности. Л., 1962. С. 271–323. (Тр. ВСЕГЕИ. Нов. сер. Т. 77).
- Найдин Д.П., Беньямовский В.Н., Олферьев А.Г. и др. Локально–региональное опреснение позднемелового эпиконтинентального моря Восточно–Европейской платформы. Статья 1. Позднекампанское опреснение Ульяновско–Саратовского участка моря // Бюлл. МОИП. 2008. Т. 83. Вып. 1. С. 60–71.
- Олферьев А.Г., Беньямовский В.Н., Вишневская В.С. и др. Верхнемеловые отложения северо–запада Саратовской области. Статья 2. Проблемы хроностратиграфической корреляции и геологической истории региона // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2008. Т. 16. № 3. С. 47–74.
- Палечек Т.Н., Терехов Е.П. Радиоляриевый анализ отложений малокурильской свиты острова Шикотан // Тектоника и металлогения Северной Циркум–Пацифики и Восточной Азии: Материалы Всерос. конф. Хабаровск, 2007. С. 263–265.
- Hollis C.J. Cretaceous–Paleocene Radiolaria from eastern Marlborough, New Zealand // Paleontol. bull. 73. (Inst. Geol. Nucl. Sci. Monogr. 17). New Zealand Geol. Surv. 1997. 152 p.
- Pessagno E. Upper Cretaceous Radiolaria from DSDP Site 175 // Init. Reports. Deep Sea Drill. Proj. 1975. Vol. 29. P. 1011–1029.

**РАЗВИТИЕ ФЛОР В АЛЬБЕ–ПАЛЕОЦЕНЕ СЕВЕРО-ВОСТОКА РОССИИ И СЕВЕРНОЙ АЛЯСКИ:
РОЛЬ ТРАНСБЕРИНГИЙСКИХ МИГРАЦИЙ И КЛИМАТИЧЕСКИХ ИЗМЕНЕНИЙ**

А.Б. Герман

Геологический институт РАН, Москва

**FLORISTIC DEVELOPMENT IN THE ALBIAN–PALEOCENE OF NORTH-EASTERN RUSSIA
AND NORTHERN ALASKA: ROLE OF TRANS-BERINGIAN MIGRATIONS AND CLIMATE CHANGES**

A.B. Herman

Geological Institute of RAS, Moscow

Изучение геологической ситуации в обрамлении Северной Пацифики в поздне меловое и палеоценовое время представляет большой интерес, поскольку позволяет проанализировать в палеогеографическом и палеоклиматическом аспектах роль массивов суши и примыкавших к ним проливов и морских бассейнов, а именно Северо-Востока Азии, Берингийского сухопутного моста, запада Северной Америки, Западного внутреннего меридионального пролива и Арктического бассейна (рис. 1). Богатые альбские–палеоценовые флоры Анадырско-Корякского (АКСР) и Северо-Аляскинского (САСР) субрегионов Северной Пацифики уникальны благодаря тому, что они характеризуют весь указанный стратиграфический интервал без сколько-нибудь существенных перерывов и датируются вследствие переслаивания флороносных отложений с морскими, содержащими остатки стратиграфически важных моллюсков (аммонитов и иноцерамов). Настоящая статья посвящена сравнительной палеофлористике поздне меловых–палеоценовых флор АКСР и САСР, трансберингийским связям этих флор и палеоклиматическим выводам, которые можно сделать из такого сравнения.

Разработанные детальные фитостратиграфические схемы (по растительным макроостаткам) верхнего альба и верхнего мела АКСР и альба–палеоцена САСР основаны на периодизации развития древней флоры и корреляции флороносных отложений с морскими. Схема фитостратиграфии АКСР [Герман, 2007а] включает семь стратиграфических горизонтов субрегионального распространения (рис. 2): раннегинтеровский (верхний альб), гребенкинский (верхний альб–сеноман–нижний турон), пенжинский (верхний турон), кайваямский (коньяк), барыковский (сантон–нижний–?средний кампан), горнореченский (?верхний кампан–нижний маастрихт) и корякский (нижний–верхний маастрихт–?данний).

Новая, отличающаяся от опубликованных ранее, схема фитостратиграфии САСР [Герман, 2007б] включает три стратиграфических горизонта субрегионального распространения и пять слоев с флорой (см. рис. 2): горизонт Какповрак (?нижний–средний–?верхний альб), горизонт Ниакогон (верхний альб–сеноман), горизонт Каолак (турон), слои с флорой Тулувак (коньяк), слои с флорой Ранняя Когосакрак (верхний сантон–кампан), слои с флорой Поздняя Когосакрак (кампан–маастрихт), слои с флорой Ранняя Сагвон (данний–зеландий) и слои с флорой Поздняя Сагвон (зеландий–?танет). По палеоботаническим данным установлено, что в САСР в течение альба–палеогена происходили постепенные и закономерные (направленные) изменения с запада на восток обстановок осадконакопления, заключающиеся в более позднем завершении морской седиментации и осадконакопления вообще в более восточных районах субрегиона по сравнению с западными.

Сравнение флор соответствующих или близких по возрасту этапов, выделенных в АКСР и САСР (см. рис. 2), выявило как их сходство (флоры этапов раннегинтеровского и Какповрак, гребенкинского и Ниакогон, пенжинского и Каолак, корякского и Раннего Сагвон), так и отличия (флоры этапов кайваямского и Тулувак, горнореченского и Когосакрак) [Герман, 2007в]. Первое находит объяснение в свободном флористическом обмене между субрегионами с альбского по туронский века мелового периода и с конца маастрихта по палеоцен по сухопутному Берингийскому мосту и о близости палеоклиматов, существовавших в АКСР и САСР в это время.

Отличия флор АКСР и САСР, вероятно, связано с нарушением или даже прерыванием в определенные интервалы геологической истории широкой трансберингийской миграции растений. Причиной этому были,



Рис. 1. Палеогеография Северной Пацифики в коньякском веке (по [Funnell, 1990], с дополнениями); субрегионы: АКСР – Анадырско-Корякский, САСР – Северо-Аляскинский.

Ярус	Подъярус	Фитостратиграфический горизонт (ФГ) или слои с флорой (СФ)										
		Анадырско-Корякский субрегион						Северо-Аляскинский субрегион				
Танет	Зеландий							СФ Поздняя Сагвон				
Даний								СФ Ранняя Сагвон				
Маастрихт	Верхний	Корякский ФГ						СФ Поздняя Когосакрак				
	Нижний	Горнореченский ФГ						СФ Поздняя Когосакрак				
Кампан	Верхний							СФ Ранняя Когосакрак				
	Нижний	Барыковский ФГ						? ? ?				
Сантон	Верхний	Барыковский ФГ						? ? ?				
	Нижний	Барыковский ФГ						? ? ?				
Коньяк	Верхний	Кайваямский ФГ						СФ Тулувак				
	Нижний	Кайваямский ФГ						СФ Тулувак				
Турон	Верхний	Пенжинский ФГ						ФГ Каолак				
	Нижний	Пенжинский ФГ						ФГ Каолак				
Сеноман	Верхний	Гребенкинский ФГ						? ? ? ? ?				
	Средний	Гребенкинский ФГ						ФГ Ниакогон				
	Нижний	Гребенкинский ФГ						ФГ Ниакогон				
Альб	Верхний	Раннегинтеровский ФГ						ФГ Какповрак				
	Средний							ФГ Какповрак				
	Нижний							ФГ Какповрак				

Рис. 2. Корреляция и возраст фитостратиграфических горизонтов и слоев с флорой Анадырско-Корякского и Северо-Аляскинского субрегионов.

по всей видимости, палеоклиматические различия субрегионов. Флора Тулувак САСР коньякского возраста произрастала в значительно более теплом климате, чем одновозрастная ей кайваямская флора АКСР (см. рис. 2), что связано с влиянием на климат Северной Аляски Арктического бассейна [Herman, Spicer, 1996]. Последний в это время был относительно тепловодным, что, вероятно, явилось следствием интенсивного переноса в него тепла океаническими водами из низких широт по Западному внутреннему проливу-мору, трансгрессировавшему в туронское и коньякское время.

Постепенное смещение Северного полюса в сантоне–маастрихте из центральных районов Арктического бассейна к северному побережью Аляски привело к похолоданию климата в САСР [Spicer, Parrish, 1990] и, как следствие, к существенному отличию флор Ранняя Когосакрак и Поздняя Когосакрак этого субрегиона от примерно одновозрастных им флор АКСР (см. рис. 2), существовавших в более теплом климате.

Флористический обмен между субрегионами восстановился в позднем маастрихте–палеоцене, поскольку на севере Аляски с конца маастрихта или начала палеоцена началось реконструируемое по ископаемой флоре потепление климата, следовавшее за температурным минимумом во второй половине маастрихтского века. Позднемаастрихтская флора АКСР, вероятно, была источником многих таксонов палеоценовой флоры САСР, мигрировавших на север Аляски с северо-востока Азии во время этого потепления по сухопутному Берингийскому мосту. Возможно, позднемаастрихтская флора АКСР дала начало раннетретичным листопадным флорам Арктики и прилегающих более южных регионов Дальнего Востока. Флоры АКСР и САСР пережили кризис на рубеже мела и палеогена без существенных эволюционных последствий, а амплитуда флористических изменений на этом рубеже не превышает таковых, наблюдающихся в течение “бескризисного” позднего мела. Развитие флор Северной Пацифики вблизи этого рубежа, по-видимому, контролировалось долговременными палеогеографическими и климатическими изменениями, эволюцией и миграцией растений.

В ходе прогрессирующего глобального потепления климата, максимум которого, по-видимому, приходится на ранний эоцен, температуры на Северной Аляске в позднем палеоцене достигли значений, позволивших флоре верхнецагайского типа мигрировать из южных палеоширот Дальнего Востока России в высокие широты тихоокеанского сектора Арктики.

Исследования поддержаны грантами РФФИ (№ 06-05-64618), Государственной программы поддержки исследований научных школ и молодых ученых Российской Федерации (НШ-4185.2008.5) и грантом Программы № 18 фундаментальных исследований Президиума РАН.

Литература

Герман А.Б. Сравнительная палеофлористика альба–раннего палеоцена Анадырско-Корякского и Северо-Аляскинского субрегионов. Статья 1. Анадырско-Корякский субрегион // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2007а. Т. 15. № 3. С. 87–100.

Герман А.Б. Сравнительная палеофлористика альба–раннего палеоцена Анадырско-Корякского и Северо-Аляскинского субрегионов. Статья 2. Северо-Аляскинский субрегион // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2007б. Т. 15. № 4. С. 34–46.

Герман А.Б. Сравнительная палеофлористика альба–раннего палеоцена Анадырско-Корякского и Северо-Аляскинского субрегионов. Статья 3. Сравнение флор и флористические изменения на мел-палеогеновой границе // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2007в. Т. 15. № 5. С. 74–82.

Funnell B.M. Global and European Cretaceous shorelines, stage by stage. The global shoreline maps // Cretaceous Resources, Events and Rhythms / Eds R.N. Ginsburg, B. Beaudoin. Dordrecht, Netherlands: Kluwer Acad. Publ., 1990. P. 221–235.

Herman A.B., Spicer R.A. Palaeobotanical evidence for a warm Cretaceous Arctic ocean // Nature. 1996. Vol. 380. No. 6572. P. 330–333.

Spicer R.A., Parrish J.T. Late Cretaceous–Early Tertiary palaeoclimates of northern high latitudes: a quantitative view // J. Geol. Soc. London. 1990. Vol. 147. No. 2. P. 329–341.

**МАГНИОСТРАТИГРАФИЧЕСКИЙ И ПАЛИНОЛОГИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ
МЕЛОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ПО СКВАЖИНЕ 8 РУССКО-ПОЛЯНСКОГО РАЙОНА
(ЮГО-ВОСТОЧНАЯ ЧАСТЬ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ)**

З.Н. Гнибиденко¹, Н.К. Лебедева¹, Ж.А. Доля²

¹Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН, Новосибирск

²Омская геолого-разведочная экспедиция

**MAGNETOSTRATIGRAPHIC AND PALYNOLOGICAL INVESTIGATION
OF CRETACEOUS DEPOSITS ON BOREHOLE 8 RUSSKO-POLYANSKI REGION
(SOUTH-EASTERN PART OF WESTERN SIBERIA)**

Z.N. Gnibidenko¹, N.K. Lebedeva¹, Zch.A. Dolya²

¹Trofimuk Institute of Petroleum Geology and Geophysics, SB RAS, Novosibirsk

²Omsk Geology Exploratory Expedition

Выполнено комплексное (геологическое, палеомагнитное, палинологическое и палеоальгологическое) изучение мезозойских отложений керна скв. 8, пробуренной Омской геолого-разведочной экспедицией в Русско-Полянском районе. Для палеомагнитных исследований отобрано 355 ориентированных образцов, представляющих 163 временных стратиграфических уровня. В результате изучения поведения характерной компоненты вектора естественной остаточной намагниченности пород построен палеомагнитный разрез исследуемых отложений, в котором выделены зоны прямой и обратной полярности (рис. 1, 2). Одновременно проведено комплексное палинологическое и палеоальгологическое изучение 83 образцов из тех же интервалов скважины. На основании изменений в составе спор и пыльцы наземных растений установлено пять биостратонов в ранге слоев с характерными палинокомплексами (см. рис. 1, 2). В верхней части покурской свиты появляется морской микрофитопланктон, достигая иногда 74 %. Изменения в составе диноцист позволило выделить семь биостратонов в ранге слоев с комплексами диноцист (ДК), характерные особенности которых показаны на рис. 2.

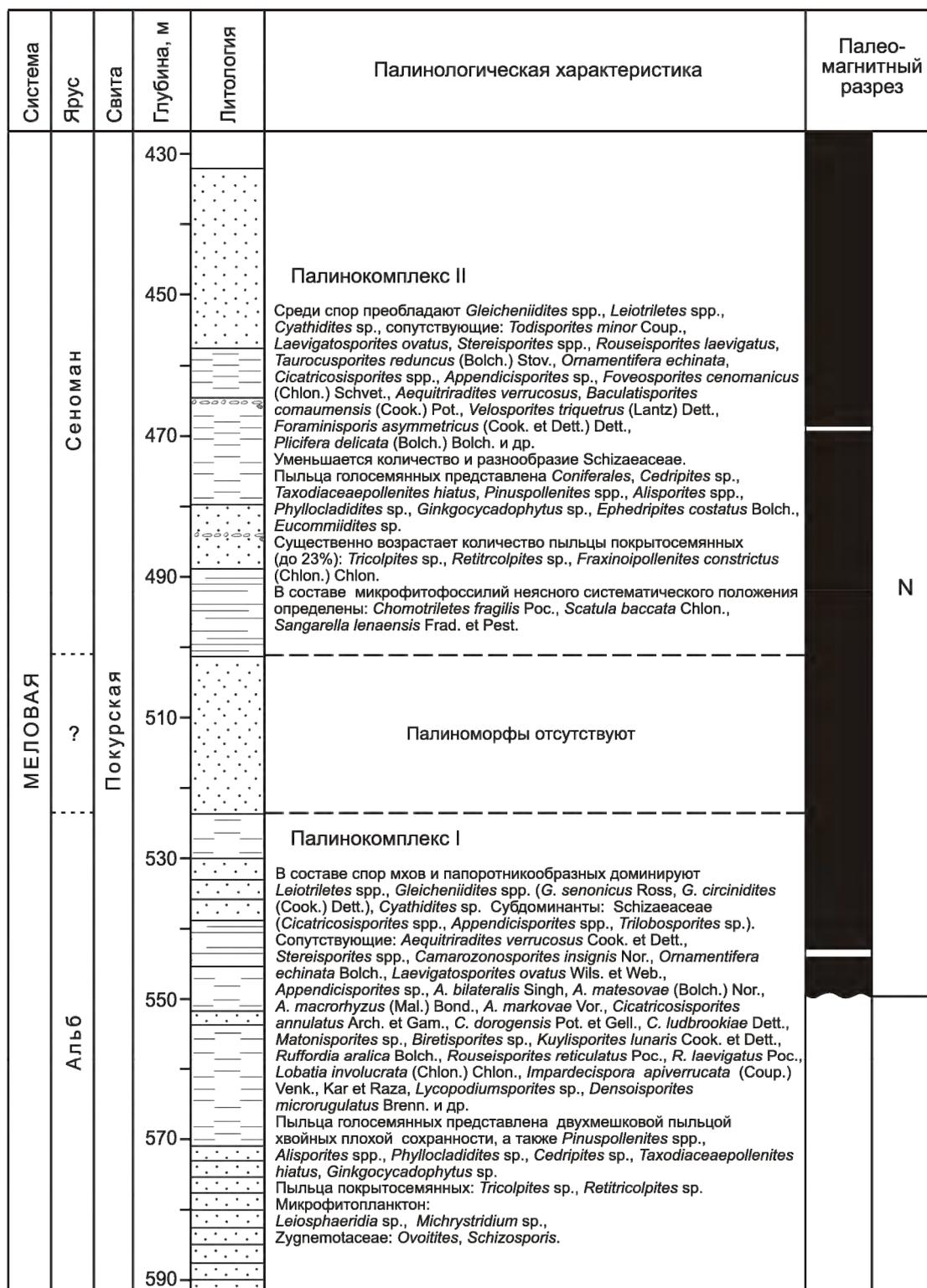
ДК I. Этот комплекс отражает начало трансгрессии. Присутствие в верхней части покурской свиты *Geiselodinium senomanicum*, который является видом-индексом биостратона, установленного в Усть-Енисейском районе в стратиграфическом интервале верхнего сеномана [Lebedeva, 2006], позволяет предположить наличие верхнего сеномана в скв. 8. Кузнецовская свита характеризуется комплексом диноцист, свойственным туронскому стратиграфическому интервалу в Западной Сибири и датированным фауной иноцератов [Там же].

ДК II. Чрезвычайно бедный комплекс. Состав диноцист позволяет предположить коньяк-сантонский возраст отложений.

ДК III. По таксономическому составу диноцист сходен с кампанскими комплексами Усть-Енисейского района и Северо-Западной Европы. В разрезе Кушмурун (Северный Казахстан) О.Н. Васильевой [2005] установлены слои с *Chatangiella manumii*. Возраст слоев определен как позднекампанский на основании присутствия аммонитов *Placenticerias meeki* (Voehn.). Поскольку состав диноцист в разрезе скв. 8 не так богат, как в последнем разрезе, можно предположить кампанский возраст отложений.

ДК IV. Появление таких типичных маастрихтских таксонов, как *Cerodinium diebelii* и *Palaeocystodinium golzowense*, позволяет предположить маастрихтский возраст ДК IV. Этот комплекс сходен по составу диноцист с баварским комплексом [Kirsch, 1991], который датирован ранним маастрихтом. Это дает основание отнести интервал 309,9–288,4 м к нижнему маастрихту.

ДК V сохраняет структуру вышеописанного комплекса и аналогичен комплексу, описанному К. Киршем [Kirsch, 1991] из среднего маастрихта Верхней Баварии. Появление *Cerodinium speciosum* также маркирует границу между нижним и средним маастрихтом.



Условные обозначения:



Рис. 1. Магнитостратиграфическая и палинологическая характеристика альб-сеноманских отложений, вскрытых скв. 8 (юго-западная часть Кулундинской равнины).

Отдел	Ярус	Свита	Глубина, м	Литология	Слои с комплексами диноцист	Слои с палинокомплексами	Палеомагнитный разрез	
Э.		Л.	270		DK V Появляются: <i>Chatangiella biapertura</i> (Mcln.), <i>Aeoligera coronata</i> (Wet.), <i>Lejeunecysta</i> sp., <i>Cerodinium speciosum</i> (Alb.) Len. et Will., <i>Palynodinium helveticum</i> Kirsch и др.	Палинокомплекс V Споры: <i>Gleicheniidites</i> spp., <i>Leiotriletes</i> spp., <i>Cyathidites</i> sp., <i>Laevigatosporites ovatus</i> , <i>Stereisporites</i> spp., <i>Ornamentifera echinata</i> , <i>Osmundacidites</i> sp., <i>Cicatricosisporites</i> spp., <i>Camaronosporites insignis</i> , <i>Polypodiaceae</i> и др. Пыльца голосемянных: <i>Cedripites</i> sp., <i>Taxodiaceaeipollenites hiatus</i> , <i>Pinuspollenites</i> spp., <i>Rugubivesiculites</i> sp., <i>Podocarpidites</i> sp., <i>Phyllocladidites</i> sp., <i>Ephedripites costatus</i> .		
ВЕРХНИЙ МЕЛ	Маастрихт	Ганькинская	290		DK IV Появляются: <i>Cerodinium diebelii</i> (Alb.) Len. et Will., <i>Palaeocystodinium golzowense</i> Alb., <i>Isabelidinium</i> sp., <i>I. microarmum</i> (Mcln.), <i>I. belfastense</i> (Cook. et Eis.), <i>I. rectangulatum</i> Leb., <i>Microdinium reticulatum</i> Vozzh., <i>Triblastula utinensis</i> Wet., <i>Leberidocysta chlamydata</i> (Cook. et Eis.) Stov. et Evitt и др.	Пыльца покрытосемянных: <i>Tricolpites</i> sp., <i>Retitricolpites</i> sp., <i>Kuprianipollis</i> sp., <i>Triorites harrisii</i> , <i>Plicapollis sarta</i> , <i>Trudopollis</i> sp., <i>Aquilapollenites</i> sp., <i>Myricaceae</i> , <i>Oculopollis</i> sp., <i>Proteacidites</i> sp., <i>Triprojectus</i> sp.		R
			310		DK III Постоянными элементами комплекса являются: <i>Chlonoviella agapica</i> , <i>Chatangiella serratula</i> , <i>C. spectabilis</i> , <i>C. manumii</i> , <i>Alterbidinium</i> sp., <i>Eisenackia</i> sp., <i>Laciniadinium</i> sp., <i>Fromea chytra</i> (Drugg) и др. Появляются: <i>Laciniadinium arcticum</i> (Man. et Cook.) Len. et Will., <i>L. rhombiforme</i> (Vozzh.) Len. et Will., <i>Phoberocysta</i> sp., <i>Chatangiella ditissima</i> (Mcln.), <i>Dinogymnium sibiricum</i> (Vozzh.) Len. et Will., <i>Microdinium kustanaicum</i> Vozzh.	Палинокомплекс IV В составе спор и пыльцы голосемянных изменений нет. Содержание пыльцы покрытосемянных увеличивается (до 50%). Возрастает содержание <i>Trudopollis</i> sp., появляется пыльца бегетолоидномикроидного типа, <i>Nysspollenites</i> sp., <i>Oculopollis</i> sp., <i>Mancicorpus</i> sp., <i>Nudopollis</i> sp.		
	Кампан	Славгородская	330		DK II Увеличивается количество представителей рода <i>Chatangiella</i> . Присутствуют: <i>Alterbidinium</i> sp., <i>Palaeotetradinium silicorum</i> , <i>Microdinium</i> sp., <i>Glyphanodinium facetum</i> , <i>Odontochitina costata</i> , <i>O. operculata</i> . В верхней части появляются <i>Dinogymnium</i> sp. и др. Исчезают <i>Eurydinium</i> sp., <i>E. saxoniense</i> Marshall et Batten.	Палинокомплекс III Уменьшается количество и разнообразие спор. В составе пыльцы голосемянных существенных изменений нет. Значительно увеличивается разнообразие пыльцы покрытосемянных: <i>Tricolpites</i> sp., <i>Triorites harrisii</i> Coupr., <i>Kuprianipollenites</i> sp., <i>Plicapollis retusus</i> Tsch., <i>P. sarta</i> Pf., <i>Causarinidites cainozoicus</i> Cook. et Pike, <i>Trudopollis</i> sp., <i>Triporopollenites plicoides</i> Zakl., <i>Pseudovacuopollis</i> sp., <i>Vacuopollis</i> sp., <i>Tricerapollis minimus</i> Chlon., <i>Aquilapollenites</i> sp. и др.		N
			350		Образцы отсутствуют	Образцы отсутствуют		
	370		Ипатовская		DK I <i>Geiselodinium cenomanicum</i> Leb., <i>Euridinium</i> sp., <i>Surculosphaeridium longifurcatum</i> (Fir.) Dav. et al., <i>Oligosphaeridium complex</i> (White), <i>Chlonoviella agapica</i> Leb., <i>Palaeotetradinium silicorum</i> Def., <i>Rhptocorys veligera</i> (Def.) Lej.-Car. et Sar., <i>Odontochitina costata</i> Alb., <i>O. operculata</i> (Wet.) Def. et Cook., <i>Chatangiella</i> sp., <i>C. serratula</i> (Cook. et Eis.), <i>C. spectabilis</i> (Alb.) Len. et Will., <i>Dorocysta</i> sp. A	Палинокомплекс II		R
Сеноман–Турон	Кузнецовская	410					N	
Покурская		430						

Рис. 2. Магнитостратиграфическая и палинологическая характеристика верхнемеловых отложений, вскрытых скв. 8 (юго-западная часть Кулундинской равнины).

На основе сопоставления палеомагнитных и палинологических данных составленный палеомагнитный разрез скважины привязан к ярусной шкале мела и переведен в разряд магнитостратиграфического разреза. В этом разрезе зона прямой полярности с небольшими интервалами обратной намагниченности мощностью 211 м, охватывающая покурскую, кузнецовскую, ипатовскую свиты и самую нижнюю часть славгородской свиты, датируется альбом – сеноманом – сеноман-туроном – коньяк-сантоном (см. рис. 1, 2). Зона обратной полярности, имеющая мощность 70 м и включающая большую часть славгородской и ганькинскую свиты, датируется как кампан – нижний–средний маастрихт. Магнитостратиграфический разрез скв. 8 сопоставлен с мировой магнитохронологической шкалой.

Литература

Васильева О.Н. Диноцисты позднего мела в разрезе Кушмурун (Северный Казахстан) // Палинология: теория и практика: Материалы XI Всерос. палинологической конф. М., 2005. С. 40–42.

Kirsch K.-H. Dinoflagellatenzysten aus der Obekreide des Helvetikums und Nordultrahelvetikums von Oberbayern // Abh. Munchner Geowiss. 1991. A. 22. S. 1–306.

Lebedeva N.K. Dinocyst Biostratigraphy of the Upper Cretaceous of Northern Siberia // Paleontol. Journ. 2006. Vol. 40. Suppl. 5. P. S604–S621.

ФИТОСТРАТИГРАФИЯ ВЕРХНЕМЕЛОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ

Л.Б. Головнева

Ботанический институт им. В.Л. Комарова РАН, Санкт-Петербург

PHYTOSTRATIGRAPHY OF THE UPPER CRETACEOUS DEPOSITS OF WESTERN SIBERIA

L.B. Golovneva

Komarov Botanical institute of RAS, Saint-Petersburg

Развитие позднеальбско-маастрихтской флоры Чулымо-Енисейского района Западной Сибири разделяется на пять этапов: сертинский (поздний альб), чулымский (сеноман), касский (турон), антибесский (коньяк–(?)сантон) и сымский ((?)кампан–маастрихт).

По сравнению с предшествующей схемой И.В. Лебедева [1962] антибесская и сымская флоры рассматриваются нами как отдельные последовательные этапы развития флоры. Доказана принадлежность кубаевского комплекса не к кийской, а к симоновской свите, и он включен в состав чулымской флоры.

К сертинскому этапу относится сертинский флористический комплекс из кийской свиты. Характерными растениями являются *Ginkgo* ex gr. *adiantoides*, *Elatocladus* sp., *Sequoia* sp., *Platanus kijensis*, *Liriodendropsis simplex*, *Araliaephyllum kijense*, разнообразные сосновые.

К чулымскому этапу отнесены кубаевский, симоновский, кемский и подаикский флористические комплексы из нижней части симоновской свиты. Типовым для этого этапа является симоновский флористический комплекс, известный из окрестностей д. Симоново на р. Чулым. В составе чулымской флоры известно около 40 видов. Основными доминантами являются платановые *Platanus simonovskiensis* и *Sapindopsis kryshstofovichii* при участии *Liriodendropsis simplex*, *Magnoliaephyllum baerianum*, *Menispermities sibirica*, *Cedrus lopatinii*, *Sequoia* sp. Менее обильны, но постоянно присутствуют представители родов *Asplenium*, *Ginkgo*, *Trochodendroides*, *Cinnamotophyllum* и *Araliaephyllum*. Только в составе этой флоры на территории Сибири найдены роды *Celtidophyllum* и *Nelumbites*. Флоры чулымского и сертинского этапов очень близки по составу и экологическому облику, что характерно также и для позднеальбских и сеноманских флор Средней Азии и Казахстана [Вахрамеев, 1952]. Это свидетельствует о том, что на рубеже альба и сеномана в этом регионе не происходило никаких существенных эволюционных преобразований флоры. Наряду с преобладанием платановых, которые, вероятнее всего, отражают долинную растительность, для чулымской флоры характерно значительное участие растений с цельнокрайними листовыми пластинками (*Magnoliaephyllum*, *Cinnamotophyllum*, “*Diospyros*”, *Araliopsoides*, *Liriodendropsis*, *Laurophyllum*, несколько видов *Araliaephyllum*). В целом, климат южной части Западной Сибири в сеномане может быть оценен как гумидный и субтропический или теплоумеренный.

К касскому этапу отнесены два флористических комплекса из верхней части симоновской свиты: касский с р. Кас и тыйский с р. Тьи. Типовым является касский комплекс. Основными доминантами касского этапа являются роды *Pseudoprotophyllum*, *Tasymia* и *Platanus*. Кроме платановых среди цветковых присутствуют виды родов *Trochodendroides*, *Araliaephyllum*, *Menispermities*, *Magnoliaephyllum*, *Cissites*, *Cinnamotophyllum*. Интересна находка *Podozamites* sp., являющегося раннемеловым реликтом. В более древних сертинской и чулымской флорах этого рода древних хвойных не обнаружено. Остатки *Sequoia* sp. встречаются довольно редко. Вместо этого рода начинает доминировать “*Taxodium*” sp. По родовому составу касская флора близка к чулымской, но видовой состав сменяется почти полностью. Наиболее значительные изменения происходят в составе платановых. В этом семействе появляются два новых рода – *Pseudoprotophyllum* и *Tasymia*, которые занимают доминирующее положение. Роды *Sapindopsis* и *Araliopsoides* исчезают из состава флоры. Общими видами обеих флор являются *Platanus simonovskiensis*, *Liriodendropsis simplex*, *Menispermities sibirica*. Эти виды были доминантами в составе чулымской флоры и встречаются в качестве незначительной примеси в касской флоре. Увеличивается количественное участие рода *Trochodendroides*. Большинство видов касской флоры являются эндемичными и не известны за пределами Западной Сибири. Эндемичный род *Tasymia* яв-

ляется одним из доминантов флоры. По родовому составу касская флора имеет много общего как с субтропическими флорами Евро-Синийской области (*Liriodendropsis*, *Cinnamotophyllum*, *Celtidophyllum*, *Araliaephyllum*, *Magnoliaephyllum*), так и с теплоумеренными флорами Сибирско-Канадской области (*Pseudoprotophyllum*, *Trochodendroides*). По сравнению с чулымской флорой в касской флоре значительно уменьшается количество растений с цельнокрайними кожистыми листьями. Преобладают виды с крупными листьями с зубчатым краем. Большинство таксонов касской флоры были листопадными. Это свидетельствует о похолодании климата до теплоумеренного. Среди таксоидиевых также наблюдается замещение вечнозеленых представителей рода *Sequoia* на веткопадных представителей рода *Taxodium*.

Антибесский этап представлен антибесским флористическим комплексом из нижней части сымской свиты. Он содержит небольшое число растений, которые, тем не менее, составляют характерный комплекс, позволяющий датировать эту флору коньяком. В качестве отдельного этапа антибесская флора выделяется впервые. Ранее она рассматривалась преимущественно в составе сымского комплекса и сближалась с датской цаганской флорой. Наиболее характерными растениями антибесского комплекса являются *Paraprotophyllum antibessiense* и разнообразные *Trochodendroides*. Род *Paraprotophyllum* связывает антибесскую флору с позднемиоценовыми флорами Восточной Сибири, Северо-Востока и Сахалина. В более древней касской туронской флоре род *Paraprotophyllum* не обнаружен. С касской флорой антибесская флора имеет общие элементы только среди папоротников и гинкговых, которые представлены широко распространенными позднемиоценовыми видами *Asplenium dicksonianum* и *Ginkgo ex gr. adiantoides*. По сравнению с касской флорой увеличивается количественное участие и морфологическое разнообразие рода *Trochodendroides*.

К сымскому этапу относится сымский флористический комплекс из верхней подсвиты сымской свиты. Характерными растениями сымской флоры являются *Symphyllum nerundense*, *Podozamites* sp., *Sequoia* sp., *Taxodium* sp., *Cupressinocladus ketensis*, *Trochodendroides* spp., *Cobbania corrugata*, *Platanus symensis*. По составу флоры сымский этап значительно отличается от предшествующего антибесского этапа. Общими видами являются только голосеменные *Ginkgo ex gr. adiantoides* и *Taxodium* sp. Во флоре по-прежнему преобладают платановые и троходендронидеи. Но род *Paraprotophyllum* исчезает и его замещает очень своеобразный эндемичный вид *Platanus symensis* с цельными узкими листовыми пластинками. Характерной особенностью сымского этапа является присутствие раннемиоценовых реликтов: хвойного *Podozamites* и цикадофита *Symphyllum nerundense*. В целом для сымской флоры характерны мелкие размеры листьев, что соответствует, вероятно, некоторой аридизации климата.

На протяжении альба и сеномана флоры Чулымо-Енисейской впадины имели выраженные связи с флорами Евро-Синийской палеофлористической области. В южных частях впадины (бассейн Кии) проникновение крупнолистной флоры цветковых наблюдается уже в позднем альбе (сертинский этап). Начиная с турона на этой территории формируются своеобразные флоры с большим количеством эндемичных элементов.

В соответствии с этапами развития флоры верхнемиоценовые отложения Чулымо-Енисейской впадины подразделены на пять фитоэкологические горизонты. К сертинскому горизонту отнесена кийская свита, к чулымскому – нижняя часть симоновской свиты (сеноман), к касскому – верхняя часть симоновской свиты (турон), к антибесскому – нижняя подсвита сымской свиты, к сымскому – верхняя подсвита сымской свиты, охарактеризованная сымским флористическим комплексом.

Литература

Вахрамеев В.А. Стратиграфия и ископаемая флора меловых отложений Западного Казахстана // Региональная стратиграфия СССР. Т. 1. М.: Изд-во АН СССР, 1952. 385 с.

Лебедев И.В. Верхнемиоценовые растения // Биостратиграфия мезозойских и третичных отложений Западной Сибири. Новосибирск, 1962. С. 237–282. (Тр. СНИИГГиМС. Вып. 22).

КАКАНАУТСКОЕ МЕСТОНАХОЖДЕНИЕ ПОЗДНЕМЕЛОВЫХ ДИНОЗАВРОВ В АРКТИКЕ: ПАЛЕОКЛИМАТИЧЕСКИЕ И ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИЕ АСПЕКТЫ

Л.Б. Головнева¹, С.В. Щепетов¹, П. Годфруа², П.И. Алексеев¹

¹Ботанический институт им. В.Л. Комарова РАН, Санкт-Петербург

²Королевский институт естественных наук Бельгии

THE KAKANAUT LOCALITY OF THE LATE CRETACEOUS DINOSAURS IN ARCTIC: PALAEOCLIMATOLOGICAL AND PALAEOGEOGRAPHICAL ASPECTS

L.B. Golovneva¹, S.V. Shchepetov¹, P. Godefroit², P.I. Alekseev¹

¹Komarov Botanical institute of RAS, Saint-Petersburg

²Institut Royal des Sciences naturelles de Belgique

Коряжское нагорье, несмотря на свою удалённость и труднодоступность, издавна вызывает повышенный интерес у геологов и палеонтологов. Стратиграфии и ископаемой биоте меловых отложений данного района посвящено довольно много публикаций таких авторов, как Г.П. Терехова, В.И. Волобуева, О.П. Дундо, Л.Л. Красный, Н.Д. Василевская, А.Б. Герман, Л.Б. Головнева и другие. В 1988 г. из сенонских отложений бассейна р. Каканаут в окрестностях Пекульнейского озера Л.Б. Головневой и Л.А. Несовым был собран представительный комплекс остатков ископаемых растений, получивший позднее название “каканаутской флоры”,

а на руч. Два Медведя обнаружен слой тефры, содержащий зубы и обломки костей динозавров Troodontidae и Lambeosaurinae.

В течение 2007 г. были собраны новые коллекции остатков растений и позвоночных, а также проведены более детальные стратиграфические и тафономические исследования вмещающих отложений.

В бассейне р. Каканат обнажаются морские и континентальные толщи валанжина, готерива–турона, сенона и палеоцена. Остатки растений и позвоночных приурочены к континентальной осадочно-вулканогенной толще около 1000 м мощности, которая преобладает преимущественно морской разрез сенонских отложений района. Эта толща перекрывает отложения, содержащие остатки морской фауны верхнего маастрихта (*Pachydiscus subcompressus* и *Shachmaticeramus kusiroensis*), сама же она согласно перекрывается слоями с остатками морской фауны датско-палеоценового возраста [Волобуева, Красный, 1979]. Таким образом, возраст континентальной толщи определяется как поздний маастрихт.

Остатки ископаемых растений встречаются по всему разрезу. В настоящее время известно более 30 местонахождений. Каканатская флора является наиболее богатой маастрихтской флорой Северной Азии и включает около 50 видов растений, среди которых преобладают хвойные и покрытосеменные. Мхи (*Thalites*), хвощи (*Equisetum*) и папоротники (*Osmunda*, *Asplenium*) встречаются редко и представлены 1–3 видами в каждой группе. Цикадофиты (*Nilssonia*, *Encephalartopsis*) и гинкговые (*Ginkgo*) очень обильны в некоторых слоях, часто образуя монодоминантные захоронения. Хвойные представлены семействами Taxodiaceae, Cupressaceae, Pinaceae и двумя родами неизвестного систематического положения. Остатки таксодиевых доминируют в местонахождениях, среди них наиболее обильны побеги и шишки секвойи. В целом, хвойные представлены смесью типичных позднемеловых элементов (*Elatocladus smittiana* (Heer) Seward, *Sequoia minuta* Sveshn., *Cryptomerites* и *Parataxodium*) с примесью более молодых палеоценовых (*Metasequoia occidentalis* (Newberry) Chaney, *Glyptostrobus nordenskioldii* (Heer) Brown, *Mesocyparis beringianum* (Golovn.) McIver).

Среди цветковых достоверно могут быть определены представители семейств Platanaceae (*Platanus*), Cercidiphyllaceae (*Trochodendroides*), Betulaceae (*Corylus*), Fagaceae (*Fagopsiphillum*), Rosaceae (*Peculnea*, *Arctoterum*) и, возможно, Hamamelidaceae (*Platimelis*). Остальные находки относятся к формальным родам неясного систематического положения (*Cissites*, *Kakanautia*, *Liriodendrites*). Остатки березовых и буковых являются молодыми элементами, которые очень редки в меловых флорах и более характерны для палеоцена. Доминантами каканатской флоры являются представители родов *Platanus*, *Trochodendroides*, *Peculnea* и *Celastrinites*. Все они характеризуются очень высокой изменчивостью листьев. Род *Celastrinites* распространен от сантона до палеоцена и обычно доминирует в маастрихт-палеоценовых флорах. Очень характерны для маастрихта плоды *Carpolithes ceratops*.

Каканатская флора принадлежит к горнореченскому этапу развития флоры Корьякско-Анадырского региона [Головнева, 1994]. Она характеризуется большим количеством эндемичных видов и значительно отличается от одновозрастных флор Канады и Сахалина.

Анализ систематического состава каканатской флоры позволяет полагать, что в маастрихте на территории Корьякского нагорья существовали следующие типы растительных сообществ: заросли цикадофитов, гинкговые леса, таксодиевые болота, долинские леса с участием платанов и троходендроидесов, смешанные хвойно-широколиственные леса с преобладанием секвойи и участием различных покрытосеменных.

Остатки позвоночных обнаружены в двух местонахождениях на руч. Два Медведя. Первое было открыто Несовым и Головневой в 1988 г. и содержит обломки крупных костей динозавров из семейств гадрозаврид и троодонтид, а также их зубы. Второе захоронение открыто в 2007 г. П. Годфруа. В нем были найдены остатки рыб-палеонисков и динозавров. Первые представлены многочисленными ромбовидными ганоидными чешуями, вторые – зубами и режее различными мелкими костями. Кроме этого, там была найдена скорлупа яиц динозавров.

По зубам удалось установить присутствие в каканатской фауне 7 групп динозавров. Травоядные динозавры представлены базальными орнитоподами, гадрозавридами, анкилозаврами и неоцератопсами; хищные – троодонтидами (2 вида), дромеозавридами (2 вида) и тираннозавридами. Скорлупа яиц из каканатского местонахождения принадлежит гадрозаврам и тероподам. До сих пор яйца динозавров ни в одном из высокоширотных захоронений обнаружены не были. Их находка доказывает, что динозавры могли не только жить близ полярного круга, но и размножаться в тех условиях.

Кроме каканатского захоронения динозавры маастрихтского возраста на территории России известны из местонахождения Кундур в Амурской области и на Сахалине. Из них каканатская фауна является наиболее богатой. По разнообразию семейств арктическая каканатская фауна динозавров сравнима с маастрихтскими фаунами средних широт из Монголии и Северной Америки. По представительности с каканатской может сравниться лишь кампан-маастрихтская фауна динозавров с р. Колвилл на Аляске.

Анализ литолого-петрографического состава вмещающих пород позволяет сделать вывод о том, что формирование совместного захоронения остатков растений и животных было связано с вулканической деятельностью. Флороносная часть разреза представлена в основном вулканомиктовыми породами – песчаниками и алевролитами. Слои, включающие остатки растений и животных, представляют собой туфы или туффиты среднего состава. Материал не несёт следов переотложения водой, или эти следы трудно уловимы. С другой стороны, характер сохранности костных остатков свидетельствует о том, что животные не погибли в результате катастрофического извержения. Скорее всего, вулканическая деятельность создала условия для перезахоронения и сохранения остатков костей, концентрировавшихся в местах кормежки или размножения древних рептилий.

На протяжении маастрихта северный полюс располагался значительно ближе к Тихому океану, чем теперь, и каканатское местонахождение находилось примерно на 70° и 75° северной широты, значительно выше полярного круга [The Dinosauria, 1991].

Палеоклиматические условия существования этой арктической биоты были реконструированы на основании анализа морфологии листьев и таксономического состава флоры [Golovneva, 2000]. Маастрихтский климат на территории Корякского нагорья может быть оценен как теплоумеренный со среднегодовой температурой около 10 °С и средними температурами самого холодного месяца около 0–6 °С. Увлажнение было значительным, около 1500–1700 мм, и более или менее равномерным в течение года. Световой режим был дополнительным сезонным фактором, контролирующим структуру и функционирование сообществ. Однако влияние этого фактора пока остается недостаточно понятным.

J.A. Wolfe [1987] предполагал, что листопадность полярных лесов связана больше со световым режимом, чем с низкими температурами в зимний период. Однако в арктических флорах присутствует значительное количество вечнозеленых растений, как среди голосеменных, так и среди цветковых. Механизмы перехода этих растений в состояние покоя в условиях полярной ночи при относительно высоких температурах и достаточном увлажнении остаются неизвестными, поскольку в современных биотах аналогий не наблюдается. Адаптации динозавров и других крупных рептилий к условиям полярной ночи также являются загадкой. Зимние температуры, реконструируемые по флористическим и литологическим индикаторам других высокоширотных местонахождений, обычно оказываются ниже, чем те, которые считаются необходимыми для выживания холоднокровных рептилий [Spicer, Parrish, 1987; The Dinosauria, 1991]. Некоторые исследователи [Parrish et al., 1987] даже предполагали, что в зимний период динозавры могли совершать далекие миграции, а их размножение проходило в более южных районах. Наши находки скорлупы яиц и костей молодых особей динозавров в какангутском местонахождении противоречат этой гипотезе.

Мы надеемся, что детальный палеоэкологический анализ полученного материала позволит решить ряд проблем, связанных с существованием растений и динозавров в условиях полярной ночи. Такая реконструкция будет полезна и для оценки состояния наземной биоты перед одним из крупнейших кризисов в истории Земли, который запечатлён в геологической летописи как граница мела и палеогена.

Литература

- Волобуева В.И., Красный Л.Л. Маастрихт-неогеновые отложения восточной части Корякского нагорья. М.: Наука, 1979. 82 с.
- Головнева Л.Б. Маастрихт-датские флоры Корякского нагорья // Тр. Ботан. ин-та. 1994. Т. 13. 148 с.
- Golovneva L. B. The Maastrichtian (Late Cretaceous) climate in the Northern Hemisphere // *Climates: past and present* / Ed. M.B. Hart. Geol. Soc. London, Spec. Publ. 2000. Vol. 181. P. 43–54.
- Parrish J.M., Parrish J.T., Hutchinson J.H., Spicer R.A. Late Cretaceous vertebrate fossils from the North Slope of Alaska and implications for dinosaur ecology // *Palaios*. 1987. Vol. 2. P. 377–389.
- Spicer R.A., Parrish J.T. Plant megafossils, vertebrate remains, and paleoclimate of the Kogosukruk Tongue (Late Cretaceous), North Slope, Alaska // *US Geol. Surv. Circular*. 1987. Vol. 998. P. 47–48.
- The Dinosauria / Eds D.B. Weishampel, P. Dodson, H. Osmolska. Berkeley: Univ. California press, 1991. 733 p.
- Wolfe J.A. Late Cretaceous–Cenozoic history of deciduousness and terminal Cretaceous event // *Palaeobiology*. 1987. Vol. 13. P. 215–226.

ВЕРХНИЙ МЕЛ ВИЛЮЙСКОЙ СИНЕКЛИЗЫ: СОСТОЯНИЕ ИЗУЧЕННОСТИ, ПРОБЛЕМЫ РАСЧЛЕНЕНИЯ И КОРРЕЛЯЦИИ (ВОСТОК СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ)

В.С. Гриненко, Л.П. Жарикова

Центральная поисково-съёмочная экспедиция ГУГПП РС (Я) “Якутскгеология”, Якутск

THE UPPER CRETACEOUS OF THE VILYUI SYNCLINE: LEVEL OF THE KNOWLEDGE, PROBLEMS OF THE DIFFERENTIATION AND CORRELATION (EASTERN SIBERIAN PLATFORM)

V.S. Grinenko, L.P. Zharikova

Central Prospect-and-Survey Expedition GUGGP “Yakutskgeologia”, Yakutsk

Меловые отложения широко распространены на востоке Сибирской платформы. В Вилюйской синеклизе (бассейны рек Линде, Тюнг, Вилюй, Лена) они представлены континентальными, часто угленосными, образованиями. В настоящее время здесь выделяется нижний, нерасчлененный нижний и верхний и верхний отделы меловой системы. В береговых обнажениях крупных рек Вилюйской синеклизы меловые отложения были расчленены на местные стратиграфические подразделения [Вахрамеев, Пушаровский, 1954; Вахрамеев, 1958]. Большая часть из них прослежена на значительные расстояния глубоким бурением, при этом установлено, что меловые отложения по латерали нередко изменчивы фациально. Анализируя определенные наборы свит и их литологические изменения в пространстве, предшественники выполнили трудоемкий процесс абсолютного датирования разнофациальных континентальных толщ [Фрадкина, 1967; Буданцев, 1968; Самылина, 1973; Забалув и др., 1976; Киричкова и др., 1987; и др.], провели ранжирование местных геологических тел, выполнили для мелового периода районирование территории Вилюйской синеклизы и сопредельных с ней структурных единиц платформы и оконтурили ряд фациальных районов [Сластенов, 1995; Геологическая карта..., 1999, 2000; Гриненко, 2007; и др.]. Следует отметить, что длительный этап изучения меловых отложений Вилюйской синеклизы с детальным расчленением толщ и их районированием явился основой создания новых серийных легенд Госгеолкарты-200 РФ [Дукардт, Камалетдинов, 2001], а также позволил отобразить на новом уровне знаний результаты многолет-

них исследований меловых отложений на новых сводных мелкомасштабных картах [Геологическая карта..., 2006]. Однако в настоящее время процесс изучения меловых континентальных отложений еще далек от завершения. И этому есть свои причины. В частности, в последнее десятилетие из практики геологического доизучения территорий практически исключены такие важные позиции, как ревизия стратотипов и опорных разрезов местных стратиграфических подразделений и возрастное датирование разнофациальных (в том числе угленосных) отложений. Эти проблемы для Вилюйской синеклизы не потеряли своей актуальности и сегодня. Они крайне остро обозначились в процессе нового этапа мелкомасштабного геологического обобщения и приобрели статус первоочередных в общем цикле работ по геологическому освоению востока Сибирской платформы.

В статье излагаются данные, полученные в результате исследований, проведенных в 2007 г. по береговым обрывам р. Уоранга (левый приток р. Вилюй), в которых обнажается чиримыйская ($K_{1-2}^{\text{С}} r$) свита. Свита выделена в 1954 г. на р. Лене, в обрывах горы Чиримый-Хая [Вахрамеев, Пушаровский, 1954]. Согласно заключениям Л.Ю. Буданцева [1968] и опубликованным материалам Ю.Л. Сластенова [1995], стратиграфический объем свиты в бассейнах этих рек соответствует сеноману–маастрихту. Этот же возраст подтверждает стратиграфическая основа мелового среза легенды Нижневилюйской серии Госгеолкарты-200 РФ (новая серия) [Дукардт, Камалетдинов, 2001], однако в корреляционной схеме легенды верхняя граница свиты отвечает не всему объему маастрихта, а охватывает только его нижний подъярус. Следует отметить, что литологические разновидности пород стратотипа горы Чиримый-Хая близки частным разрезам бассейна р. Вилюй, поэтому нами представлено лишь краткое описание свиты бассейна р. Уоранга. Здесь, на р. Уоранга, свита видимой мощностью более 300 м представлена песками и песчаниками светло-серыми и белесыми, слабо каолинизированными, аркозовыми, содержащими в низах разреза прослой и линзы галечников и конгломератов, а в верхах – прослой и пачки песков и песчаников с редкими маломощными слоями глин и алевроитовых пород светло-серых песчаных. Для подтверждения возраста верхней части песчанистого разреза чиримыйской свиты р. Уоранга были отобраны четыре пробы на спорово-пыльцевой анализ.

Пробы отличаются крайне слабой насыщенностью пылью и спорами. В пробе 170/2 в 19 препаратах удалось выделить только 100 зерен. В пробах 170/1, 170/3, 170/4 отмечаются единичные зерна мелового облика, которые при описании можно включить в единый спорово-пыльцевой комплекс, так как в отдельных пробах отмечаются таксоны, дополняющие флористический состав ПК.

Описываемый спорово-пыльцевой спектр, выделенный из пробы 170/2, отражает достаточно бедный состав растительности. В сумме в четырех пробах отмечается от 35 до 40 таксонов. Хвойная часть спектра состоит в основном из пылицы сосновых: *Pinaceae* gen. sp., 3–4 видов елей – *Picea distorta* Bolch., *P. exilioides* Bolch., *P. sp.* (мелкая), *P. sp.* (крупная, мелкосетчатая), *Cedrus* sp. и др. В сумме они занимают около 20 %. Пыльца сосен имеет весьма продвинутое строение, позволяющее определение их до подрода – *Pinus* (*Haploxyylon*), *P. (Diploxyylon)*. Небольшую примесь составляет пыльца безмешковых хвойных – *Taxodiaceae*, *Taxodium*, *Cupressaceae* – до 5 %.

Обращает на себя внимание группа пылицы покрытосеменных, занимающих в спектре хоть и заметное место (порядка 10 %), но имеющая довольно однообразный состав. Это – достаточно примитивные трехбороздные (*Tricolpopollenites*) платанообразные формы и трехпоровые (*Triporopollenites*) с примитивным строением пор. Необходимо отметить присутствие в пробах 170/1 и 170/2 древнейшей формы покрытосеменных – *Gothanipollis*, а также редкой формы трехпоровой пылицы (*Triporopollenites*), отмечаемой Г.М. Братцевой [1969] только в нижнем сеноне в верхнезавитинской свите (Зея-Буреинская впадина). Апертуры этого пыльцевого зерна по своему строению напоминают поры современного семейства *Moraceae* (тутовые) или семейства *Celtidaceae* (каркасовые). В силу плохой сохранности пылицы точнее определить систематическую принадлежность данных микрофоссилий невозможно.

В споровой группе преобладают бобовидные споры кочедыжниковых папоротников (*Polypodiaceae*) – около 30 %. До 10 % – спор сфагновых мхов (*Sphagnum putillum* Drozh. et Purt., *S. sufflavum* Bolkh., *Sphagnum* (тонкие споры)), а также виды других спор с трехлучевой щелью сфагнового ряда (*Chomotriletes* sp., *Cheiropleuria* sp., *Leiotriletes venustus* Bolkh., *L. incertus* Bolkh.).

Состав спорово-пыльцевого комплекса, выделенного в четырех пробах, позволяет относить чиримыйскую свиту к верхнему сеноману–коньяку, что значительно удревяняет (по сравнению с предшествующими представлениями) верхнюю границу свиты и при этом увеличивает стратиграфический перерыв между чиримыйской и трансгрессивно залегающей на ней верхнемеловой (верхнемаастрихтской) линденской (K_2ln) свитами.

Выводы

Основные итоги, полученные в результате стратиграфо-палеонтологических исследований чиримыйской свиты в бассейне р. Вилюй, сводятся к следующему.

1. Для бассейна нижнего течения р. Вилюй (р. Уоранга) получен новый СПК из верхней части чиримыйской свиты, позволяющий в целом значительно уточнить возраст свиты и генезис её формирования. Состав СПК крайне беден в отношении таксономического разнообразия. Скорее всего, этот косвенный факт констатирует существование в поздне-сеноман-коньякское время элементов ландшафта аллювиальной равнины с умеренными озерно-болотными условиями седиментогенеза.

2. В литологических разновидностях пород присутствуют в основном сосново-кочедыжниково-сфагновые обедненные растительные ассоциации, отраженные в спорово-пыльцевом спектре.

3. Обращает на себя внимание заметное (до 16 %) участие в СПК пылицы покрытосеменных, появление и распространение которых связано, скорее всего, или с низкоротными условиями их формирования, или с проявлением общеклиматического похолодания в начале поздне-меловой эпохи, по мнению авторов, приходящегося на начало раннего сенона. Этот вывод согласуется с результатами исследований Г.М. Братцевой [1969] по Зея-Буреинской впадине, а также не противоречит данным А.Ф. Фрадковой [1967], изложенных в связи с изучением спорово-пыльцевых комплексов мезозоя Западной Якутии.

4. Полученные результаты опробования опорных верхнемеловых разрезов Вилюйской синеклизы (последнее опробование выполнено предшественниками более 40 лет назад) ставят новые вопросы, для решения которых на современном уровне знаний потребуются как дополнительное исследование естественных опорных разрезов верхнего мела (линденской и чиримыйской свит), величины стратиграфического перерыва между ними, так и картировочное бурение в площади их развития с изучением подошвы и кровли этих геологических тел.

Литература

Братцева Г.М. Палинологические исследования верхнего мела и палеогена Дальнего Востока. М.: Наука, 1969. 80 с. (Тр. ГИН АН СССР. Вып. 207).

Буданцев Л.Ю. Позднемеловая флора Вилюйской впадины // Ботан. журн. 1968. Т. 53. № 1. С. 3–16.

Вахрамеев В.А., Пушаровский Ю.М. О геологической истории Вилюйской впадины и прилегающей части Приверхоянского краевого прогиба в мезозойское время // Вопросы геологии Азии. Т. 1. М.: Изд-во АН СССР, 1954. С. 588–628.

Вахрамеев В.А. Стратиграфия и ископаемая флора юрских и меловых отложений Вилюйской впадины и прилегающей части Приверхоянского краевого прогиба // Региональная стратиграфия СССР. Т. 3. Ч. 1. М.: Изд-во АН СССР, 1958. 130 с.

Геологическая карта Якутии масштаба 1:500 000. Западно-Верхоянский блок. Листы: R-51-В, Г; R-52-А, Б; R-52-В, Г; Q-51-А, Б; Q-51-В, Г; Q-52-А, Б; Q-52-В, Г / Авт. В.С. Прокопьев, А.С. Урзов, Ю.Л. Сластенов и др. СПб.: Санкт-Петербургская картфабрика ВСЕГЕИ, 1999.

Геологическая карта Якутии масштаба 1:500 000. Центрально-Якутский блок. Листы: P-51-А, Б; P-51-В, Г; P-52-А, Б; P-52-В, Г / Авт. В.С. Гриненко, В.А. Камалетдинов, Ю.Л. Сластенов и др. СПб.: Санкт-Петербургская картфабрика ВСЕГЕИ, 2000.

Геологическая карта Республики Саха (Якутия) масштаба 1:1 500 000 / Гл. ред. Л.Н. Ковалев. СПб.: Санкт-Петербургская картфабрика ВСЕГЕИ, 2006.

Гриненко В.С. Меловые континентальные образования востока Сибирской платформы // Отечественная геология. 2007. № 1. С. 110–118.

Дукардт Ю.А., Камалетдинов В.А. Легенда Нижневиллюйской серии листов Госгеолкарты-200 РФ. Якутск: Госкомгеологии РС(Я), 2001. 118 с.

Забалуев В.В., Сластенов Ю.Л., Киричкова А.И., Буданцев Л.Ю. О границе нижнего и верхнего мела в Западной Якутии // Вопросы геологии и нефтегазоносности Западной Якутии. Л.: Изд-во ВНИГРИ, 1976. С. 163–168.

Киричкова А.И., Зинченко В.Н., Чирва С.А. Нижнемеловые отложения низовьев р. Лена (Булунский район) // Геология и геофизика. 1987. № 4. С. 21–28.

Самылина В.А. Корреляция континентальных отложений Северо-Востока СССР по палеоботаническим данным // Сов. геология. 1973. № 8. С. 42–57.

Сластенов Ю.Л. Стратиграфия меловых отложений Вилюйской синеклизы и Приверхоянского прогиба // Геология и полезные ископаемые Якутии: Сб. науч. статей. Якутск: Изд-во ЯГУ, 1995. С. 43–62.

Фрадкина А.Ф. Спорово-пыльцевые комплексы мезозоя Западной Якутии (Вилюйская синеклиза и Приверхоянский прогиб). Л.: Недра, 1967. 151 с.

НОВЫЕ МАГНИТОСТРАТИГРАФИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ ПО ОПОРНОМУ РАЗРЕЗУ БОРЕАЛЬНОГО НЕОКОМА РЕКИ БОЯРКА (СЕВЕРНАЯ СИБИРЬ)

А.Ю. Гужиков¹, Е.Ю. Барабошкин²

¹Саратовский государственный университет, геологический факультет

²Московский государственный университет, геологический факультет

NEW MAGNETOSTRATIGRAPHIC DATA ON BOREAL NEOCOMIAN OF BOJARKA RIVER KEY SECTION (NORTHERN SIBERIA)

A.Yu. Guzhikov¹, E.Yu. Baraboshkin²

¹Geological faculty of Saratov State University

²Geological faculty of Moscow State University

История палеонтологических и литологических исследований опорного разреза бореального неокома р. Боярка насчитывает около полувека [Сакс и др., 1959; Захаров, Юдовный, 1974; Гольберт и др., 1981; и др.], однако магнитостратиграфические данные до настоящего времени имелись только по верхней части разреза (зона *Nomolosomes bojarkensis*) [Поспелова, Ларионова, 1971]. В 2004 г. авторами проведено комплексное (био- и магнитостратиграфическое) изучение этих отложений. Палеомагнитному опробованию впервые были подвергнуты берриасские (начиная от верхов зоны *Nestoroseras kochi*) и валанжинские отложения, в которых отобраны ориентированные штурфы с 97 стратиграфических уровней*. Дополнительно с 78 уровней взяты образцы для петромагнитного анализа. В обнажениях с помощью прибора КТ-5 проведены измерения магнитной восприимчивости всего разреза (рис. 1).

*Правомерность отнесения к валанжинскому ярусу зоны *bojarkensis* ("бореального нижнего готерива") обоснована ранее по результатам комплексной (био-, магнитостратиграфия, стабильные изотопы) корреляции валанжина–готерива Средиземноморья и Приполярного Урала [Барабошкин и др., 2006].

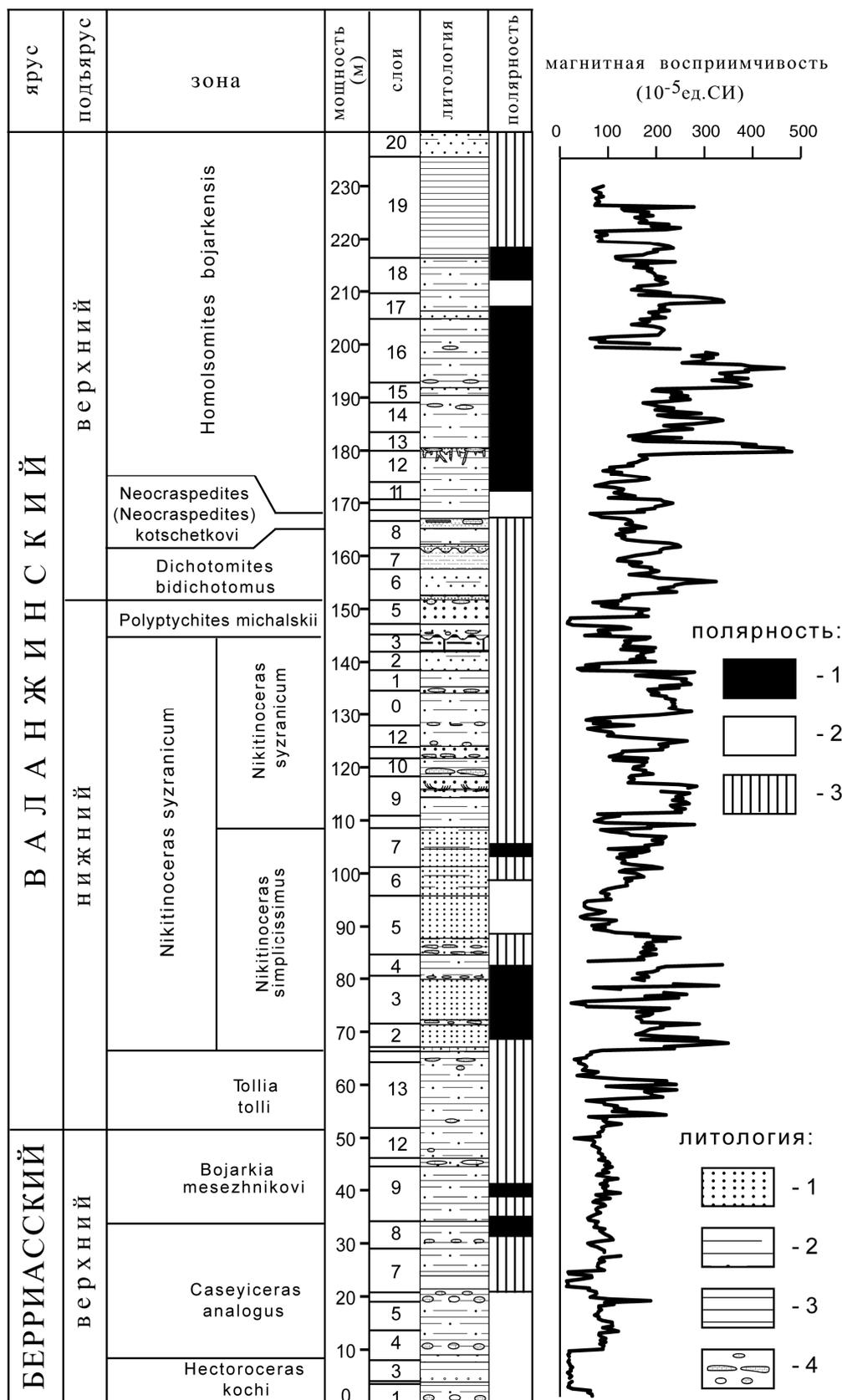


Рис. 1. Магнитостратиграфические характеристики разреза берриаса-валанжина р. Боярка.

Литологическая колонка разреза построена по [Захаров, Юдовный, 1974; Гольберт и др., 1981], палеомагнитные данные по зоне *vojarkensis* приведены по [Госпелова, Ларионова, 1971].

Полярность: 1 – прямая, 2 – обратная, 3 – отсутствие данных. Литология: 1 – пески, 2 – алевролиты, 3 – глины, 4 – конкреции.

В 2008 г. начаты лабораторные палео-, петромагнитные и магнито-минералогические исследования собранной коллекции с использованием современной аппаратуры. К настоящему времени получены определения магнитной полярности по пограничным отложениям зон *Nectoceras kochi* и *Caseyiceras analogus*, рекогносцировочные данные по вышележащим отложениям (см. рис. 1). Верхам *kochi* и низам *analogus* свойственна доминирующая обратная полярность. По существующим биостратиграфическим представлениям, основанным на совместных находках тетического и бореальных форм аммонитов в разрезах Русской плиты [Барабошкин и др., 2007], тетическим аналогом зоны *kochi* являются низы зоны *Fauriella boissieri* (верхи подзоны *Malbosiceras paramimounum*). В стратотипе берриаса (Франция) они характеризуются прямой полярностью [Galbrun, 1985], идентифицируемой с нижней частью хрона M16n [Gradstein et al., 2004] (рис. 2).

Варианты палеомагнитной бореально-тетической корреляции верхнеберриасских отложений ограничены биостратиграфическим критерием, согласно которому подошва зоны *kochi* не может быть существенно древнее кровли зоны *Tirnovella occitanica* (подзоны *Dalmasiceras dalmasi*) [Барабошкин и др., 2007]. В таком случае обратнотемагнитные отложения зоны *kochi* могут быть временными аналогами либо низов (основание подзоны *paramimounum*), либо верхов (подзона *Berriassella calisto*) зоны *boissieri* в стратотипе берриаса. В первом случае магнитозона обратной полярности в разрезе р. Боярка отождествляется с магнитным хроном M16r, во втором – с хроном M15n (см. рис. 2).

Учитывая то обстоятельство, что палеомагнитный отбор в разрезе р. Боярка начат в кровле зоны *kochi*, на первый взгляд, предпочтительнее кажется вариант, при котором бореальные верхнеберриасские зоны соответствуют магнитным хронам M15 и M14.

Согласно магнито-стратиграфическим данным по пограничным отложениям юры–мела полуострова Нордвик [Хоша и др., 2007], зона *Chetaites sibiricus*, подстилающая зону *kochi*, характеризуется магнитозоной обратной полярности – аналогом хрона M17r. Поскольку в настоящее время нет оснований для новой интерпретации палеомагнитной колонки разреза Нордвик, следует придерживаться точки зрения о соответствии зоны *kochi* хрону M16r. При этом подошва верхнего берриаса в Тетическом и Бореальном поясах оказывается практически синхронной. Недостатком последнего варианта является вынужденное допущение о конденсированности разреза Нордвик (или наличии в нем перерыва), основанное на отсутствии в зоне *sibiricus* аналогов хрона M17n**.

К сожалению, магнитополярные данные по верхнему берриасу Нордвика, которые могли бы разрешить данную проблему, отсутствуют. Имеющиеся фрагментарные результаты магнитополярных определений по вышележащим отложениям не противоречат обоим вариантам. Возможно, более определенные выводы о сопоставлении зональных подразделений бореального и тетического берриаса будут сделаны после построения палеомагнитной колонки всего разреза р. Боярка, хотя, очевидно, что для однозначного решения вопроса необходимы магнито-стратиграфические данные по верхнеберриасским и средневожским отложениям разреза Нордвик.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (гранты 08-05-00385, 07-05-00882) и ФЦП “Научные школы” (грант НШ-841.2008.5).

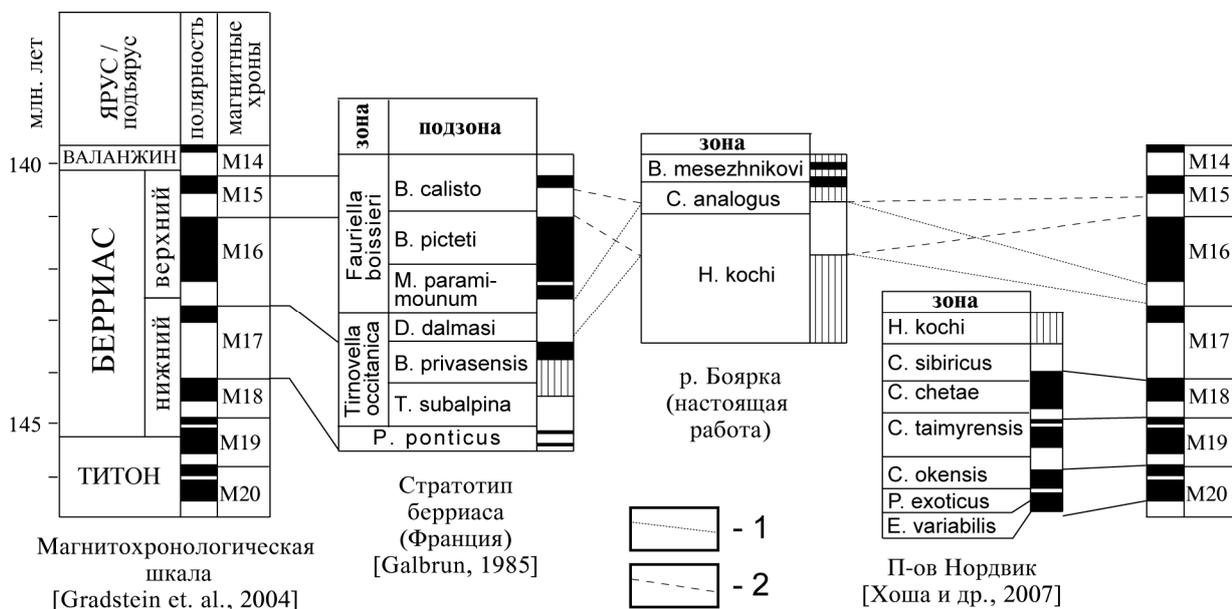


Рис. 2. Возможные варианты палеомагнитной корреляции (1 и 2) верхнего берриаса р. Боярка со стратотипом и магнитохронологической шкалой. Усл. обозн. те же, что на рис. 1.

**Если предположить, что M17n соответствует низам *kochi*, то ее подошва при бореально-тетической палеомагнитной корреляции окажется несколько древнее основания *dalmasi*, что противоречит биостратиграфическому критерию.

Литература

- Барабашкин Е.Ю., Гужиков А.Ю., Ямпольская О.Б. Новые данные по стратиграфии пограничных отложений валанжина и готерива р. Ятрия (Приполярный Урал) // Палеонтология, биостратиграфия и палеогеография бореального мезозоя: Материалы науч. сес. Новосибирск: Академическое изд-во "Гео", 2006. С. 64–66.
- Барабашкин Е.Ю., Найдин Д.П., Беньямовский В.Н. и др. Пролиты Северного полушария в мелу и палеогене. М.: Изд-во геологического ф-та МГУ, 2007. 182 с.
- Гольберт А.В., Булыникова С.П., Григорьева К.Н. и др. Опорный разрез неокома севера Сибирской платформы (Енисей-Хатангский прогиб, Анабаро-Хатангская впадина). Геологическое описание. Новосибирск: СНИИГГИМС, 1981. Т. 1. 99 с. Т. 2. 135 с.
- Захаров В.А., Юдовный Е.Г. Условия осадконакопления и существования фауны в раннемеловом море Хатангской впадины // Палеобиогеография севера Евразии в мезозое. Новосибирск: Наука, 1974. С. 127–174. (Тр. ИГиГ АН СССР. Вып. 80).
- Поспелова Г.А., Ларионова Г.Я. Палеомагнитные зоны готеривского яруса (по отложениям Хатангской впадины) // Геология и геофизика. 1971. № 8. С. 62–71.
- Сакс В.Н., Грамберг И.С., Ронкина З.З., Аплонова Э.Н. Мезозойские отложения Хатангской впадины. Л: Гостоптехиздат, 1959. 226 с. (Тр. НИИГА. Т. 99).
- Хоша В., Прунер П., Захаров В.А. и др. Бореально-тетическая корреляция пограничного юрско-мелового интервала по магнито- и биостратиграфическим данным // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2007. Т. 15. № 3. С. 63–75.
- Galbrun V. Magnetostratigraphy of the Berriasian stratotype section (Berrias, France) // Earth Planet. Sci. Lett. 1985. Vol. 74. P. 130–136.
- Gradstein F.M., Ogg J.G., Smith A.G. et al. Geologic Time Scale. Cambridge Univ. Press, 2004. 589 p.

НИЖНЕМЕЛОВЫЕ ГАСТРОПОДЫ СРЕДНЕГО И НИЖНЕГО ПОВОЛЖЬЯ

А.В. Гужов¹, М.А. Головинова²

¹Палеонтологический институт РАН, Москва

²Московский государственный университет, геологический факультет

LOWER CRETACEOUS GASTROPODS FROM MIDDLE AND LOWER VOLGA REGIONS

A.V. Guzhov¹, M.A. Golovinova²

¹Paleontological Institute of RAS, Moscow

²Geological Faculty, Moscow State University

Брюхоногие моллюски из нижнемеловых отложений Среднего и Нижнего Поволжья менее всего изучены из всей фауны, встречающейся в этих отложениях. Поводом для написания этого очерка послужила коллекция, которую передал на кафедру палеонтологии МГУ Пётр Александрович Герасимов. Коллекция насчитывает около 300 образцов различной сохранности (обломки, отпечатки, ядра раковин), но достаточно большое количество раковин хорошо сохранившихся, что позволило определить их родовую и видовую принадлежность. В результате изучения коллекции авторы проанализировали литературу по нижнемеловым гастроподам Поволжья. В результате выявлено, что возраст многих гастропод неверен, в частности, ряд видов, описанных как нижнемеловые, оказались верхнемеловыми или верхнеюрскими. Также нами уточнен возраст многих нижнемеловых видов, часть из которых была переизучена благодаря коллекции Герасимова. Ниже мы излагаем краткий очерк истории изучения нижнемеловых гастропод Среднего и Верхнего Поволжья с комментариями по возрасту описанных видов и с кратким изложением новых данных, полученных после изучения коллекции Герасимова.

Первые, предположительно, нижнемеловые гастроподы изображены Рулье из окрестностей Ульяновска [Rouillier, 1846, табл. С, фиг. 1, 3]: *Turritella iazikoviana* Rouillier, 1846 и *T. kircevia* Rouillier, 1846. К сожалению, для видов указано только место сбора. Позднее Эйхвальд [Eichwald, 1868, с. 858, 873] указал первую как *Serithium jazykowii* (Rouillier) из «юрской глины верхнего оксфорда Гальево у Москвы и аналогичной породы Симбирска», но рисунок Эйхвальда сильно отличается от такового у Рулье. Второй вид, описанный у Эйхвальда как *Turritella biserialis* Eichwald, 1846, указан из «туронских кварцевых песчаников Симбирска, у Антиповки на р. Волге». Прилагаемый Эйхвальдом рисунок вполне согласуется с иллюстрацией у Рулье. Возраст *T. biserialis* действительно верхнемеловой (см. ниже). В 1865 г. Траутшольд публикует статью по нижнемеловой фауне из окрестностей Ульяновска [Trautschold, 1865], где изображает три верхнеготеривских вида гастропод: *Actaeon frearsianus* (d'Orbigny, 1845), *Turbo humilis* Trautschold, 1865 и *Fusus minutus* (Roemer, 1836). Чуть позже в сводке Эйхвальда [Eichwald, 1868] для нижнемеловых отложений Поволжья указывается 9 видов гастропод: *Actaeonina volgensis* Eichwald, 1868 «из глины неокома Бессоново у Симбирска», *Serithium jazykowii*, *Turritella raulliniana* d'Orbigny, 1842 «из кремнистой породы гольта в берегах озера Эльтон», *T. ha-gardiana* d'Orbigny, 1842 отсюда же «из верхнего гольта», *Scalardia rhodani* Pictet et Roux, 1849 «из зеленого песчаника Антиповки, с берега р. Волги», *Turbo bipartitus* Rouillier, 1846 «из гольта или верхних зеленых песчаников Хорошово, и у Антиповки, с берега р. Волги», *Rostellaria* aff. *anserina* Nilsson, 1827 «из глины неокома Бессонова, у Симбирска», *Aporrhais obtusa* Pictet et Campiche, 1864 «из зеленого песчаника или гольта Антиповки на Волге» и *Pirula conformis* Eichwald, 1868 «из плотного неокомового известняка Симбирска». Два вида,

указанных из гольта Эльтона, скорее всего, происходят из ниже- или среднеоксфордских отложений, в которых часто встречаются очень похожие на туррителл *Clathrobaculus fahrenheiti* (Rouillier, 1846). Нижнемеловой возраст гастропод из песчаников Антиповки исключается, так как этот разрез начинался с сеномана. Виды, указываемые Эйхвальдом из песчаников Антиповки, вероятно, происходят из сеномана. Песчаные породы сеномана имеют большую мощность, и для них в последующем неоднократно указывались многочисленные находки брюхоногих из других обнажений [Архангельский, 1912; Глазунова, 1972]. Вид *Pirula conformis* относится к семейству Turbinellidae, первые представители которого с аналогичным обликом раковины появились в сантоне. Вероятно, под неокомским известняком описана мергелевая или опоковая порода верхнего мела. Ряд брюхоногих указан из неокомских глин д. Бессоново. Список головоногих, указанных Эйхвальдом из Бессоново, следующий: *Belemnites absolutus* Fischer, *Ammonites pallasianus* d'Orbigny и *Ammonites virgatus* Buch. Все формы характеризуют волжский ярус, а аммониты – зону *virgatus* средневожского подъяруса. Однако зона *virgatus* сложена там песчаными породами. У Бессоново нет готеривских глин, но широко развиты глины кимериджа–средневожского подъяруса (по зону *panderi*). Таким образом, указанные из Бессоново виды имеют верхнеюрский возраст.

В конце XIX – начале XX столетия изучением нижнемеловых гастропод занимался И. Синцов [1872, 1880; Sinzow, 1909]. В 1872 г. он описал из аптского песчаника окрестностей Саратова *Turbo jasikovianus* d'Orbigny, 1845, *Turbo astierianus* d'Orbigny, 1842, *Buccinum incertum* d'Orbigny, 1845 и *Actaeon petschorae* Keyserling, 1846 (все предположительно из зоны *deshayesi*), а в 1880 г. – аптских *Aporrhais striatocarinata* Sinzow, 1880 и *Scalaria dupiniana* var. *rhodani* Pictet et Roux, 1849. В последней статье Синцов уточнил распространение гастропод в аптском ярусе Соколовой горы: *Turbo alboaptinesis* Sinzow, 1909 (= *Turbo jasikovianus* sensu Sinzow, 1872) он указывает из песчаника Cr_{1b} (= зона *tenuicostatus*); *A. striatocarinata* и *S. dupiniana* var. *rhodani* – из песчаника Cr_{1b} и глин Cr_{1c} и Cr_{1d} (= зоны *tenuicostatus* и *bowerbanki*); из глин Cr_{1a'}, которые охарактеризованы находками *Belemnites jasykowianus* Lahusen, – *A. striatocarinata*. Под глинами Cr_{1a'}, вероятно, подразумеваются пограничные барремско-аптские слои зоны *Oxyteuthis lahuseni*.

В 1902 г. Б. Ребиндер описал комплекс двустворок и гастропод из нижнемеловых известковистых песчаников, вскрытых при строительстве железной дороги недалеко от оз. Баскунчак. Фауна имеет предположительно аптский возраст. Ребиндером описано несколько видов: *Nerita fluctoides* Whitfield, 1891, *Fossarus neritopoides* Blanckenhorn, 1890, *Natica ornata* Fraas, 1878, *Turritella baskuntschakensis* Rehbinder, 1902, *Glauconia strombiformis* Schlottheim, 1820, G. aff. *renauxiana* d'Orbigny, 1843, *Nerinea astrahanica* Rehbinder, 1902, *Odostomites abeihensis* Blanckenhorn, 1890, *Cerithium cornuelianum* d'Orbigny, 1843, *Cerithium phillipsi* Leymerie, 1842, *Trochactaeon truncatum* Stoliczka, 1868.

В.Ф. Пчелинцевым [1927] описаны гастроподы из серовато-зеленых песчаников Соколовой горы. На основании их видового состава он пришел к выводу, что они имеют раннеальбский возраст. Однако многие указанные им виды широко распространены в нижнем апте Соколовой горы (наши данные и данные по работам Синцова). Это виды *Amberleya alboaptinesis*, *Confusiscala dupiniana* d'Orbigny, 1842, *Claviscala rhodani*, *Proscala* aff. *gastyna* d'Orbigny, 1842, *Cirsocerithium andrusovi* (Natsky, 1916), *C. subspinosum* (Deshayes, 1842), *Aporrhais* (*Tessarolax*) *ebrayi* Loriol, 1882 (? = *Trilemma striatocarinatum* (Sinzow, 1909)), *Cinulia* (*Ringinella*) *obtusa* Natsky, 1916. Виды *Neritoma sokolovensis* Pčelincev, 1927, *Bathraspira ornata* Pčelincev, 1927 и *Bathraspira multistriata* Pčelincev, 1927 в других сборах неизвестны. С Соколовой горой связана работа А.Н. Ивановой [1959]. Она описала из нижнего апта *Turbo astierianus* d'Orbigny, 1842, *Amberleya alboaptiensis*, *Cirsocerithium andrusovi*, *Bathraspira subornata* Ivanova, 1959, *Confusiscala dupiniana*, а из баррема и нижнего апта – *Aporrhais* (*Tessarolax*) *ebrayi* var. *pčelincewi* Ivanova, 1959.

В 1968 г. А.Е. Глазунова описала из верхнего готерива зоны *decheni* г. Ульяновска новый вид *Cirsocerithium antiquum* [Глазунова, 1968]. Позже она изобразила комплекс гастропод из верхнего готерива Ульяновска [Глазунова, 1973]: *Turbo humilis*, *Cirsocerithium antiquum*, *Melanella* cf. *splendens* Eichwald, 1868, *Buccinum incertum* d'Orbigny, 1845, *B. incertum* var. *plana* Glasunova, 1968 и *Actaeon* aff. *frearsianus* d'Orbigny, 1845. Все виды происходят из верхней части зоны *decheni*, которую автор отнесла к «горизонту пресноводной фауны». Там же описан *Amberleya alboaptiensis* с Соколовой горы с приблизительным возрастом «альб (? зона *Leumeriella tardefurcata*)». Нам представляется, что вид в действительности был подобран из осыпи нижнеаптских отложений, в которых он широко распространен по данным Синцова [1872; Sinzow, 1909].

В последнее время активизировалась работа по изучению нижнемеловых гастропод европейской части России. В работе Гужова [Guzhov, 2004] описан новый вид *Khetella glasunovae* (= *Buccinum incertum* sensu Глазунова, 1973) из верхнего готерива Ульяновской области. Оттуда же, из зон *versicolor* и *decheni*, описаны: вид *Khetella trautscholdi* Blagovetshenskiy et Shumilkin, 2006 (= *Kh. glasunovae*) и новые роды *Cretadmete* и *Trilemma* с видами *C. inflata* Blagovetshenskiy et Shumilkin, 2006 (из зоны *decheni*), *T. russiense* Blagovetshenskiy et Shumilkin, 2006 (из зоны *versicolor*), *T. striatocarinata* (Sinzow, 1909) (из зоны *decheni*) [Благовещенский, Шумилкин, 2006а,б]; род *Crispotrochus* Guzhov et Blagovetshenskiy с типовым видом *C. humilis* (Trautschold, 1865) [Гужов и др., в печати].

За это время описано 39 видов гастропод, часть из которых определены до рода. Нижнемеловой возраст некоторых видов Эйхвальда и Рулье остается под сомнением. В результате изучения коллекции список нижнемеловых гастропод пополнился 11 новыми для региона видами и родами гастропод: *Cirsocerithium subspinosum* Deshayes, 1842, *Orthochetus* (?) *sinzowi* sp. nov., *Nerineopsis turritum* sp. nov., *Ringinella obtusa* (Nackij, 1916) и "*Palaeorissoina*" *sokolovensis* sp. nov. из нижнего апта Саратовской области, *Ampullina* sp., *Ampullospira* sp., "*Pseudomelania*" sp., *Sulcoactaeon wawalensis* Kaim, 2004, *Avellana hauteriviensis* sp. nov., *Khetella* sp. (новая форма, отличающаяся от одновозрастной *Kh. glasunovae*) из верхнего готерива Ульяновской области и Чувашии. Кроме того, впервые удалось изобразить ряд видов, ранее ука-

завывшихся из нижнего мела Поволжья, а также уточнить их систематическое положение. В ходе исследования подтвердились наши предположения о высокой видовой специфичности нижнемеловых гастропод Поволжья по сравнению с более тепловодной фауной Средиземноморья, что обусловило необходимость выделения новых видов.

Работа проведена при поддержке РФФИ (проект № 07-04-01242а).

Литература

- Архангельский А.Д. Верхнемеловые отложения востока Европейской России // *Материалы для геологии России*. 1912. Т. 25. С. 1–631.
- Благовещенский И.В., Шумилкин И.А. Брюхоногие моллюски из готеривских отложений Ульяновского Поволжья. 1. Семейство Aporrhaidae // *Палеонтол. журн.* 2006а. № 1. С. 33–42.
- Благовещенский И.В., Шумилкин И.А. Брюхоногие моллюски из готеривских отложений Ульяновского Поволжья. 2. Роды *Khetella* Beisel, 1977 и *Cretadmete* gen. nov. // *Палеонтол. журн.* 2006б. № 2. С. 29–33.
- Глазунова А.Е. Новый неокотский представитель процеритид Поволжья // *Новые виды древних растений и беспозвоночных СССР*. М.: Недра, 1968. Вып. 2. Ч. 1. С. 295–296.
- Глазунова А.Е. Палеонтологическое обоснование стратиграфического расчленения меловых отложений Поволжья. Верхний мел. М.: Недра, 1972. 204 с.
- Глазунова А.Е. Палеонтологическое обоснование стратиграфического расчленения меловых отложений Поволжья. Нижний мел. М.: Недра, 1973. 324 с.
- Гужов А.В., Благовещенский И.В., Головинова М.А. Раннеготеривские гастроподы из Крестовского карьера, г. Ярославль // *Геология и геофизика*. 2008 (в печати).
- Иванова А.Н. Двустворчатые, брюхоногие и белемниты юрских и меловых отложений Саратовского Поволжья // *Тр. ВНИГРИ*. 1959. Вып. 137. С. 267–459.
- Пчелинцев В.Ф. Брюхоногие альбского яруса Соколовой горы у Саратова // *Изв. Геол. ком.* 1927. Т. 45. № 9. С. 991–999.
- Ребиндер Б. Фауна и возраст меловых песчаников окрестностей озера Баскунчак // *Тр. Геол. ком.* 1902. Т. 17. № 1. С. 1–162.
- Синцов И. Об юрских и меловых окаменелостях Саратовской губернии // *Материалы для геологии России*. 1872. Т. 4. С. 1–127.
- Синцов И. Описание некоторых видов окаменелостей Симбирской и Саратовской губерний // *Записки Новорос. об-ва естествоисп.* 1880. Т. 7. Вып. 1. С. 1–12.
- Eichwald E. *Lethaea rossica ou Paléontologie de la Russie*. Second volume. Période moyenne. Stuttgart: E. Schweizerbart, 1868. S. i–xxxvi. P. 833–1304.
- Guzhov A.V. Jurassic gastropods of European Russia (orders Cerithiiformes, Bucciniformes and Epitoniiformes) // *Paleontol. Journ.* 2004. Vol. 38. Suppl. 5. P. 457–562.
- Rouillier C. Explication de la coupe géologique des environs de Moscou // *Bull. Soc. Impér. Natur. Moscou*. 1846. Т. 19. No. 2. P. 444–485. No. 4. P. 359–467.
- Sinzow I. Beiträge zur Kenntniss des südrussischen Aptien und Albien // *Verh. Russ.-kais. mineral. Ges. St Petersburg*. 1909. Ser. 2. Т. 47. P. 1–48.
- Trautschold H. Der Inoceramen-Thon von Simbirsk // *Bull. Soc. Impér. Natur. Moscou*. 1865. Т. 38. No. 1. P. 1–24.

К СИСТЕМАТИКЕ HOLCODISCIDAE SPATH, 1924 (AMMONOIDEA, DESMOCERATACEA)

А.Н. Демченко

Музей землеведения МГУ им. М.В. Ломоносова, Москва

ON THE TAXONOMY HOLCODISCIDAE SPATH, 1924 (AMMONOIDEA, DESMOCERATACEA)

A.N. Demchenko

Earth Science Museum at Lomonosov Moscow State University

Голькодисциды до сих пор остаются слабо изученной группой аммоноидей, объем и происхождение которой не вполне выяснены. При изучении представителей этого семейства традиционно описывалась скульптура последнего оборота раковины – приводились сведения о количестве и характере ребер, наличии или отсутствии пережимов и бугорков, расположении последних [Каракаш, 1907; Друщиц и др., 1958; Цанков, 1935]. Первоописания видов голькодисцид нередко основывались на единичных (не всегда удовлетворительной сохранности) экземплярах (иногда представляющих разные возрастные стадии), что приводило к неоднозначному пониманию одних и тех же видов разными авторами, а также к различным точкам зрения относительно объема родов семейства Holcodiscidae и его состава [Друщиц и др., 1958; Tzankov, Breskovski, 1982; Wright et al., 1996].

Самым многочисленным, характеризующимся наиболее сложной скульптурой и большим количеством переходных форм, является род *Holcodiscus* Uhlig. “Неправильный” характер скульптуры представителей рода – наличие главных и промежуточных ребер (усиленных боковыми, вентральными (брюшными) бугор-

ками, а часто теми и другими одновременно), простых (нередко вставных), дихотомирующих или разветвленных, перекрещивающихся в противоположных бугорках, а также довольно частое присутствие пережимов – вызывает определенные трудности в установлении видовых критериев [Котова, 1977]. Сохранность этих форм, представленных в основном ядрами, как правило, не позволяет располагать экземплярами с сохранившейся лопастной линией; изучение морфогенеза скульптуры в большинстве случаев также проблематично [Демченко, 2005].

Детальное изучение скульптуры в онтогенезе раковины десяти видов рода *Holcodiscus* выявило характерные для них признаки, а также принадлежность к трем группам, различающимся строением пережимов. Кроме известных *сплошных* (расположенных поперек оборота), впервые были установлены и прослежены на всех стадиях онтогенеза еще два типа пережимов – *боковые* (расположенные на боковой стороне оборота) и *вентральные* (расположенные на брюшной стороне оборота).

У вида *Holcodiscus angulatus* Tz. при диаметре раковины в 3,7 мм на боковой стороне появляются бугорковидные вздутия, при высоте оборота в 2,7–3,0 мм от них отходят рёбра: тонкие парные – к вентральной стороне и довольно резкие одиночные – к пупковой стенке. С увеличением диаметра раковины до 5,5 мм на боковой стороне различается слабый *боковой* пережим; при достижении раковинной диаметра 6,5–7,5 мм рёбра, ограничивающие с обеих сторон пережим, соединяются на вентральной стороне в вытянутых вдоль них парных бугорках. На последнем обороте насчитывается 6–8 пережимов; между ними на вентральной стороне – от 5 до 9 промежуточных рёбер, на боковой – 3–4 в основном раздваивающихся ребра. Число рёбер на промежутках уменьшается к концу последнего оборота, а боковые бугорки замещаются утолщениями рёбер. При диаметре раковины в 12,0 мм боковые бугорки отсутствуют (рис. 1а, 2).

У вида *Holcodiscus nodosus* Kar. при высоте оборота в 2,0 мм на боковой стороне различаются тонкие раздваивающиеся рёбрышки, а при высоте в 3,0 мм (Д ~ 6,0 мм) рёбра становятся чёткими, появляются вставные. Среди этих рёбер при высоте оборота в 3,0–3,5 мм наблюдаются ребра, усиленные боковыми бугорками, от которых к вентральной стороне отходят 2–3 ребра с вытянутыми вдоль них зачаточными вентральными бугорками (рис. 1б). При диаметре раковины в 6,5–7,0 мм хорошо различимы *боковые* пережимы, ограниченные спереди рёбрами, усиленными боковыми бугорками. Последние постепенно ослабевают, а к концу последнего оборота исчезают. Часть рёбер начинается от пупковой стенки, другая – на середине боковой стороны; почти все изогнутые, резкие, высокие, соединяются по два, иногда по три в вентральных бугорках (изредка одно ребро усилено вентральным бугорком); некоторые рёбра раздваиваются на боковой стороне, редкие – остаются одиночными. На последнем обороте вентральные бугорки сильные, имеют грушевидную форму, соединены перемычками; последние образуют зигзагообразную линию при несимметричном расположении бугорков.

У вида *Holcodiscus ziczac* Kar. при высоте оборота раковины в 2,0 мм боковые стороны покрыты тонкими рёбрышками, которые затем раздваиваются и усиливаются. При диаметре раковины в 6,0 мм на них появляются два ряда вентральных бугорковидных утолщений, которые оформляются в вентральные бугорки. В каждом бугорке соединяются два, реже три ребра, иногда одно ребро может быть усилено бугорком. На нескольких экземплярах при диаметре раковины в 6,5–7,0 мм различимы бугорковидные вздутия на 2–3 рёбрах (на середине боковой стороны), ограничивающих слабо намеченные *боковые* пережимы. Одни рёбра начинаются на разных уровнях боковой стороны, другие – от пупковой стенки; большая часть их раздваивается в нижней части боковой стороны, остальные остаются неразветвленными. Отдельные рёбра, не усиленные вентральными бугорками, соединены между собой 1–2 рёбрами-перемычками, образующими зигзагообразную линию (при их несимметричном расположении). В дальнейшем бугорки ослабевают, сменяясь утолщениями, неразличимыми при диаметре раковины в 11,0–12,5 мм. Рёбра уплотняются, раздваиваются и сильнее изгибаются назад в нижней части боковой стороны и вперёд на её середине (рис. 1в).

Изучение морфогенеза скульптуры этих видов выявило характерный для них признак – наличие в той или иной степени развитых *боковых* пережимов. На экземплярах *H. angulatus* они хорошо развиты, у *H. nodosus* пережимы появляются позже и раньше исчезают, у *H. ziczac* они развиты слабо.

Кроме того, перечисленные виды характеризуются наличием хорошо развитых вентральных бугорков, в которых обычно попарно соединяются рёбра боковой стороны оборота. На вентральной стороне бугорки также соединены, как правило, двойными рёбрами-перемычками. Раковины рассматриваемых видов мелкие, не превышающие в диаметре 16,0 мм. Перечисленные признаки свидетельствуют об их близком родстве. С другой стороны, совершенно очевидна принадлежность этих видов к двум подгруппам, различающимся *типом ребристости и степенью развития* отдельных элементов скульптуры.

Характерным признаком, значимым на родовом уровне и объединяющим эту группу видов, является строение пережимов. Развитие боковых пережимов подтверждает их функциональную значимость. Очевидно, пережимы (рассматриваемые как утолщения срединного раковинного слоя в обе стороны) являлись дополнительным каркасом, укрепляющим стенку раковины [Друщиц и др., 1958]. Для мелких, образованных вздутыми низкими оборотами раковин, укрепленных с вентральной стороны густыми, сильными, часто неправильно расположенными рёбрами, грубыми вентральными бугорками, вполне достаточно было развития лишь боковых пережимов. У *H. ziczac*, с ростом раковины которого боковые стороны уплощались и сечение оборотов суживалось, пережимы ослабевали, а затем полностью исчезали. У видов *H. ziczac* и *H. nodosus* ослабление и дальнейшее исчезновение боковых пережимов к тому же компенсировалось сильным развитием густых, грубых рёбер на боковой стороне оборота.

Сравнение онтогенетических преобразований скульптуры раковины 20 видов этого семейства из нижнего баррема юго-западного Крыма позволило провести ревизию ряда видов, установить новые, уточнить диагнозы родов и их состав.

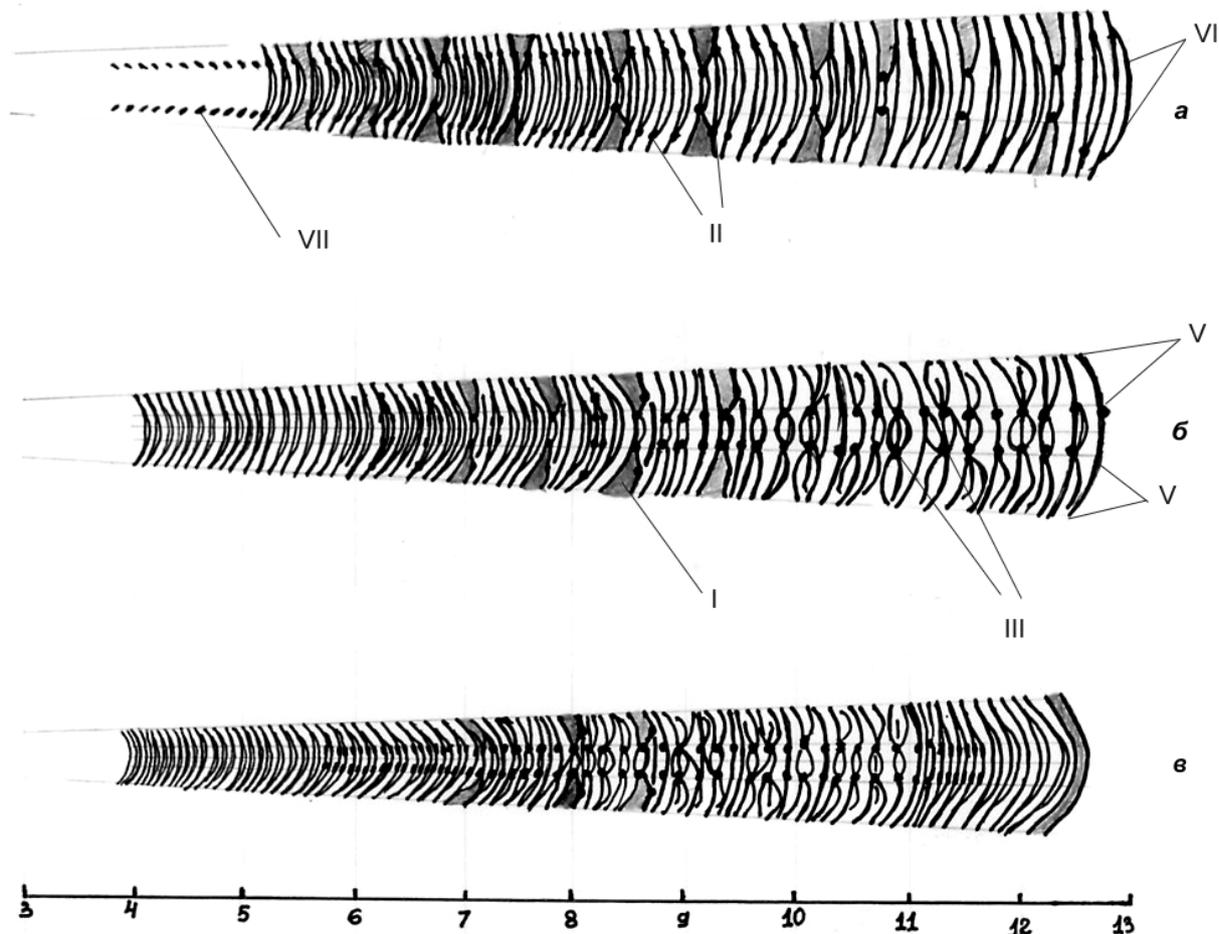


Рис. 1. Схема изменения скульптуры в онтогенезе раковины: а – *Holcodiscus angulatus* Tz., экз. № 70/16, Крым, с. Верхоречье, нижний баррем; б – *Holcodiscus nodosus* Kar., экз. № 66134, Крым, с. Верхоречье, нижний баррем; в – *Holcodiscus ziczac* Kar., экз. № 6686, Крым, с. Верхоречье, нижний баррем.

Здесь и на рис. 2: I – боковой пережим, II – боковой бугорок, III – вентральный бугорок, IV – ребра, V – боковая сторона оборота, VI – вентральная (брюшная) сторона, VII – бугорковидные вздутия.

Масштаб по горизонтали: одно деление соответствует диаметру раковины в 10 мм.

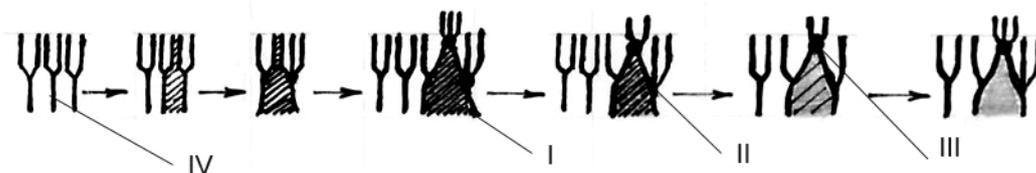


Рис. 2. Схема морфогенеза боковых пережимов.

Литература

- Демченко А.Н. Род *Holcodiscus* Uhlig, 1883 (Ammonoidea, Holcodiscidae) из нижнемеловых отложений Юго-Западного Крыма // Эволюция жизни на Земле: Материалы III Междунар. симп. Томск, 2005. С. 179–180.
- Друщиц В.В., Кипарисова А.Д., Крымгольц Д.Я., Луппов Н.П. Мезозойские аммоноидеи // Основы палеонтологии. Моллюски – головоногие. II. М., 1958. С. 342–356.
- Каракаш Н.И. Нижнемеловые отложения Крыма и их фауна. СПб., 1907. 129 с.
- Котова А.Н. К истории изучения представителей семейства Holcodiscidae Spath // Материалы IV конф. молодых ученых. Палеонтология. М.: ВИНТИ, 1977. С. 60–67.
- Цанков В. Бележки върху рода *Holcodiscus* // Годишник на Софийския университет, ФМФ. 1935. Т. 31. Кн. 3. С. 57–100.
- Tzankov V., Breskovski S. Volume et contenu de la famille Holcodiscidae Spath, 1924 // Compte Rendus de l'Academie Bulgare des Sciences. 1982. Т. 35. No. 4. P. 491–499.
- Wright C.W., Calloman J.H., Howarth M.K. Treatise on Invertebrate Paleontology. Part L. Mollusca 4. Revised. Vol. 4: Cretaceous Ammonoidea // Geol. Soc. America, Inc. and Univ. Kansas. Boulder and Lawrence, 1996. 362 p.

БИОСТРАТИГРАФИЯ ВЕРХНЕЙ ЮРЫ И НИЖНЕГО МЕЛА О. СТОЛБОВОЙ (НОВОСИБИРСКИЕ ОСТРОВА) ПО БУХИЯМ

В.А. Захаров, А.Б. Кузьмичев
Геологический институт РАН, Москва

BIOSTRATIGRAPHY OF UPPER JURASSIC AND LOWER CRETACEOUS OF STOLBOVOY ISLAND (NOVOSIBIRSK ARCHIPELAGO) BY BUCHIAS

V.A. Zakharov, A.B. Kuzmichev
Geological Institute of RAS, Moscow

ВВЕДЕНИЕ

Остров Столбовой расположен в юго-западной части Новосибирского архипелага (рис. 1). Он входит в группу Ляховских островов, сложенных в основном мезозойскими песчано-сланцевыми породами. Это преимущественно флишиодная толща, возраст которой находится в пределах верхней юры и нижнего мела (нижнего неокома). Осадочные последовательности интерпретировались как комплекс пассивной окраины Сибирского кратона, лежащий на продолжении Верхоянского пояса [Drachev et al., 1998], или как отложения бассейна форланда, возникшего перед фронтом Анюйского орогена [Кузьмичев и др., 2006].

До настоящего времени о. Столбовой остается слабо изученным. Наиболее полная информация о его геологическом строении получена А.В. Воронковым [1958]. Впоследствии, в 1973 г., геологические исследования в северной части острова провели одновременно две группы геологов [Иванов и др., 1974; Виноградов, Явищ, 1975]. Составленная А.В. Воронковым карта послужила основой изданной позднее официальной геологической карты масштаба 1:200 000 [Государственная геологическая карта..., 1982].

В настоящей статье рассмотрены новые данные по биостратиграфии терригенного комплекса, слагающего о. Столбовой. В 2007 г. второй автор в течение почти 2,5 месяцев в составе группы литологов ГИН РАН провел детальные геологические исследования, охватившие южную часть острова. В задачу полевых работ входило уточнение возраста и строения разреза терригенных отложений. Собранные нами материалы позволяют, во-первых, провести более обоснованные биостратиграфические заключения о возрасте пород, а во-вторых, прийти к выводу об очень быстром накоплении глубоководных турбидитов, вскрытых на о. Столбовой [Mutti, 1992].

ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ ОБ О. СТОЛБОВОМ И ЕГО СТРАТИГРАФИИ

Остров Столбовой вытянут в северо-западном направлении на 46,5 км, а в ширину – до 10 км. Максимальная высота – 220 м (г. Подлог) (рис. 2). Береговой обрыв (клифф) ограничивает большую часть острова. Самые высокие и чистые обрывы высотой 20–40 м приурочены к юго-западному берегу. Судя по наблюдениям в клиффе, породы в большинстве случаев залегают весьма полого, но простирания пластов меняются в широких пределах. Пологая складчатая структура нарушена многочисленными крутыми сбросами и взбросами. Как можно наблюдать в береговых обрывах, в подавляющем большинстве случаев амплитуда этих нарушений невелика и измеряется сантиметрами, десятками сантиметров и реже метрами. В единичных случаях отмечены нарушения с амплитудой в 10–30 м или более.

Стратиграфические последовательности наблюдались в клиффе. Для большинства обрывов был составлен послойный разрез с полным промером мощностей рейкой. Часть обрывов изучена более детально с подробным описанием седиментологических особенностей.

Разрез мезозойских отложений о. Столбовой сформирован дистальными турбидитами с преобладанием песчаных фаций. В самом общем виде разрез сложен тремя типами пород, которые закономерно переслаиваются в разрезе.

1. Пачки (мощностью первые метры) светлого однородного песчаника, состоящие обычно из нескольких амальгамированных индивидуальных пластов.

2. Темно-серые и черные глинистые песчаники и диамиктиты, образующие пласты мощностью в дециметры или доли дециметра. Подобные пласты обычно слагают ритмично построенные пачки мощностью до нескольких десятков метров.

3. Темно-серые до черных аргиллиты. Слагают верхние части турбидитовых ритмов, где их мощность измеряется обычно сантиметрами. Иногда они образуют самостоятельные пачки, мощностью до нескольких метров, в которых преобладают аргиллиты, переслаивающиеся с алевритами или песчаниками.



Рис. 1. Схема расположения о. Столбовой.

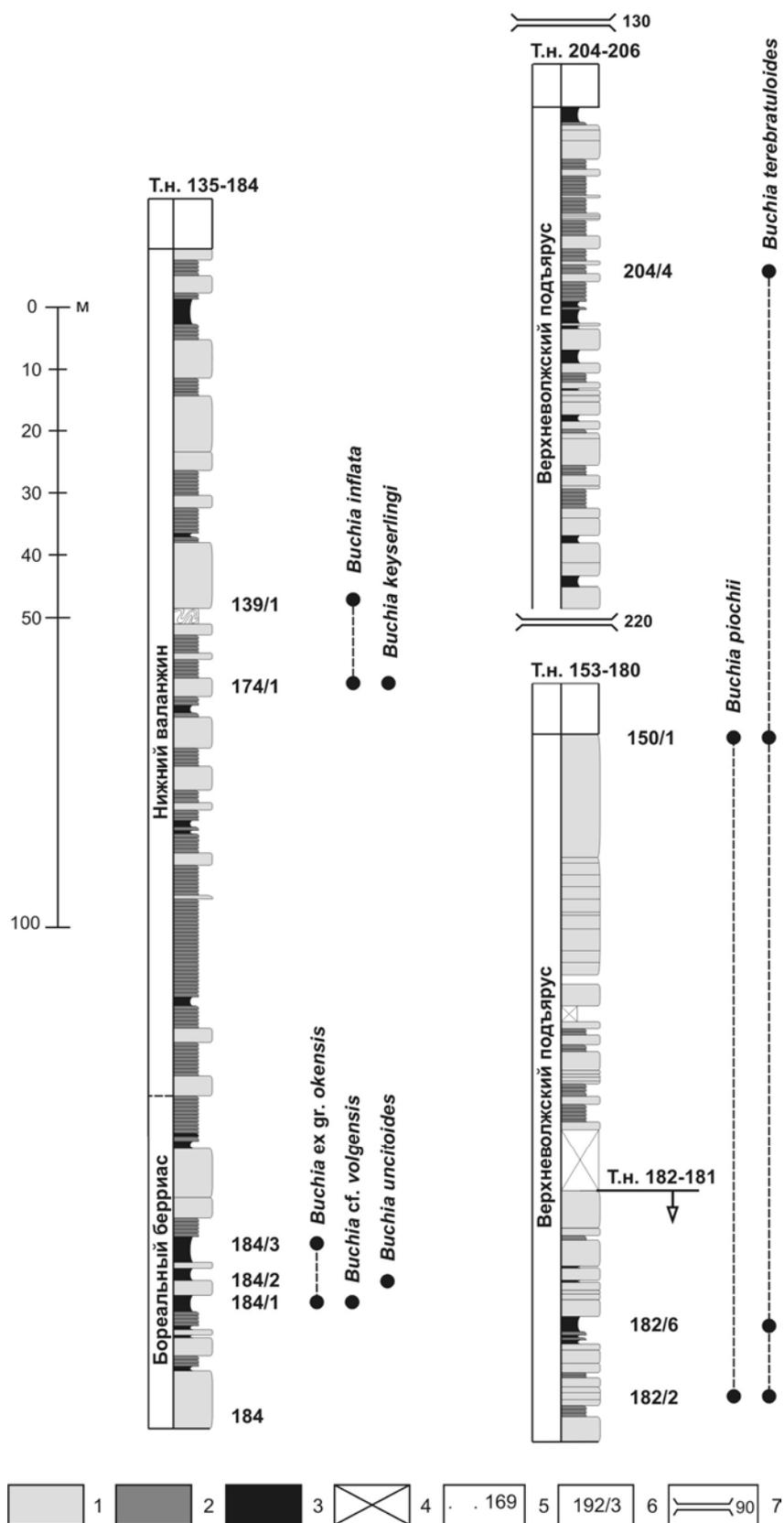
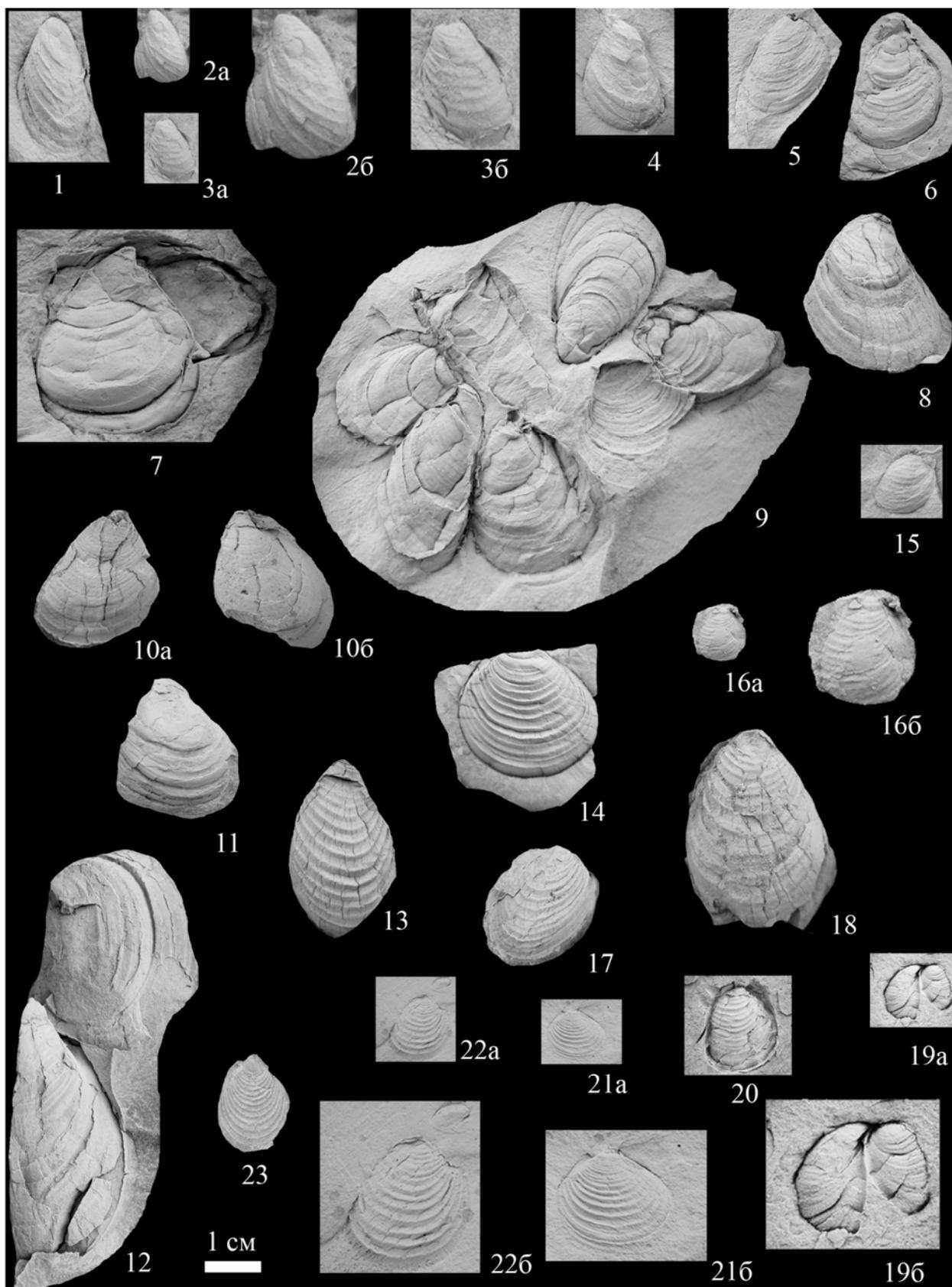


Рис. 2. Стратиграфические колонки верхнеюрских–нижнемеловых отложений юго-западного берега о. Столбовой и распространение бухий.

1–3 – разновидности пород, встречаемых в разрезе верхнеюрских–нижнемеловых турбидитов: 1 – амальгамированные пласты хорошо сортированного светлого песчаника, 2 – ритмично наслоенные пласты песчаников темно-серых глинистых и диамиктитов, 3 – аргиллиты; 4 – необнаженные участки разреза; 5 – точки начала и окончания разрезов и их номера; 6 – палеонтологические образцы и их номера; 7 – непромеренные интервалы разреза.



Фототаблица I

Пояснение к фототаблице I.

Фиг. 1. *Buchia piochii* (Gabb, 1864): обр. № 182/2, вид со стороны левой створки.

Фиг. 2, 3. *Buchia piochii* sp. juv.: 2 – обр. № 118/15, вид со стороны правой створки, а(х1), б(х2); 3 – обр. № 118/15, вид со стороны левой створки, а(х1), б(х2).

Фиг. 4, 5. *Buchia* ex gr. *terebratuloides* (Lahusen, 1888): 4 – обр. № 118/15, вид со стороны левой створки; 5 – обр. № 182/2, вид со стороны правой створки.

Фиг. 6–10, 19. *Buchia terebratuloides* (Lahusen, 1888): 6 – обр. № 182/2, вид со стороны правой створки; 7 – обр. № 150/1, вид со стороны правой створки; 8 – обр. № 166/3, вид со стороны левой створки; 9 – обр. № 182/2, групповое скопление (прижизненное захоронение) семи целых экземпляров; 10 – обр. № 204/4, а – вид со стороны правой створки, б – вид со стороны левой створки; 19 – обр. № 200/1, вид со стороны заднего края, а(х1), б(х2).

Фиг. 11, 12. *Buchia* cf. *terebratuloides* (Lahusen, 1888): 11 – обр. № 036/1, вид со стороны левой створки; 12 – обр. № 166/3, фрагмент левой створки (внизу снимка).

Фиг. 13, 14. *Buchia unshensis* (Pavlov, 1905): 13 – обр. № 122/1, вид со стороны левой створки; 14 – обр. № 122/1, вид со стороны правой створки.

Фиг. 15–18, 20. *Buchia* cf. *unshensis* (Pavlov, 1905): 15 – обр. № 118/15, вид со стороны правых створок; 16 – обр. № 042/3, вид со стороны правой створки, а(х1), б(х2); 17, 18 – обр. № 166/3, вид со стороны правых створок; 20 – обр. № 118/15, вид со стороны правых створок.

Фиг. 21, 22. *Buchia* sp. juv., cf. *okensis* (Pavlov, 1905): 21 – обр. № 031/2, вид со стороны левой створки, а(х1), б(х2); 22 – обр. № 031/2, вид со стороны правой створки, а(х1), б(х2).

Местонахождение и стратиграфическое положение: **обр. № 182/2** – западный берег, обн. 181–182, сл. 8, верхневолжский подъярус; **обр. № 118/15** – мыс Поворотный, сл. 10, верхневолжский подъярус; **обр. № 150/1** – западный берег, обн. 153–180, сл. 17, верхневолжский подъярус; **обр. № 166/3** – мыс Восточный, сл. 14, верхневолжский подъярус–основание бореального берриаса; **обр. № 204/4** – западный берег, обн. 204–206, сл. 14, верхневолжский подъярус; **обр. № 200/1** – восточный берег, обн. 117–036, слои 69–70, средняя часть бореального берриаса; **обр. № 036/1** – восточный берег, обн. 117–036, верхневолжский подъярус; **обр. № 042/3** – восточный берег, обн. 042–049, слои 6–7; **обр. № 122/1** – мыс Поворотный, без точной привязки к разрезу; верхневолжский подъярус–основание бореального берриаса; **обр. № 031/2** – восточный берег, обн. 117–036, основание бореального берриаса.

Для целей стратиграфии нами принята именно эта упрощенная классификация, так как только указанные типы пород и их сочетаний оказалось возможным отразить на всех промеренных колонках в масштабе, пригодном для публикации (см. рис. 2). Несмотря на присутствие разнообразных весьма заметных и нестандартных пластов и их последовательностей, мы не смогли найти ни одного маркирующего горизонта, который можно было бы с уверенностью идентифицировать хотя бы в двух разобренных разрезах.

Изучив все береговые обрывы, мы пришли к выводу о невозможности расчленения разреза на литостратоны из-за невыдержанности признаков по простиранию. По текстурным и литологическим признакам можно было бы обособить лишь самую нижнюю часть разреза, выделив ее в отдельную толщу.

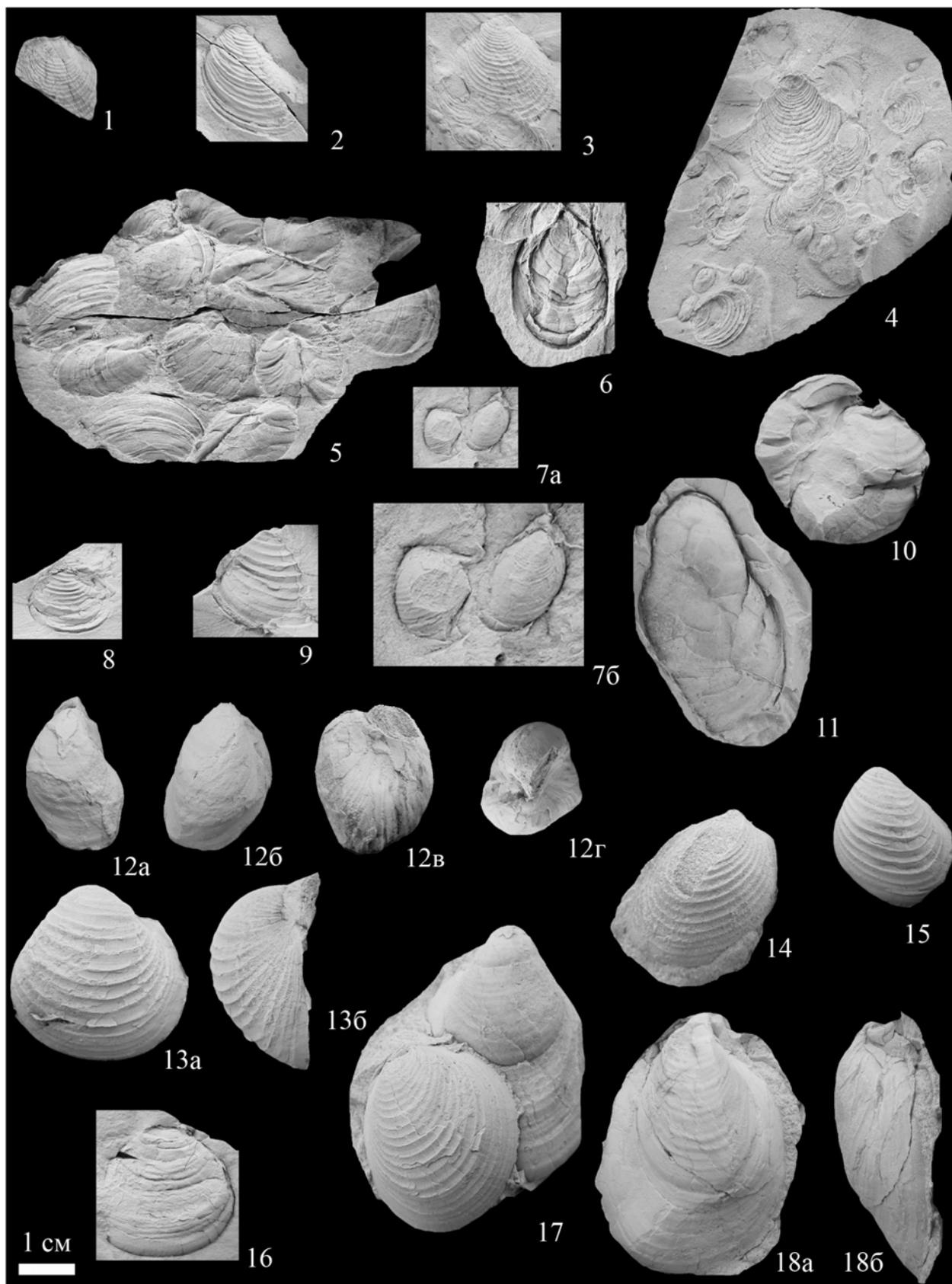
Положение частных разрезов в сводном (см. рис. 2) определялось в соответствии с нашими представлениями об общей структуре. Сводный разрез, построенный по этим критериям, имеет мощность 1100 м. На горе Подлог и на горках, расположенных южнее, этот разрез наращивается вверх от условного нулевого уровня еще более чем на 100 м. Общая мощность терригенного комплекса в исследованной части острова составляет, таким образом, немногим более 1200 м.

БИОСТРАТИГРАФИЯ

Сведения о геологическом возрасте пород о. Столбового основаны на коллекциях бухий (двустворчатые моллюски), собранных предшественниками на двух участках: на севере острова – на территории, соответствующей нижней части разреза [Иванов и др., 1974; Виноградов, Явщиц, 1975], и на юге острова – в верхней части разреза [Воронков, 1958]. Коллекция была мало представительной, и образцы имели плохую сохранность. Этим объясняется тот факт, что таксономические определения были выполнены, преимущественно, в открытой номенклатуре, что заставляет с осторожностью относиться к заключениям о возрасте вмещающих отложений. Надежная диагностика видов бухий возможна лишь при наличии представительных коллекций, позволяющих оценить возрастную, индивидуальную и межпопуляционную морфологическую изменчивость. Благодаря массовым сборам остатков бухий на нескольких ключевых стратиграфических уровнях (раковины бухий были обнаружены на более чем в 20 точках наблюдений, см. рис. 2) нам удалось довольно надежно установить верхневолжский подъярус, бореальный берриас (рязанский ярус) и нижний валанжин на о. Столбовом. Остатки головоногих крайне редки и представлены лишь единичной находкой отпечатка раковины рода *?Voreophylloceras* sp. ind. из отряда Phylloceratida совместно с верхневолжскими бухиями.

Особенности тафономии бухий

Глубоководный турбидитовый комплекс о. Столбовой крайне беден остатками фоссилий. Значительная часть собранного нами материала, как и у предшественников, характеризуется плохой сохранностью. Это связано с сильной уплотненностью сланцев и, соответственно, “расплюснутостью” раковин и их фрагментацией при попытках раскалывания пород по поверхностям напластования. Тем не менее, в некоторых местонахождениях были проведены массовые сборы (до нескольких десятков экземпляров), притом в ряде случаев удалось получить материал хорошей сохранности. Почти все раковины были найдены в коренном или близком к коренному залеганию. В каменистых осыпях под обрывами окаменелости, за редкими исключениями, отсутствуют, поскольку в конце лета осыпи вымываются морскими волнами.



Фототаблица II

Пояснение к фототаблице II.

Фиг. 1. *Buchia* sp. juv., cf. *okensis* (Pavlow, 1905): обр. № 031/3, вид со стороны левой створки.

Фиг. 2. *Buchia* cf. *fischeriana* (d'Orbigny, 1845): обр. № 031/2, вид со стороны левой створки.

Фиг. 3, 4, 8, 9. *Buchia* cf. *okensis* (Pavlow, 1905): 3 – обр. № 031/3, вид со стороны левой створки; 4 – обр. № 031/3, скопление створок после незначительного переноса (параавтохтонный ископаемый танатоценоз); 8, 9 – обр. 184/3, левые створки, вид снаружи.

Фиг. 5. *Buchia* sp. ind., cf. *okensis* (Pavlow, 1905): обр. № 200/1, скопление створок после переноса (аллохтонный ископаемый танатоценоз).

Фиг. 6. *Buchia* ex gr. *uncitoides* (Pavlow, 1905): обр. № 200/1, отпечаток правой створки.

Фиг. 7. *Buchia* sp. juv., cf. *volgensis* (Lahusen, 1888): обр. № 178/12, справа – вид со стороны правой створки, а(х1), б(х2).

Фиг. 10, 11. *Buchia* cf. *volgensis* (Lahusen, 1888): 10 – обр. № 184/1, вид со стороны переднего края; 11 – обр. № 184/1, вид со стороны левой створки.

Фиг. 12. *Buchia uncitoides* (Pavlow, 1905): обр. № 184/2, а – вид со стороны правой створки, б – вид со стороны левой створки, в – вид со стороны переднего края, г – вид со стороны макушек.

Фиг. 13–15, 17. *Buchia inflata* (Lahusen, 1888), обр. № 139/1: 13 – левая створка, а – вид с внешней стороны, б – вид со стороны заднего края; 14 – правая створка, вид с внешней стороны; 15 – левая створка, вид с внешней стороны; 17 – правая створка (в нижней части фото), вид с внешней стороны.

Фиг. 16. *Buchia* cf. *inflata* (Lahusen, 1888): обр. № 113/5, правая створка, вид с внешней стороны.

Фиг. 18. *Buchia keyserlingi* (Trautschold, 1968): обр. № 174/1, правая створка, а – вид с внешней стороны, б – вид со стороны переднего края.

Местонахождение и стратиграфическое положение: **обр. № 031/3** – восточный берег, обн. 117–036, сл. 82, средняя часть бореального берриаса; **обр. № 031/2** – восточный берег, обн. 117–036, сл. 86, основание бореального берриаса; **обр. № 184/3** – западный берег, обн. 135–184, над сл. 19, средняя часть бореального берриаса; **обр. № 200/1** – восточный берег, обн. 117–036, слои 69–70, средняя часть бореального берриаса; **обр. № 178/12** – мыс Малек, обн. 005–024, сл. 1, кровля верхнего берриаса–нижний валанжин; **образцы № 184/1 и 184/2** – западный берег, обн. 135–184, сл. 17, средняя часть бореального берриаса; **обр. № 139/1** – западный берег, обн. 135–184, сл. 14, нижний валанжин; **обр. № 113/5** – мыс Малек, обн. 005–024, сл. 10, кровля верхнего берриаса–нижний валанжин; **обр. № 174/1** – западный берег, обн. 135–184, слои 5–6, нижний валанжин.

Все найденные раковины по тафономическим признакам могут быть разделены на два типа: 1) прижизненные захоронения или слабо перемещенные в тонкообломочных глинистых отложениях; 2) в разной степени перемещенные в песчаниках.

Захоронения в тонкозернистых породах. Чаще всего остатки бухий встречаются в черных аргиллитах. Породы обычно представлены ритмичными пачками, содержащими тонкие прослои алевролита и песчаника. По нашему мнению, аргиллитовые пачки в большинстве случаев не являются классическими пелагическими отложениями. Ритмичное строение является следствием пульсационного оседания мути, связанного с турбидитными потоками. Скопления раковин обычно приурочены к границам ритмов. Частота встречаемости составляла от 1 до 10 раковин на квадратный метр. В тонкозернистых породах нередко встречались преимущественно мелкие автохтонные захоронения раковин. Этот факт может объясняться неблагоприятными условиями выживания личинок на глинистых грунтах в условиях, возможно, дефицита кислорода, о чем свидетельствует присутствие пиритовых конкреций во вмещающих породах на разных стратиграфических уровнях. В одной из черносланцевых пачек обнаружена группа, состоящая из нескольких прижизненно захороненных экземпляров – микропалеопопуляция (фототабл. 1, фиг. 9). Встречались также сходные прижизненные захоронения, состоящие преимущественно из мелких (около 5 мм) юных особей (фототабл. 2, фиг. 4). Эти факты мы объясняем тем, что бухии могли заселять глубоководные илистые грунты в промежутках между сходом мутьевых потоков. В ритмичных пачках на поверхностях плиток алевролита, перекрывающего глинистый осадок, иногда можно видеть слепки разнообразных следов жизнедеятельности мягкотелых донных животных. Возможно, так же как и бухии, эти животные заселяли субстрат в промежутках между эпизодами лавинного накопления осадка.

Захоронения в песчаниках. В песчаниках раковины встречаются редко. В одном местонахождении целая раковина (ядро) находилась на нижней поверхности пласта песчаника. В трех случаях в песчаниках встречены скопления раковин, состоящие из десятков и сотен экземпляров. Дважды такие скопления были приурочены к границам амальгамированных пластов (оба местонахождения в пределах одного мощного пласта). К этому типу отнесены раковины в точке наблюдения 139/1. Раковины имеют хорошую сохранность и располагаются цепочкой в слое мощностью до 15 см непосредственно над границей амальгамации. В третьем случае раковины были приурочены, по-видимому, к эрозионной промоине в подошве мощного пласта массивного турбидитового песчаника. Здесь было найдено самое массовое скопление (174/1). Бухии не имеют закономерной ориентировки, отдельные створки и целые раковины расположены хаотично и обычно заключены в песчаном цементе, но иногда “вдавлены” в аргиллит. Лишь в одном случае раковина была целиком заключена в обломке глинистого песчаника черного цвета. Отдельные раковины встречаются также за пределами “промоины”. Они не деформированы и во многих случаях имеют обе створки (фототабл. 2, фиг. 10, 12). Обилие раковин (сотни экземпляров) в ограниченном объеме – довольно редкое явление для о. Столбовой. Возможны следующие варианты.

1. Раковины могли быть “вымыты” из подстилающих пород. Однако в этом случае вряд ли сохранились бы целые (с обеими створками) раковины. Кроме того, в подстилающих аргиллитах и черных песчаниках за пределами “промоины” раковины не найдены.

2. Бухии с высокой плотностью заселяли западины в рельефе и были захоронены на месте жизни в результате завихрения потока и перемешивания материала.

3. Раковины принесены турбидитным потоком издалека и сгружены в месте завихрения потока.

Седиментологи отдают предпочтение именно этому последнему варианту, полагая, что нетипичная для пород столбовской свиты биотурбированность некоторых обломков пород согласуется с идеей привноса этих обломков из мелководных обстановок. Так, в одном из блоков аргиллита наблюдались крупные (до сантиметра диаметром) круглые в сечении заполненные песком ходы мягкотелых беспозвоночных. В одном случае в песке, цементирующем эти обломки, также встречен прямолинейный ход аналогичного диаметра. Этот ход не заполнен материалом и сохранился полым. Это заключение не согласуется однако с особенностями тафономии: наличием довольно многочисленных целых раковин и отсутствием сортировки раковин по размеру и форме.

Развитие взглядов на биостратиграфию

В изученной нами части острова ранее работал только А.В. Воронков. Из собранной им коллекции бухий только два экземпляра идентифицированы С.В. Черкесовой в открытой номенклатуре: *Aucella* ex gr. *sublaevis* Keys., найденная на водоразделе в 2 км южнее г. Подлог, и *A. cf. concentrica* Fisch. – на западном берегу в 4,5 км к ЗСЗ от г. Подлог. По этим формам был определен валанжин. Первая из находок соответствует интервалу разреза +100 м по нашим построениям. Вторая находка отвечает уровню приблизительно -200 м. Приблизительно на территории второй находки А.В. Воронкова нами собраны многочисленные бухии (таблица), которые указывают на нижневаланжинский возраст вмещающих пород (т.н. 139/1 и 174/1), что подтверждает заключение С.В. Черкесовой. Таким образом, найденные А.В. Воронковым бухии характеризуют лишь верхнюю часть разреза, мощность которой по нашим построениям составляет около 300 м. В нижней части разреза фоссилии были ранее найдены только на севере острова [Иванов и др., 1974; Виноградов, Явшиц, 1975].

В.А. Виноградов, В.В. Иванов и их коллеги изучали стратиграфию северной части острова ранней весной – в то время, когда большинство береговых обрывов полностью покрыто снежниками. По этой причине им удалось описать только участки высоких обрывов на мысе Скалистом (северная оконечность острова) и те, что расположены в трех километрах южнее. В.И. Виноградов и Г.П. Явшиц, кроме того, изучили часть обрывов у мыса Озерного (в 12 км к югу от мыса Скалистого). Таким образом, эти геологи провели весьма ограниченный объем наблюдений на незначительной площади и в неблагоприятное время года. Тем не менее, полученные результаты они распространили на территорию всего острова, что нашло отражение на официальной геологической карте и прилагаемой к ней стратиграфической колонке [Государственная геологическая карта..., 1982].

В.В. Иванов и его коллеги в разрезе мыса Скалистого выделяют пять пачек [Иванов и др., 1974]. В объеме двух нижних пачек существенная доля приходится на тонкообломочные породы, третья и четвертая пачки представляют собой флишоидное переслаивание, в составе пятой преобладают массивные песчаники, образующие мощные пласты. Три верхние пачки охарактеризованы бухиями. В третьей пачке были определены *Aucella cf. bronni* и *A. ex gr. bronni* (оксфорд–киммеридж) (определения В.П. Похиалайна). В четвертой пачке встречены *A. sp.*, напоминающая *A. gabbi*; *A. sp.* – «фрагмент, принадлежащий, возможно, к одной из разновидностей *A. mosquensis*»; *A. cf. fischeriana* и *A. ex gr. okensis*. Последняя отмечена практически в кровле пачки. Формы *gabbi* и *fischeriana* указывают на интервал волжский ярус–берриас для большей части четвертой пачки. В пятой пачке найдены раковины нескольких видов: *A. aff. okensis*, *A. ex gr. okensis*, *A. aff. volgensis*, *A. aff. robusta*, *A. aff. andersoni*. Как полагал В.П. Похиалайн, возраст стратиграфически самого высокого комплекса находится в пределах берриаса–валанжина. Таким образом, нижняя часть разреза была отнесена к оксфорду и киммериджу, а верхняя – к берриасу и валанжину. Как видно из приведенного перечня видов, все они определены в открытой номенклатуре, что не позволяет однозначно судить о возрасте вмещающих пород. Кроме того, в списке отсутствуют ключевые для валанжина виды. Но, главное, в публикациях приведены лишь латинские названия видов, без изображений, что не позволяет судить о достоверности их идентификаций.

В.А. Виноградов и Г.П. Явшиц расчленили изученный разрез северной части острова на четыре толщи. Нижняя отличается присутствием пакетов, сложенных преимущественно аргиллитами. Обнажено 60 м (верхние 30 м – пачка с резким преобладанием аргиллитов), не обнажено 300 м, всего – 360 м. Вторая толща представлена переслаиванием песчаников, алевролитов и аргиллитов общей мощностью 300 м. Третья – аналогична пачке 5 Иванова (см. выше) – 106 м. Четвертая – включает фрагмент флишоидного переслаивания, описанный на мысе Озерный (200 м). Эти геологи собрали 14 экземпляров раковин бухий, значительная часть которых диагностирована как *Buchia* sp. Часть раковин сохранила признаки, на основании которых были идентифицированы: *Buchia mosquensis* (низы второй толщи); *B. fischeriana*, *B. rugosa* (верхи второй толщи); *B. okensis* (низы третьей толщи); *B. fischeriana*, *B. nucliformis*, *B. lahusei* (четвертая толща) (определения выполнены М.Д. Бурдыкиной при консультации Н.И. Шульгиной). Лишь два экземпляра из четвертой толщи уверенно диагностированы как *B. fischeriana* и *B. lahusei*, что позволило установить возраст пород в интервале волжский ярус–берриас. В целом авторы делают осторожный вывод о том, что возраст терригенного комплекса в северной части о. Столбовой находится в пределах волжского яруса–берриаса.

Возраст слоев с бухиями

В изученном нами сводном разрезе южной части острова, охватывающем примерно 800 м, стратиграфически снизу вверх нами выделяются три интервала с характерными комплексами бухий: 1) *Buchia terebratuloides* (Lah.), *B. piochii* (Gabb), *B. unschensis*; 2) *B. ex gr. unschensis*, *B. cf. fischeriana*, *B. ex gr. okensis*, *B. uncitoides*, *B. cf. volgensis*; 3) *B. inflata*, *B. keyserlingi*. Интервалы разреза, в пределах которых встречены указанные комплексы, могут быть обозначены как биостратоны ранга “слоев с фауной” [Стратиграфический кодекс России, 2006]. Поскольку фоссилии встречены лишь на отдельных, довольно узких стратиграфических

Схема корреляции слоев с бухиями Арктики и обрамления Северной Пацифики

Ярус, подъярус	Северная Сибирь [Захаров, 1981]	о. Столбовой (Новосибирские острова) наст. работа	Северо-Восток России [Паракецов, Паракецова, 1989]	Северная Калифорния [Захаров, 2004]
Нижний валанжин	Keyserlingi	Нет фоссилий	Crassa	Keyserlingi
	Inflata	Inflata	Inflata	?Pacifica Inflata
Бореальный берриас (рязанский ярус)	Tolmatschowi	Uncitoides	Sibirica Vulgensis	Uncitoides
	Jasikovi		Okensis Unschensis	
	Okensis	Okensis Unschensis		Okensis ?aff. Vulgensis
	Unschensis			
Верхне-волжский подъярус		Terebratuloides Piochii	Terebratuloides Tenuicollis	Piochii
	Obliqua			
Средне-волжский подъярус (часть)	Taimyrensis		Fischeriana Piochii	Elderensis

Пунктиром обозначена граница между юрой и мелом.

уровнях, между которыми значительные интервалы (иногда охватывающие десятки и даже сотни метров, включая пробелы в обнаженности) совсем не охарактеризованы фауной, то между выделенными биостратонами нет смыкаемости, и границы в разрезе (= лимитотипы) обозначены довольно условно (см. рис. 2). Тем не менее, основываясь на стратиграфическом анализе отдельных видов и биостратиграфической корреляции с разрезами близлежащих территорий, оказалось возможным установить геологический возраст пород на уровне ярусов во временном интервале от верхневолжского подъяруса (верхняя юра) до нижневаланжинского подъяруса (нижний мел), включая бореально-берриасский (= рязанский) ярус.

Слои с *Buchia terebratuloides* (Lah.), *B. piochii* (Gabb), *B. unshensis* (Pavl.) на основе совместного распространения видов и сопоставления с разрезами Северного полушария примерно соответствуют верхне-волжскому подъярису верхнеюрского отдела. Хотя все входящие в комплекс виды пересекают границу юры и мела, однако только *B. unshensis* количественно преобладает в верхневолжском подъяресе и нижней части бореального берриаса (включая основание зоны *Nectoroceras kochi*) во многих разрезах Арктической биогеографической области: на севере Восточной и Западной Сибири [Захаров, 1981; Баженовский горизонт..., 1986], в бассейне р. Печоры [Месежников и др., 1979], в Восточной Гренландии [Surlyk, Zakharov, 1982], на островах Канадского арктического архипелага [Jeletzky, 1965, 1984]. Вид *B. terebratuloides* идентифицирован надежно (фототабл. 1, фиг. 4–12, 19). Биозона *B. terebratuloides*, если судить по литературным данным, охватывает весь верхневолжский подъярус и бореальный берриас [Герасимов, 1955; Ершова, 1983; Паракецов, Паракецова, 1989; Атлас моллюсков..., 1990], но в берриасе Арктики этот вид не поднимается выше зоны *Nectoroceras kochi* [Захаров, 1981; Jeletzky, 1984]. Притом, эпиболей вида в гипостратотипе на Русской плите (у с. Кашпир) и в бассейне р. Печоры ограничена зонами *Craspedites subditus* и *C. nodiger* (личные наблюдения), а на севере Восточной Сибири (р. Хета) их аналогами – зонами *C. okensis* и *C. taimyrensis* [Захаров, 1981]. Вид *B. piochii* принимается нами в широком объеме [Imlay, 1959]. Количественно он резко уступает двум другим видам, но в определении мы не сомневаемся (фототабл. 1, фиг. 1–3). Биозона *B. piochii* s.l. простирается от верхней части средневолжского подъяруса до основания бореального берриаса (но, вероятно, не выше зоны *Praetollia taunsi*) с эпиболей в верхней части верхневолжского подъяруса. Таким образом, возрастной интервал слоев с *Buchia terebratuloides*, *B. piochii*, *B. unshensis*, возможно, несколько шире верхневолжского подъяруса и формально соответствует бухиазоне *Buchia unshensis*. Однако, учитывая то, что в комплексе присутствуют *B. piochii* и в нижней части (нижние 640 м разреза) преобладают *B. terebratuloides*, мы ограничили этот интервал верхневолжским подъярусом. Во внимание принималась также региональная корреляция (см. соответствующий раздел).

Слои с *B. ex gr. unshensis* (Pavl.), *B. cf. fischeriana* (d'Orb.), *B. ex gr. okensis* (Pavl.), *B. uncitoides* (Pavl.), *B. cf. vulgensis* (Lah.) охватывают всего 60 м разреза (см. рис. 2). Однако их нижняя граница принята условно. Так что, вполне возможно, что мощность слоев превышает 100 м (см. рис. 2). В этом списке надежно идентифицирован только один вид – *B. uncitoides* (фототабл. 2, фиг. 12), который указывает на среднюю часть бореального берриаса. Нижняя граница слоев принята по появлению *B. cf. vulgensis* (фототабл. 2,

фиг. 7, 10, 11) в основании разреза по точкам наблюдения 132–080, а кровля условно принята по последним находкам этого вида и в подошве слоя с *B. cf. inflata*. Практически по всему интервалу встречается *B. okensis*, определенная, правда, только в открытой номенклатуре (фототабл. 1, фиг. 21, 22; фототабл. 2, фиг. 1, 3, 4, 8, 9). Возможный объем рассматриваемых слоев обсуждается в разделе “Корреляция”.

Слои с *B. inflata* (Lah.), *B. keyserlingi* (Trtd.) датируются наиболее надежно, поскольку указанные виды представлены многими десятками экземпляров хорошей и удовлетворительной сохранности (фототабл. 2, фиг. 13–18). Комплекс бухий однозначно свидетельствует о нижневаланжинском возрасте слоев. Предполагаемая их суммарная мощность составляет около 200 м (см. рис. 2). Нижняя граница проведена по появлению *B. cf. inflata* в точке наблюдений 113/5 (фототабл. 2, фиг. 16).

Внутри- и межрегиональная корреляция слоев с бухиями

Наиболее близкая последовательность слоев с бухиями существует на территории Северо-Восточной Азии [Паракецов, Паракецова, 1989]. К этому региону, если исходить из строения разреза (типам пород, турбидитной природе слоев и значительным мощностям разреза), следует отнести о. Столбовой. Здесь, как и на северо-восточной части материка, пограничные ярусы юры и мела характеризуются очень близкими по таксономическому составу последовательностями слоев с бухиями (см. таблицу). Верхневолжский подъярус в схемах К.В. и Г.В. Паракецовых обнимает слои с *terebratuloides* и *tenuicollis*. Поскольку последний вид мы включаем в объем *Buchia piochii*, то приходим к выводу о примерном соответствии объема нижних слоев разреза на о. Столбовом и на Северо-Востоке России (см. таблицу). Бореальный берриас на Северо-Востоке разделен по бухиям на два биостратона: слои с *unschensis-okensis* и слои с *volgensis-sibirica*. В принципе, берриас на о. Столбовом также можно было бы разделить на слои с *unschensis-okensis* с количественным преобладанием последнего вида под слоем с *B. uncitoides* и с этим последним видом. *B. volgensis* (определенный в открытой номенклатуре) распространен (как и повсюду в Арктике) в пределах всего берриаса. Однако, учитывая надежное определение только одного вида комплекса – *B. uncitoides*, объем слоев со всеми пятью видами был включен в берриас. Слои с *inflata* и *keyserlingi* коррелируются нами со слоями с *inflata-crassa* Северо-Востока (см. таблицу). Следует заметить, что мы всегда рассматривали *B. crassa* в объеме *B. inflata* [Захаров, 1981]. С большой долей уверенности мы предполагаем, что слои с *inflata* и *keyserlingi* на о. Столбовом обнимают лишь бухиазону *inflata* нижней валанжина. Второй вид в этом комплексе количественно резко (второе) уступает виду-индексу бухиазоны.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Сравнение последовательности бухиакомплексов на о. Столбовом с наиболее полной (и территориально самой близкой) на севере Восточной Сибири показывает, наряду с большой общностью, некоторую, иногда существенную, разницу. Например, в комплексах бухий верхневолжского подъяруса на п-ове Нордвик отсутствует вид *Buchia piochii*, а в интервале переходных между юрой и мелом слоев резко преобладает *B. unshensis*. В средней части берриаса на п-ове Нордвик не встречены *B. uncitoides*, но найдены *B. tolmatschowi*. Сравнение последовательности бухиакомплексов о. Столбовой с таковой Северной Калифорнии приводит к выводу об их значительном сходстве (см. таблицу). Таким образом, комплексы бухий в пограничных слоях юры и мела на о. Столбовом более близки к таковым Северной Пасифики (Северо-Востока Азии и Тихоокеанского побережья США), чем Северной Сибири и Приатлантической Арктики (Восточная Гренландия, Шпицберген, Лофотенские острова) [Zakharov et al., 1981; Surlyk, Zakharov, 1982; Ершова, 1983].

Работа выполнена при поддержке Программы ОНЗ РАН № 14.

Литература

- Атлас моллюсков и фораминифер морских отложений верхней юры и неокома Западно-Сибирской нефтегазоносной области. Т. 1. Стратиграфический очерк. Моллюски. М.: Недра, 1990. 286 с.
- Баженовский горизонт Западной Сибири. Новосибирск: Наука, 1986. 217 с.
- Виноградов В.А., Явшиц Г.П. Стратиграфия верхнеюрских и нижнемеловых отложений северной части острова Столбовой // Геология и полезные ископаемые Новосибирских островов и острова Врангеля. Л.: НИИГА, 1975. С. 38–42.
- Воронков А.В. Геологическое строение острова Столбового архипелага Новосибирские острова // Сборник статей по геологии Советской Арктики. Вып. 9. Л.: НИИГА, 1958. С. 37–43.
- Герасимов П.А. Руководящие ископаемые мезозоя центральных областей Европейской части СССР. Ч. 1. М.: Госгеолтехиздат, 1955. 379 с.
- Государственная геологическая карта СССР. Масштаб 1:200 000. Лист S-53-VI, VII, XII, XIII (о. Столбовой). Л.: ВСЕГЕИ, 1982.
- Ершова Е.С. Объяснительная записка к биостратиграфической схеме юрских и нижнемеловых отложений архипелага Шпицберген. Л.: ПГО “Севморгеология”, 1983. 88 с.
- Захаров В.А. Бухииды и биостратиграфия бореальной верхней юры и неокома. М.: Наука, 1981. 271 с.
- Захаров В.А. 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., 2004. С. 31.
- Иванов В.В., Клубов Б.А., Похилайнен В.П. Новые данные по геологии о-ва Столбовой (Новосибирский архипелаг) // Докл. АН СССР. 1974. Т. 216. № 4. С. 879–880.
- Кузьмичев А.Б., Соловьев А.В., Гоникберг В.Е. и др. Синколлизонные мезозойские терригенные отложения о. Большой Ляховский (Новосибирские острова) // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2006. Т. 14. № 1. С. 33–53.
- Месежников М.С., Захаров В.А., Шульгина Н.И., Алексеев С.Н. Стратиграфия рязанского горизонта на р. Оке // Верхняя юра и граница ее с меловой системой. Новосибирск: Наука, 1979. С. 71–81.

- Паракецов К.В., Паракецова Г.И. Стратиграфия и фауна верхнеюрских и нижнемеловых отложений Северо-Востока СССР. М.: Недра, 1989. 298 с.
- Стратиграфический кодекс России. Издание третье. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2006. 96 с.
- Drachev S.S., Savostin L.A., Groshev V.G., Bruni I.E. Structure and geology of the continental shelf of the Laptev Sea, Eastern Russian Arctic // *Tectonophysics*. 1998. Vol. 298. P. 357–393.
- Imlay R.W. Succession and speciation of the pelecypod *Aucella* // *U.S. Geol. Surv., Prof. Paper* 314-G. 1959. P. 155–169.
- Jeletzky J.A. Late Upper Jurassic and early Lower Cretaceous fossil zones of the Canadian Western Cordillera, British Columbia // *Bull. Geol. Surv. Canada*. 1965. No. 103. P. v-x, 1–70.
- Jeletzky J.A. 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.* 1984. No. 27. P. 175–256.
- Mutti E. Turbidite Sandstones. Instituto di Geologia, Universita di Parma, AGIP. 1992. 276 p.
- Surlyk F., Zakharov V.A. Buchiid bivalves from the Upper Jurassic–Lower Cretaceous of East Greenland // *Palaeontology*. 1982. Vol. 25. Pt. 4. P. 727–753.
- Zakharov V.A., Surlyk F., Dalland A. Upper Jurassic–Lower Cretaceous *Buchia* from Andoy, Northern Norway // *Norsk Geologisk Tidsskrif*. 1981. Vol. 61. P. 261–269.

ЗНАЧЕНИЕ НЕКОТОРЫХ ОСОБЕННОСТЕЙ *TASMANITES* NEWTON, 1875 И ИХ ПРИМЕНЕНИЕ В КАЧЕСТВЕ МАРКЕРОВ ДЛЯ СТРАТИГРАФИИ И ГЕОХИМИИ

Е.Н. Здобнова, С.Б. Остроухов

ООО “ЛУКОЙЛ-ВолгоградНИПИморнефть”, Волгоград

SOME PECULIARITIES OF THE *TASMANITES* NEWTON, 1875 AND THEIR USE AS MARKERS IN STRATIGRAPHY AND GEOCHEMISTRY

E.N. Sdobnova, S.B. Ostroukhov

LUKOIL-VolgogradNIPImorneft Ltd., Volgograd

Нижнемеловые отложения Каспийского региона являются перспективными для залежей нефти и газа. Нефтеносные материнские комплексы пород достаточно хорошо охарактеризованы скоплениями микрофитофоссилий. Палиноморфы представлены многочисленными спорами, пылью, диноцистами, акритархами и прازیнофитами, преимущественно *Tasmanites*.

Тасманаци, распространенные с докембрия, являются интереснейшим объектом исследования ввиду приуроченности их массовых скоплений к нефтеносным комплексам и служат некими природными маркерами. Известно, что в нефтематеринских породах генерируются углеводороды в процессе катагенетического преобразования керогена под влиянием теплового потока. Вместе с керогеном и присутствующими в нем зелеными водорослями *Tasmanites* происходит преобразование вмещающих их пород.

В связи с особенностями морфологии, стратиграфического распространения, экологической и палеогеографической приуроченности эта группа прازیнофитовых водорослей была выбрана объектом для разработки палинологического метода установления палеотемператур по цветовой гамме цист прازیнофитов. Это один из методов, альтернативных методу отражательной способности витринита. В то же время его использование с учетом витреновой составляющей (при ее наличии) обеспечивает комплексный литолого-палинологический подход к оценке катагенеза.

Представители рода *Tasmanites*, которым посвящена эта работа, относятся к семейству Halosphaeraceae, входящему в класс Prasinophyceae отдела Chlorophyta [Taugourdeau-Lantz, 1979]. Prasinophyceae, класс одноклеточных жгутиковых зеленых водорослей, включают два отряда: Pyramimonadales и Halosphaerales. В последнем отряде находятся *Pachysphaera* Ostenfeld, 1899, *Pterosperma* Pouchet, 1894, *Halosphaera* Schmitz, 1879, к которым и относится группа ископаемых, обозначаемых *Tasmanites* (название происходит от тасманита – водорослевого пермского угля острова Тасмания), известных с кембрия.

Современные тасманитовые имеют две стадии жизненного цикла: подвижную жгутиковую и неподвижную цистовую. Образование зародышей цисты и инцистирование является неотъемлемой частью репродуктивного цикла [Taugourdeau-Lantz, 1979]. Объектом исследований палинологов в геологии и геохимии являются различия цистовых стадий прازیнофитов, зависящие от степени катагенеза.

Таугурдо-Ланц в своей работе показала сходство и биологическое родство ископаемых цист *Tasmanites* cf. *tardus* Eisenack и *Leiosphaeridia* Eisenack из Британского лейаса с современным фитопланктоном *Pachysphaera pelagica* Ostenfeld и *Halosphaera minor* Ostenfeld. В предложенной в 1963 г. классификации Dawnie, Evitt и Sarjeint роды *Tasmanites* Newton и *Leiosphaeridium* Eisenack отнесены к семейству Chlorophyceae.

Спорово-пыльцевые комплексы с Tasmanitaceae, представленные в данной работе, выделены из нижнемеловых отложений акватории Каспия. Среди изученных прازیнофитов встречаются *Tasmanites medius* Eis., *T. tardus* Eis., *T. kaljoi* Tim., *T. martinsonii* Eis., *T. morai* Som., *Tasmanites* sp., *Leiosphaeridia* sp. Гетерохронные палинокомплексы, как правило, содержат споры, пыльцу, цисты зеленых водорослей, акритархи, диноцисты, одни и те же таксоны которых различаются по интенсивности цветовой гаммы (от светло-желтого до темно-коричневого и черного цветов).

Изменение цвета оболочек палиноморф данных комплексов является отражением трансформации их химического состава, происходящего в недрах под воздействием, в первую очередь, температурного поля. Таким образом, исходя из этого, постепенное изменение цвета оболочек цист палиноморф в ряду от светло-желтого с зеленоватым оттенком – желтого – оранжевого – коричневого и до черного используется в качестве “показателя термической измененности” или, как принято считать, показателя “зрелости” керогена [Ровнина, 1984]. Это легло в основу создания палеотемпературной шкалы, разработанной на основе одноклеточных водорослей *Tasmanites* [Здобнова, Остроухов, 2004].

Связь цвета *Tasmanites* и палеотемпературы была выявлена на большом количестве образцов с достоверно установленной температурой вмещающих пород, а также с использованием эталонных образцов [Здобнова, Остроухов, 2004, 2005]. Эталоны получены по специально разработанной методике изучения изменения цвета *Tasmanites* из верхнего силура (лудлов) Алжирской Сахары в лабораторных условиях под действием теплового потока в интервале температур от 60 до 200 °С и апробированы на разрезах палеозоя Волгоградского Заволжья [Здобнова, Остроухов, 2006; Здобнова и др., 2007].

На основании цветных характеристик эталонов была создана палеотемпературная шкала на основе *Tasmanites* (от светло-желтого до темно-коричневого – черного), соответствующая диапазону температур 80–200 °С. Исследования [Рагозина, Остроухов, 2002; Здобнова, Остроухов, 2004, 2005] легли в основу детализированной эталонной цветооттеночной шкалы. Шаг изменения цветооттеночной гаммы (индексы цвета) для *Tasmanites* выбран в размере 20 °С. При применении метода цвет определяемых празиофитов сопоставляется с цветом эталонной цветовой шкалы, созданной на базе *Tasmanites*, претерпевших необратимые изменения спорополленина в широком диапазоне температур.

Изучение уровня катагенеза рассеянного органического вещества с целью определения палеотемператур по цистам *Tasmanites* проводилось на разрезах нижнего мела акватории Северного Каспия. К примеру, одинаковые значения восстановленных палеотемператур 80 °С сверху вниз по разрезу, мощностью около 200 м, получены из нижнемеловых отложений центральной части акватории Каспия (скважины Ракушечная-2, 4, 6; Центральная-1) при геотермическом градиенте 3,3°/100 м. Это свидетельствует об относительной непрерывности осадконакопления нижнемеловых отложений разреза в этой части Каспия.

Представители рода *Tasmanites* Newton находятся в различных соотношениях со спорами, пылью и другим микрофитопланктоном, которые вместе с празиофитами используются для восстановления палеотемператур. По выбранным таксонам спор и микрофитопланктона также разрабатываются палеотемпературные шкалы. Это было использовано при исследованиях разреза мезозойских отложений Восточной части акватории Каспия (скв. Тюб-Караган-1), где установленное по палеонтологическим данным стратиграфическое несогласие было подтверждено палеотемпературным несогласием. Резкий скачок значений палеотемператур от ПК₂₋₃ до МК₄ зафиксирован в смежных образцах, выделенных из пограничных отложений триаса и юры в разрезе скв. Тюб-Караган-1. В образцах из разрезов перечисленных скважин установление палеотемператур проводилось по цвету более светлых представителей *Tasmanites* (in situ) и переотложенных, преобразованных водорослей с определением стадий катагенеза рассеянного органического вещества. Для установления палеотемператур кроме одноклеточных водорослей были привлечены и споры, которые превалировали в образцах.

Цисты *Tasmanites* позволили определить и проследить стадии катагенеза рассеянного органического вещества, что выявило факт переотложения ископаемых форм.

Степень зрелости органического вещества определяется по самой низкой палеотемпературе, в данном случае по 80 °С. *Tasmanites* с палеотемпературами в 80 °С – in situ, остальные же водоросли, подверженные более высоким температурам – 100, 140, 170 °С, являются переотложенными.

Возможности использования палеотемпературного метода позволяют:

1) подтвердить относительную последовательность (непрерывность) формирования нижнемеловых отложений в разрезах Филановского месторождения и других, если значения палеотемператур постепенно увеличиваются сверху вниз по разрезу (эти данные позволяют рассчитывать геотермический градиент для исследуемого участка);

2) выявить палеотемпературные несогласия, подтверждающие стратиграфические (палеотемпературные несогласия выражены в скачке значений палеотемператур в смежных в образцах: в скв. Тюб-Караган-1 разница значений палеотемператур на границе триасовых и юрских отложений достигает $\Delta T = 100$ °С, что свидетельствует о сокращенной мощности (в данном случае, триасовых и юрских отложений), помогая дать представление о мощной толще размытых образований);

3) проследить поверхности эрозийных размывов и слоев (толщ) привноса органического вещества, которые фиксируются с помощью разных значений палеотемператур (цветовая гамма *Tasmanites*, характерная для гетерохронных палиноспектров, изменяется от желтого до черного в одном образце).

Несомненно, что описанный метод имеет большое значение не только для геохимических исследований в целях определения палеотемператур и степени зрелости рассеянного органического вещества, являясь весьма ценным при оценке перспектив нефтегазоносности, но и для стратиграфии и восстановления истории геологического развития региона.

Литература

Здобнова Е.Н., Остроухов С.Б. Празиофиты – индикаторы степени катагенеза рассеянного органического вещества // ТЭК России – основа процветания страны: Сб. докл. конф. СПб., 2004. С. 391–395.

Здобнова Е.Н., Остроухов С.Б. Роль тасманцев в установлении степени катагенетического преобразования органического вещества // Перспективы нефтегазоносности Нижнего Поволжья и Азово-Каспийского региона: Тр. ООО “ЛУКОЙЛ-ВолгоградНИПИморнефть”. Волгоград, 2005. Вып. 64. С. 231–237.

Здобнова Е.Н., Остроухов С.Б. Сравнительный анализ степени катагенеза РОВ комплексным палинологическим методом (на примере скважины 1 Ахтубинской) // Вопросы геологии и разработки месторождений нефти и газа: Тр. ООО "ЛУКОЙЛ-ВолгоградНИПИморнефть". Волгоград, 2006. Вып. 65. С. 144–147.

Здобнова Е.Н., Остроухов С.Б., Рагозина А.Л. Значение планктонных водорослей рода *Tasmanites* при определении степени зрелости органического вещества // Палеонтология, палеобиогеография и палеоэкология: Материалы LIII сессии Палеонтологического об-ва при РАН. Санкт-Петербург, 2007. С. 57–59.

Рагозина А.Л., Остроухов С.Б. Морфология, состав и ультраструктура микрофоссилий рода *Tasmanites* Newton, 1875 в нефтеносных отложениях Алжирской Сахары // Методические аспекты палинологии: Тез. докл. X Всерос. палинологической конф. Москва, 2002. С. 212–215.

Ровнина Л.В. Методика определения исходного типа и уровня катагенеза рассеянного органического вещества палинологическим методом. РД-39-11-1142-84. М: ИГиРГИ, 1984. 17 с.

Taugourdeau-Lantz J. Les Tasmanacees, Kystes de Prasinophyceae Fossiles // Bull. Cent. Rech. Explor.-Prod. Elf-Aquitaine (2nd International Symposium in Fossil Algae). 3/2. Pau, 1979. P. 833–841.

УСЛОВИЯ СЕДИМЕНТАЦИИ МЕЛОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ЕНИСЕЙ-ХАТАНГСКОГО БАСЕЙНА И ПРИЛЕГАЮЩИХ РАЙОНОВ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ

О.Н. Злобина

Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН, Новосибирск

SEDIMENTARY ENVIRONMENTS OF CRETACEOUS DEPOSITS OF YENISEI-KHATANGA BASIN AND NEAR WESTERN SIBERIA AREAS

O.N. Zlobina

Trofimuk Institute of Petroleum Geology and Geophysics, SB RAS; Novosibirsk

На данной территории, согласно схеме фациального районирования, граница между юрской и меловой системами проводится в разрезах яновстанской и гольчихинской свит [Решение..., 2004]. Гольчихинская свита в верхней части является стратиграфическим аналогом яновстанской. На сегодняшний день автор не располагает достаточными основаниями для выделения гольчихинской свиты в какой-либо из 46 изученных скважин. Некоторые результаты исследований мезозойских отложений, вскрытых в пределах района исследований, были опубликованы автором ранее [Злобина, 2007]. Установлено, что в конце юрского периода Енисей-Хатангский бассейн находился в области умеренно-холодного климата. Вариации с понижением палеотемператур привели к неинтенсивному преобразованию вещества в корах выветривания и формированию полиминерального глинистого комплекса с преобладанием гидрослюды. Верхнеяновстанская подсвита формировалась на глубинах от 50 до 200 м. Зафиксированные колебания уровня моря, возможно, были связаны с сокращением количества осадков над бассейном и в областях водосбора потоков, выпадающих в акваторию.

В разрезе нижнемеловых отложений изучены нижнехетская, суходудинская, малохетская свиты. Нижнехетская свита (толщиной 14–220 м) имеет более высокие показатели кажущегося удельного сопротивления (КС) по сравнению с яновстанской. Граница между свитами проводится по уровню наибольшего падения значений гамма-каротажа (ГК) на фоне постепенного или резкого пикообразного возрастания показателей КС. В основании нижнехетской свиты залегают песчаники (толщиной от нескольких сантиметров до первых метров) светло-серые, мелкообломочные, прослоями известковистые, с включениями тонкого углефицированного растительного детрита (УРД), интракластического материала тонколинзовидно-волнисто-, мелкокосослойчатые за счёт намывов на плоскостях наслоения водорослевого детрита. В целом, толща сложена тонким переослаиванием разных типов пород: мелкообломочных алевролитов светло-серых, серых, коричневатых алевритистых; крупнообломочных алевролитов светло-серых песчаных и песчаных; мелкообломочных алевролитов темно-серых глинистых до алевроаргиллитов; аргиллитов темно-серых, прослоями коричневатых (сидеритизированных), алевритистых, трещиноватых (трещинки выполнены кальцитом). Наблюдаются включения пирита, тонкого и мелкого УРД, редкого раковинчатого детрита. Слоистость субгоризонтальная, тонкая линзовидная, волнисто-линзовидная, в пределах отдельных линз – мелкая косая, градиционная. Отмечаются горизонтальные следы жизнедеятельности бентосных организмов. На некоторых уровнях породы известковистые. По результатам рентгеноструктурного анализа фракции <0,002 мм, в составе алевритоглинистых пород преобладает хлорит (40–50 %), несколько меньше слюды типа 2M₁ (35–45 %). Каолинит присутствует в количестве 10–15 %, смешанослойные минералы (иллит/смектит) – до 10 %. Содержание C_{орг.} – от 2,32 % в нижней до 0,33 % в верхней части свиты. Титановый модуль (ТМ) выше, чем в подстилающих отложениях (0,051–0,057), а индекс химического выветривания ниже (64,9–65,2), что свидетельствует о смене обстановок на менее глубоководные – прибрежные – в условиях дальнейшего похолодания (гидролизатный и алюмокремниевый модули имеют самые низкие значения). Индикатор Fe/Mn изменяется в диапазоне 131–152 и также фиксирует небольшие глубины осадконакопления. По показателю Fe_{пир.}/C_{орг.} осадконакопление нижней части свиты происходило в морских условиях (>1), а средней и верхней – в пресноводных (0,26–0,33). Падение уровня моря, обусловленное климатическими факторами, способствовало выведению на поверхность крупных аккумулятивных форм прибрежной полосы. Вероятно, их последующий размыв и переотложение сформировали большую часть разреза нижнехетской свиты.

Суходудинская свита (толщиной 234–356 м) залегает на нижнехетской, по данным каротажа отличается от подстилающих отложений значительно возрастающими показаниями ГК, в некоторых скважинах до уровня, сопоставимого с характеристиками верхнеяновстанской подсвиты. Кроме того, наблюдается дальнейшее увеличение значений КС, достигающих максимальных отметок в средней части суходудинской свиты, однако в кровле отмечается характерный тренд на снижение, узнаваемый в различных скважинах. В пределах данного участка разреза, на уровне максимального падения КС, проводится граница между суходудинской и залегающей выше малохетской свитами. Для последней характерно резкое пикообразное возрастание КС вплоть до появления значений второго масштаба. В описанных по керну интервалах бурения суходудинская свита имеет ритмичное строение. В основании ритмов залегают песчаники светло-серые, средне-мелкообломочные (толщиной до 3 м), линзовидно-слоистые, участками массивные. Выше наблюдаются пачки (толщиной до 10 м) с разнопорядковым переслаиванием алевритоглинистых пород, среди которых выделяются относительно однородные прослои алевролитов разных типов и слойки с частым тонким переслаиванием алевролитов светло-серых разнообломочных и аргиллитов темно-серых алевритистых. Алевролиты светло-серые, крупнообломочные, песчаные до песчаников мелкообломочных алевритовых с включениями большого количества УРД (фрагментов стеблей растений и тонкого детрита) и темно-серые, мелкообломочные, глинистые, доломитизированные с крупными углистыми отпечатками на плоскостях наслоения, включениями пирита, массивные. Состав глинистой фракции <math><0,002\text{ м}</math>, выделенной из аргиллитов, такой же, как в нижнехетской свите. Среди карбонатных минералов примесей (кальцит, доломит) появляется сидерит. Для суходудинской свиты характерно также наличие глауконита, в некоторых разрезах фиксируются маломощные углистые прослои. Слоистость горизонтальная, прерывистая, деформированная до слабо волнистой, обусловлена намывами углисто-глинистого материала, нарушена процессами оползания, взмучивания и биотурбацией. Отмечаются текстуры (серии пучков), типичные для приливно-отливной зоны [Обстановки..., 1990]. Изменения значений титанового модуля и элементного фацеального индикатора Fe/Mn (прямая корреляция) свидетельствуют о неоднократных колебаниях уровня моря во время накопления суходудинской свиты. Наибольший интерес представляет верхняя часть разреза с трендом снижения КС. На данном участке отношение Fe/Mn уменьшается до 125, а показатель ТМ возрастает до 0,062, т.е. в относительно более глубоководных условиях накапливался материал, характерный для прибрежных обстановок. Пилообразная кривая кавернометрии с амплитудой до 48 см и керновый материал свидетельствуют о глауконит-глинисто-алевролитовых породах, аналогичных сиговской свите (оксфорд–кимеридж). Возможно, осадки формировались в зоне действия морских течений с непостоянным гидродинамическим режимом и изменчивым направлением. Циркуляция вод способствовала своеобразному распределению микрофауны и смешиванию фаунистических остатков различных временных срезов (переотложение). Анализируя отношение серы сульфидной к MnO, можно предполагать, что нижняя и средняя части суходудинской свиты формировались в преимущественно восстановительных условиях (значения показателя варьируют от 18,75 до 27,89), а верхняя – в неоднократно и резко меняющемся окислительно-восстановительном режиме (5,60–15,87). По данным индекса химического выветривания зафиксировано три уровня со значениями, близкими к 70 (68,6–71,2), тогда как в остальной части разреза показатели аналогичны нижнехетской свите. Периодические вариации климата в сторону гумидизации лишь на небольшие промежутки геологического времени приводили к мелким трансгрессиям. В целом, суходудинская свита формировалась в прибрежно-морских обстановках, в условиях переменного (от умеренно-холодного к умеренно-теплому) климата с невысокой влажностью.

Признаки смены обстановок седиментации на близкие к континентальным прослеживаются далее вверх по разрезам. В малохетской свите (толщиной 480–1640 м) – ритмично построенной толще – выделяется более 25 ритмов различной мощности. В каждом ритме нижняя часть представлена пластом песчаников и/или алевропесчаников, а верхняя – алевритоглинистой пачкой с углистыми слойками в кровле. В нижней подсвите толщины песчаников составляют от 7 до 20 м, глинистых пачек – от 5 до 16 м, в целом, ритмов – от 12,5 до 35 м, углистые прослои редки и маломощны. Песчаники и алевропесчаники, светло-серые, голубоватые, мелкообломочные, участками глинистые, с редкими включениями тонкого УРД, волнисто-линзовидно-слоистые. Слоистость обусловлена намывами глинистого материала, нарушена биотурбацией и взмучиванием. Следы жизнедеятельности воронкообразной формы. В алевритоглинистых пачках наблюдается разнопорядковое переслаивание следующих типов пород: аргиллитов темно-серых, голубоватых, зеленоватых алевритовых/алеверитистых с очень редкими включениями мелкого УРД и зеркалами скольжения; алевролитов серых, темно-серых, мелкообломочных, глинистых, с включениями раковинчатого детрита, тонко рассеянного пирита и следами жизнедеятельности бентосных организмов. Породы сильно биотурбированы вплоть до образования деформативных текстур. Наблюдаются следы размывов, оползания и смятия. Первичная слоистость горизонтальная параллельная, линзовидная, в пределах отдельных слойков градационная.

В верхнемалохетской подсвите мощность ритмов несколько увеличивается, варьируя в пределах от 27 до 55 м. Выделяются песчаные пласты толщиной от 10 до 32 м, глинистые пачки – от 12 до 30 м, угольные прослои – от 0,5 до 2,5 м. Песчаники светло-серые, серые, разнообломочные, алевритистые, прослоями алевритовые с включениями мелкого, часто обильного УРД, распределяющегося по плоскостям наслоения, тонко пологокосо-, линзовидно-, горизонтально-слоистые, участками массивные. На некоторых уровнях отмечаются включения сильно деформированных интрапластов глинисто-алевролитового, углисто-глинистого состава, присутствуют следы жизнедеятельности, в том числе приуроченные к слойкам приливно-отливных циклов, обогащенных органикой. Для глинисто-алевролитовых пачек, перекрывающих песчаников, характерно преобладание алевролитов разных типов: темно-серых, коричневатых, мелкообломочных, глинистых с включениями пирита, УРД (отпечатки стеблей, листьев, возможно, хвои), массивных; светло-серых, разнообломочных, песчаных/песчанистых с включениями УРД (фрагменты стволов/стеблей, ризоидов), следами жизнедеятельности бентосных организмов, волнисто-, линзовидно-слоистых, иногда комковатых. От-

мечаются прослои алевроаргиллитов серых, зеленоватых, пятнистого облика с включениями редкого и мелкого УРД неопределённой формы (иногда ризоидов) с мелкими зеркалами скольжения, массивных, возможно, полностью биотурбированных.

По результатам определения форм железа и серы в вытяжке HCl установлено, что в глинистых породах малохетской свиты очень низкое содержание серы ($S_{\text{общ.}} < 0,2$). По показателю $Fe_{\text{пир.}}/C_{\text{орг.}}$ осадконакопление в нижней подсвите происходило в обстановках переходных от континентальных к морским с преобладанием на некоторых уровнях последних (0,06–0,42). Верхнемалохетская подсвита формировалась в пресноводных условиях (0,01–0,02) существенно-сидеритовой геохимической фации. Нарастающее к кровле малохетской свиты количество угольных прослоев, показатели индекса химического выветривания (преобладание значений свыше 70), максимальные значения содержания каолинита в составе глинистых пород (до 50 %) указывают на постепенную гумидизацию климата. Учитывая то, что в мезозое на территории Енисей-Хатангского прогиба морской бассейн существовал, вероятно, более 50 млн лет, а максимум трансгрессии соответствует времени седиментации яновстанской свиты, можно предполагать, что все осадки прибрежной полосы акватории подверглись в раннем мелу субаэральной и субаквальной эрозии и переотлагались по мере того, как формировались одна за другой покинутые береговые линии. Рассматривая регрессивную стадию развития бассейна, необходимо учитывать, что при понижении уровня моря пляжи, бары, береговые валы, террасы и другие формы, образование которых зависит от уровня поверхности моря, окажутся несколько выше новой береговой линии. Какой бы ни была истинная причина изменения уровня моря (поднятие суши, опускание дна акватории, вариации климата), следствия, как правило, одинаковы [Лахи, 1966]. Покинутые береговые линии выражаются в разрезах как топографические несогласия. Тектурно-структурные характеристики устойчивых песчаных пластов малохетской свиты и литолого-геохимические данные, полученные при изучении перекрывающих их алевроглинистых пачек, свидетельствуют о значительном увеличении количества атмосферных осадков и формировании стабильных флювиальных потоков, которые, разрушая покинутые береговые линии, привносили в бассейн большое количество обломочного материала.

Автор предполагает, что макрокосмоподобное строение разрезов нижнего мела, интерпретируемое на сейсмопрофилях как клиноформы, по существу отражает положение покинутых береговых линий и фиксирует топографические несогласия.

Литература

Злобина О.Н. Строение, состав и условия накопления мезозойских отложений Енисей-Хатангского бассейна и прилегающих районов Западной Сибири в связи с их нефтегазоносностью // Перспективы развития нефтегазодобывающего комплекса Красноярского края: Материалы науч.-практич. конф. Красноярск, 2007. С. 125–129.

Лахи Ф.Х. Полевая геология. М.: Мир, 1966. Т. 1. 481 с.

Обстановки осадконакопления и фации. М.: Мир, 1990. Т. 1. 352 с.

Решение 6-го Межведомственного стратиграфического совещания по рассмотрению и принятию уточненных стратиграфических схем мезозойских отложений Западной Сибири (Новосибирск, 2003 г.). Новосибирск: СНИИГГиМС, 2004. 114 с., прил. 3 на 31 листе.

О ВЛИЯНИИ ГЛОБАЛЬНОЙ ЭВСТАЗИИ И РЕГИОНАЛЬНОЙ ЭПЕЙРОГАНИИ НА ФОРМИРОВАНИЕ НИЖНЕМЕЛОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ НА ВОСТОКЕ РУССКОЙ ПЛИТЫ

С.О. Зорина

*ФГУП «Центральный научно-исследовательский институт геологии
нерудных полезных ископаемых», Казань*

THE GLOBAL EUSTASY AND REGIONAL TECTONICS REFLECTION ON FORMATION OF THE LOWER CRETACEOUS OF EAST RUSSIAN PLATE

S.O. Zorina

FSUE Central Scientific Research Institute of industrial minerals, Kazan

В последние годы в исследовании эволюции морских осадочных бассейнов достигнуты значительные успехи во многом благодаря реализации методических подходов, разработанных в секвенс-стратиграфии. К числу важнейших задач секвенс-стратиграфии, остающихся пока слабо реализованными, относится оценка регионального (эпейрогенического) вклада в относительное изменение уровня моря в конкретном осадочном бассейне [Шлезингер и др., 2006]. Многими исследователями подчеркивается необходимость выработки эффективных приемов установления относительного изменения уровня моря с разделением эвстатической и эпейрогенической составляющей.

Применение простейших генерализованных временных моделей (эвстатической и тектоно-эвстатической) [Зорина, 2007] для секвенс-стратиграфического анализа сводных хроностратиграфических разрезов нижнего мела востока Русской плиты (ВРП) является попыткой приблизиться к решению данной задачи. Обе модели применимы для интерпретации литологии разрезов эпиконтинентальных бассейнов с преимущественно склоновым характером осадконакопления. Временная точность построений ограничивается возможностями применения биостратиграфического метода при выполнении возрастных датировок свит и толщ. Итогом

проведенного исследования явилось цикло- и секвенс-стратиграфическое расчленение рассматриваемых отложений с выделением системных трактов и трансгрессивных поверхностей (ТП), построением кривой относительных колебаний уровня моря и кривой относительных эпейрогенических колебаний (рисунок).

Первым шагом в определении характера цикличности осадконакопления на рассматриваемой территории явилось выделение трансгрессивных поверхностей (ТП) (Maximum Flooding Surfaces), которые ранжированы по площади современного распространения на региональные (охватывающие свыше 75 % территории ВРП), субрегиональные (25–75 %) и локальные (< 25 %) [Sharland et al., 2004]. Выявлена одна региональная ТП – К 30, формирование которой приходится на рубеж раннего и позднего готерива (см. рисунок). Субрегиональных ТП выделяется две: ранневаланжинская К 20 и среднеальбская К 80. Локальных поверхностей выделено пять: позднеберриасская К 10, готерив-барремская К 40, раннеаптские К 50 и К 60 и апт-альбская К 70. Анализ выделенных ТП разного ранга позволяет сделать вывод о том, что практически вся рассматриваемая территория подверглась полному затоплению на рубеже раннего и позднего готерива. В течение раннего мела дважды затоплялась примерно половина территории и значительно чаще воздействовали менее масштабные трансгрессии, охватывавшие отдельные участки платформы.

При наложении глобальной эвстатической кривой [Haq, Al-Qahtani, 2005] на генерализованный хроностратиграфический разрез удастся оценить природу выявленных ТП. Так, самые ранние – валанжинские ТП (локальная К 10 и субрегиональная К 20) – сформировались под влиянием начавшегося в позднем берриасе глобального роста уровня моря при стабильном эпейрогеническом режиме. Эти ТП имеют эвстатическую природу. Ранне-позднеготеривская региональная ТП образовалась после окончания гиатуса, длительность которого оценивается в 2,5 млн лет, на фоне продолжающегося глобального эвстатического роста. Своим формированием данная ТП обязана региональному эпейрогеническому циклу, поэтому природа ее может признана эпейрогенической. Локальная ТП К 40 была сформирована на рубеже готерива и баррема в условиях максимального стояния глобального уровня моря после окончания позднеготеривского эпейрогенического воздымания, ответственного за гиатусы на отдельных участках платформы. Природа ТП К 40 оценивается как эпейроэвстатическая. Локальные раннеаптские ТП К 50 и К 60 образовались на фоне глобального эвстатического спада. Очевидно, что данные локальные затопления были вызваны прогибаниями дна бассейна, т.е. природа их чисто эпейрогеническая. Локальная апт-альбская ТП К 70 и субрегиональная среднеальбская К 80 сформировались при начавшемся в конце апта глобальном эвстатическом росте. Вероятнее всего, в их образовании значительную роль сыграли эпейрогенические прогибания локального и субрегионального характера соответственно, так как в позднем апте–раннем альбе основная часть территории находилась под влиянием эпейрогенического воздымания. Природа данных ТП может быть признана эпейроэвстатической.

Динамика региональной эпейрогении воспроизведена в кривой относительных эпейрогенических колебаний, построенной на основе анализа изменения пространственного распространения нижнемеловых литостратонов во времени, смены фациального облика осадков и гетерохронности и синхронности гиатусов. Все эти процессы рассмотрены на фоне глобальных эвстатических колебаний. Сопоставление глобальной и региональной эвстатических кривых, моделирование возможных вариантов литологического состава осадков, накапливавшихся в соответствующих построенным кривым условиях, сравнение результатов моделирования с реальной картинной, отраженной на хроностратиграфической схеме, – все это позволяет определить характер эпейрогенических колебаний, которые оказывали значительное влияние на фациальный состав толщ.

На ВРП в раннем мелу выделено три региональных эпейрогенических события (см. рисунок) – готеривский эпейрогенический цикл и позднеальбское воздымание. Короткопериодный региональный эпейрогенический цикл с раннеготеривским воздыманием ВРП и последующим за ним позднеготеривским прогибанием проявлен крупнейшим на данной территории диахронным гиатусом, окончание которого датируется концом раннего готерива и связывается с практически синхронным затоплением всей территории ВРП. Позднеальбское воздымание реконструируется по синхронному гиатусу (конец альба–поздний мел), развившемуся на фоне устойчивого, достаточно интенсивного глобального роста уровня моря, причем в фазе максимального его стояния.

Примененный методологический подход учитывает лишь важнейшие факторы, воздействовавшие на формирование осадка – эвстатический и эпейрогенический, что позволяет рассматривать представленную хроностратиграфическую схему только в качестве генерализованной, т.е. подлежащей дальнейшему насыщению такими факторами, как конседиментационное прогибание, влияние течений, неровностей рельефа, климата и др. Значимость приведенных построений состоит в том, что они позволяют выполнить секвентирование сводного разреза ВРП. Важнейшим элементом этой процедуры явилась реконструкция эвстатических и эпейрогенических событий, ранжирование которых позволило выделить как крупные секвенционные циклы, так и элементарные системные тракты. По результатам секвенс-стратиграфического анализа установлены основные черты эволюции раннемелового эпиконтинентального бассейна на ВРП.

←

Секвенс-хроностратиграфическая схема нижнемеловых отложений востока Русской плиты.

1 – пески, песчаники, конгломераты, фосфоритовые “плиты”; 2 – глины; 3 – границы секвенций; 4 – трансгрессивные поверхности; 5 – эвстатические события: а – подъем уровня моря, б – падение; 6 – эпейрогенические события: а – прогибание, б – воздымание.

Структурно-геологические зоны: I – Вятско-Камская впадина; II – Московская синеклиза (восточное крыло); III – Ковернинская впадина; IV – Окско-Донская депрессия; V – Муромско-Ломовский прогиб: V¹ – северная часть, V² – бассейн р. Хопёр; VI – Ульяновско-Саратовский прогиб: VI¹ – Чебоксарское Поволжье, VI² – северо-восток Ульяновско-Саратовского прогиба [Зорина, 2005], VI³ – Ульяновско-Самарское Поволжье, VI⁴ – Саратовское Правобережье, VI⁵ – Саратовское Заволжье; VII – Бузулукская впадина.

Литература

- Барабашкин Е.Ю. Нижнемеловой аммонитовый зональный стандарт бореального пояса // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 2004. Т. 79. Вып. 5. С. 44–68.
- Зорина С.О. К стратиграфии мезозоя востока Восточно-Европейской платформы: свитный, секвентный, событийный и хроностратиграфический подходы / Ред. Е.М. Аксенов. Казань: ЦНИИГеолнеруд, 2005. 158 с.
- Зорина С.О. О взаимосвязи литологического строения морских осадочных разрезов с эвстатическими колебаниями и тектоническими движениями // Отечественная геология. 2007. № 6. С. 52–55.
- Унифицированные стратиграфические схемы нижнемеловых отложений Восточно-Европейской платформы / Ред. С.А. Чирва. СПб.: Изд-во “Девон”, 1993. 58 с.
- Шлезингер А.Е., Гладенков Ю.Б., Захаров В.А. К оценке новых методических приемов секвенс-стратиграфического анализа // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2006. Т. 14. № 6. С. 117–120.
- Gradstein F.M., Ogg J.G., Smith A.G. et al. A Geologic Time Scale 2004. Cambridge: Cambridge Univ. Press, 2004. 589 p.
- Haq B.U., Al-Qahtani A.M. Phanerozoic cycles of sea-level change on the Arabian Platform // GeoArabia. 2005. Vol. 10. No. 2. P. 127–160. 2 charts.
- Sharland P.R., Casey D.M., Davies R.B. et al. Arabian Plate Sequence Stratigraphy – Revisions to SP2 // GeoArabia. 2004. Vol. 9. No. 1. P. 199–214.

**ПАЛЕОНТОЛОГИЧЕСКИЕ СВИДЕТЕЛЬСТВА ПРИСУТСТВИЯ МОРСКОГО ВЕРХНЕГО МЕЛА
НА ГОРНОМ АЛТАЕ**

В.С. Зыкин¹, Н.К. Лебедева², Б.Н. Шурыгин², В.А. Маринов², Т.Н. Смирнова³

¹*Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, Новосибирск*

²*Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН, Новосибирск*

³*Московский государственный университет*

**PALEONTOLOGICAL EVIDENCES OF THE AVAILABILITY OF MARINE UPPER CRETACEOUS
ON GORNY ALTAI**

V.S. Zykin¹, N.K. Lebedeva², B.N. Shurygin², V.A. Marinov², T.N. Smirnova³

Sobolev Institute of Geology and Mineralogy, SB RAS, Novosibirsk

Trofimuk Institute of Petroleum Geology and Geophysics, SB RAS, Novosibirsk

Moscow State University

Открытие вертикально залегающих и палеонтологически хорошо охарактеризованных морских верхнемеловых отложений в Чуйской впадине Горного Алтая на абсолютной высоте 1810 м [Зыкин, 2001, 2002; Зыкин и др., 1999] внесло существенные коррективы в стратиграфию и историю формирования этой горной страны и вызвало дискуссию об их присутствии на этой территории. Ранее считалось, что континентальный режим осадконакопления установился здесь с позднего карбона. Полное отсутствие на Горном Алтае верхнего мезозоя привело многих исследователей к представлению об общем восходящем характере тектонических движений и о достаточной приподнятости этой территории в мезозое. После публикации новых материалов в геоморфологической литературе появились сначала сомнения в существовании морских меловых отложений [Новиков, 2002], а затем и опровержения этого открытия [Новиков, 2004; Новиков и др., 2004]. Одним из главных возражений против присутствия морских меловых отложений является тезис о неверной интерпретации микропалеонтологических данных.

Основным доказательством наличия морских меловых отложений являются сведения о находках верхнемеловых фоссилий. После первой публикации, в которой заключение о присутствии морского мела на Горном Алтае основывалось на результатах микропалеонтологического анализа, обнаружено два местонахождения, содержащих остатки брюхоногих и двустворчатых моллюсков, а также брахиопод. Новые данные позволили более надежно аргументировать наличие морских меловых отложений на этой территории.

Морские меловые отложения в Чуйской котловине Горного Алтая локализируются в зоне Чарышско-Теректинского разлома в форме тектонического блока среди девонских пород и несогласно перекрываются субгоризонтально залегающей палеогеновой карачумской свитой. Они прослеживаются вдоль правого борта долины р. Кызыл-Чин, в 500 м выше устья руч. Корумкешу, на абсолютной высоте около 1810 м. Азимут простирания слоев составляет 215°, угол падения – 75–80° на северо-запад (опрокинутое залегание). Различная степень выветривания меловых пород, выведенных на поверхность, свидетельствует об их раздробленности на более мелкие блоки. Выветрелые породы представлены светлыми, преимущественно зеленовато-серыми, реже коричневатожелтыми, сильно глинистыми, слюдястыми алевролитами с неравномерной параллельной слоистостью, местами с чередованием тонких прослоев или линзочек толщиной до 5 мм светло-серого, более тонкого глинистого алевролита с менее глинистым и более грубым алевролитом, редко с тонкозернистым песком. Невыветрелые породы сложены темными зеленовато-серыми и серовато-коричневыми алевролитами, тонкозернистыми и мелкозернистыми, слабо слюдястыми песчаниками с неравномерной параллельной слоистостью. На плоскостях слоистости алевролитов часто встречаются плоские растительные остатки длиной до 15 мм. Мощность меловых отложений превышает 140 м.

Верхнемеловые макрофоссилии Чуйской котловины (Горный Алтай, р. Кызыл Чин, обн. 1, 2).

Фиг. 1–4. *Trigonoarca moutoniana* (Orb.) (обн. 1): 1–3 – левые створки, 4 – правая створка.

Фиг. 5. *Panopea* ex gr. *gurgitis* (Brongniart), левая створка (обн. 2).

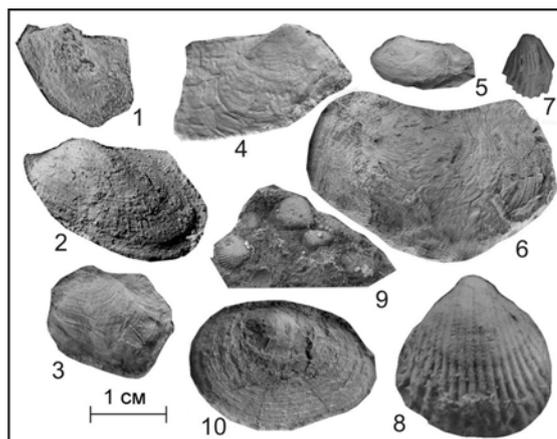
Фиг. 6. *Panopea* ex gr. *mandibula* (Sow.), левая створка (обн. 1).

Фиг. 7. *Gemmarcula* cf. *auriculata* Katz (обн. 1).

Фиг. 8. *Urbanirhynchia crassicostata* Katz (обн. 1).

Фиг. 9. Скопление мелких створок *U.* ex gr. *crassicostata* Katz (обн. 2).

Фиг. 10. Колпачковидная раковина Gasropoda.



Меловые отложения имеют отчетливую палеонтологическую характеристику. В слабовыветрелых меловых отложениях встречаются редкие споры и пыльца наземных растений, цисты динофлагеллат, акритархи, остатки фораминифер, микрофораминифер, радиолярий, остракод, гастропод, двустворок, брахиопод, стеррастры губок. Среди спор мхов и папоротникообразных, по определениям Н.К. Лебедевой, преобладают *Leiotriletes* sp., *Gleicheniidites* sp., *Cyathidites* sp., единично отмечены *Stereisporites* sp., *Lycopodiumsporites* sp., *Laevigatosporites ovatus* Wilson et Webster, *Cicatricosisporites* sp., *Osmundacidites* sp., *Concavisporites* sp. Пыльца голосемянных растений представлена редкими зернами *Ginkgocycadophytus* sp., *Taxodiaceapollenites* sp., а также мешковой пылью хвойных плохой сохранности (типа *Pinuspollenites*). Из пыльцы покрытосемянных растений присутствуют *Tricolpites* sp. и *Kuprianipollis* sp. В составе диноцист доминируют хоратные формы: *Adnatosphaeridium* sp., *Oligosphaeridium complex* (White) Davey et Williams, *Cleistosphaeridium* sp., *Tanyosphaeridium* sp., *Spiniferites ramosus* (Ehrenberg) Loeblich et Loeblich, *Hystrichosphaeridium* cf. *H. tubiferum* (Ehrenberg) Deflandre, а также *Chatangiella chetiensis* (Vozzhennikova) Lentin et Williams, *Circulodinium* sp., *C. distinctum* (Deflandre et Cookson) Jansonius, *Alterbidinium* sp., *A. acutulium* (Wilson) Lentin et Williams, *Diconodinium* sp., *Canningia* sp. Акритархи представлены *Veryhachium* sp., *V. reductum* (Deunff) Jernowsky, *Micrhystridium* sp., прازیнофиты – *Pterospermella* sp., *Leiosphaeridia* sp., пресноводные водоросли – *Schizosporis* sp. Фораминиферы, по данным В.А. Маринова, принадлежат к *Recurvoidella sewellensis* (Ollson), *Pseudoclavulina hastata admota* Podobina, *Haplophragmoides* (?) sp. ind., радиолярии – к *Cenodiscus* sp., *Cenosphaera* sp., *Porodiscus* sp., *Lithocampe* sp., а остракоды – к *Clithrocytheridea* aff. *schweyeri* Liepin.

Местонахождение макрофауны в блоке слабовыветрелых меловых отложений представлено наружными ядрами брахиопод, двустворок и гастропод (фототаблица), рассеянными на одной плоскости напластования. Брахиоподы, по определению Т.Н. Смирновой, представлены *Gemmarcula* cf. *auriculata* Katz, *Malwirhynchia* cf. *sigma* (Schlotheim), *Urbanirhynchia crassicostata* Katz. Среди двустворок, по данным Б.Н. Шурыгина, присутствуют *Trigonoarca moutoniana* (Orb.), *Dianchora* ex gr. *striata* Sow. sp. juv., *Cyprimeria* ex gr. *faba* (Sow.), *Nanonavis* cf. *carinata* (Sow.), *Panopea* ex gr. *mandibula* (Sow.), *Lima* sp. ind.

Местонахождение макрофауны в блоке пород, не подвергшихся выветриванию, образовано мелкими линзовидными скоплениями наружных ядер двустворок и брахиопод. Среди брахиопод обнаружены те же самые виды, что и в первом местонахождении. Сообщество двустворчатых моллюсков включает *Trigonoarca moutoniana* (Orb.), *Lucina* ex gr. *dawnesi* Woods, *Aphrodina* ex gr. *orbignyi* Sob., *Panopea* ex gr. *gurgitis* (Brongniart), *Chlamys* sp. juv., *Inoceramus* sp. juv., *Lima* sp. ind. Здесь же встречены остатки, которые предположительно можно отнести к представителям головоногих *Baculites*.

Большая часть видов спор и пыльцы имеет широкий стратиграфический диапазон, но присутствие пыльцы покрытосемянных указывает на позднемеловой возраст отложений. Большинство видов микрофитопланктона также имеют широкие интервалы существования в мелу. Среди цист динофлагеллат одним из наиболее достоверных видов индикаторов возраста является *Chatangiella chetiensis*. Он распространен в сантонских отложениях севера Сибири. В Усть-Енисейском районе выделены слои с *Chatangiella chetiensis*, охватывающие нижний и часть верхнего сантона (зоны *Sphenoceramus cardissoides*, *S. patootensis*) [Ильина и др., 1994]. В Хатангском районе этот вид обнаружен в пограничных сантон-кампанских отложениях. Очень редко он встречается в сантоне Южного Зауралья. Возрастной интервал существования вида фораминифер *Recurvoidella sewellensis* – турон–маастрихт, подвида *Pseudoclavulina hastata admota* – сантон–маастрихт, а вида остракод *Clithrocytheridea schweyeri* – поздний мел–эоцен. Брахиоподы, встреченные в меловых отложениях Горного Алтая, описаны Ю.И. Кацем из верхнемеловых отложений Донбасса. Двустворчатые моллюски встречаются в морских верхнемеловых отложениях Европы и юго-запада Русской платформы.

Присутствие среди органических остатков диноцист, фораминифер и радиолярий отражает морские условия с нормальной соленостью. Доминирование хоратных форм диноцист, наличие легко разрушающихся стеррастров губок свидетельствует об относительно спокойных условиях осадконакопления. Низкое содержание спор, пыльцы и детрита наземных растений, по-видимому, показывает значительную удаленность береговой линии.

Таким образом, в настоящее время имеются неопровержимые палеонтологические доказательства наличия в Чуйской впадине Горного Алтая вертикально залегающих морских верхнемеловых отложений. Литологические особенности пород и отчетливая палеонтологическая характеристика позволяют выделить морские верхнемеловые отложения Горного Алтая в самостоятельное стратиграфическое подразделение – ко-

румкешскую свиту. Полученные данные свидетельствуют, что в конце позднего мела в пределах Горного Алтая произошло опускание территории и проникновение в этот регион Западно-Сибирского эпиконтинентального морского бассейна, совпавшие с эвстатической трансгрессией океана [Зыкин и др., 1999]. Формирование осадочного чехла мощностью более 150 м протекало в достаточно глубоком бассейне с нормальной соленостью. После регрессии морского бассейна, в конце мела–раннем палеогене, на территории Горного Алтая, как и на всей северной периферии Внутренней Азии, произошли события, связанные с ларамийской фазой тектогенеза, проявившиеся в интенсивных тектонических движениях, приведших к реактивации древних разломов, расчленению рельефа и образованию низких гор, а также деформации и денудации слабо консолидированных мезозойских отложений.

Литература

Зыкин В.С. Развитие рельефа Юго-Восточного Алтая в позднем мезозое и кайнозое // Геоморфология Центральной Азии: Материалы XXVI Пленума Геоморфологической комиссии РАН и международного совещания. Барнаул: Изд-во Алт. ун-та, 2001. С. 87–89.

Зыкин В.С. Закономерности развития рельефа и климата Внутренней Азии в позднем мезозое и кайнозое // Геоморфология гор и предгорий: Материалы Всерос. школы-семинара. Барнаул, 2002. С. 96–101.

Зыкин В.С., Лебедева Н.К., Буслов М.М., Маринов В.А. Открытие морского верхнего мела на Горном Алтае // Докл. РАН. 1999. Т. 366. № 5. С. 669–671.

Ильина В.И., Кулькова И.А., Лебедева Н.К. Микрофитофоссилии и детальная стратиграфия морского мезозоя и кайнозоя Сибири. Новосибирск: ОИГГМ СО РАН, 1994. 192 с.

Новиков И.С. Позднепалеозойская, среднемезозойская и позднекайнозойская эпохи орогенеза Алтая // Геология и геофизика. 2002. Т. 43. № 5. С. 434–445.

Новиков И.С. Морфотектоника Алтая // Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2004. 313 с.

Новиков И.С., Чичагов В.П., Девяткин Е.В. и др. Нерешенные и дискуссионные вопросы геоморфологии, палеогеографии, геологии мезозоя и кайнозоя гор юга Сибири // Геоморфология. 2004. № 3. С. 23–28.

СКУЛЬПТУРА РОДОВ *HECTOROCERAS* SPATH, 1947 И *SCHULGINITES* CASEY, 1973 (АММОНИТЫ) И ЕЕ ТАКСОНОМИЧЕСКОЕ ЗНАЧЕНИЕ

А.Е. Игольников

Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН, Новосибирск

RIBBING OF GENERA *HECTOROCERAS* SPATH, 1947 AND *SCHULGINITES* CASEY, 1973 (AMMONITES) AND ITS TAXONOMIC IMPORTANCE

A.E. Igonnikov

Trofimuk Institute of Petroleum Geology and Geophysics, SB RAS, Novosibirsk

Широкое, почти циркумполярное распространение аммонитов рода *Hectoroceras* Spath позволяет выделять в разнофациальных морских берриасских отложениях бореального типа четкий биостратиграфический интервал – зону *Hectoroceras kochi*. Этот биостратон единственный в аммонитовой зональной шкале бореального берриаса, у которого объем и границы характеризуются временем существования аммонитов рода *Hectoroceras* [Алексеев, 1983]. Представители этого рода среди всех берриасских краспедитид наиболее морфологически своеобразны, четко выделяются благодаря сильно уплощенной раковине со стрелчатым сечением оборотов и оригинальной скульптуре [Граница..., 1972]. Согласно Н.И. Шульгиной [1985], в составе рода четыре вида: *Hectoroceras kochi* Spath, 1947; *H. tenuicostatus* Spath, 1947; *H. magnus* Spath, 1947 (последние два выделялись самим Л. Спэтом только как варианты *H. kochi*) и *H. larwoodi* Casey, 1973. Вид *H. tolijense* Klimova, 1972 (non Nikitin, 1884) признан не валидным [Там же].

В последнее время некоторые специалисты рассматривают род *Hectoroceras* Spath, 1947 в более широком объеме, включая в его состав и род *Schulginites* Casey, 1973 [Wright et al., 1996; Митта, 2004, 2005, 2007]. Таким образом, расширяется и диапазон стратиграфического распространения рода – от верхов зоны *Chetaites chetae* верхневолжского подъяруса до зоны *Hectoroceras kochi* бореального берриаса включительно. Безусловно, морфологическая близость *Hectoroceras* и *Schulginites* очевидна. Принципиальным же отличием, послужившим основой для обособления *Schulginites*, являлась слабая скульптура представителей типового вида *S. tolijense* (Nik.) на юных и частично средних оборотах, с ее последующим практически полным сглаживанием [Casey, 1973; Шульгина, 1985]. Позднее М.С. Месежниковым был описан вид *S. pseudokochi* Mesezhn. из пограничных волжско-берриасских слоев Приполярного Урала, обладающий развитой скульптурой, напоминающей таковую у *Hectoroceras kochi* Spath [Месежников и др., 1983]. Находка подобной переходной формы сделала межродовую дифференциацию менее четкой. Однако само развитие скульптуры у *Hectoroceras* и *Schulginites* происходит по существенно иному плану. А именно, уже при диаметрах 3–5 мм, на раковинах *Hectoroceras* первичные ребра имеют вид резких удлиненных бугорков, от которых отходят по два, хотя и менее рельефных, но хорошо различимых, вторичных ребра. У *Schulginites* при таких же диаметрах первичные ребра слабые, от которых отходят очень тонкие вторичные ветви. Морфологическими критериями разграничения *Schulginites* и *Hectoroceras* могут служить более сильная уплощенность раковины и резкий пупковый перегиб у последнего. Таким образом, различия в развитии скульптуры, проявляющиеся уже на столь ранних стадиях онтогенеза, в совокупности с морфологическими особенностями являются убедительными аргументами в пользу самостоятельности обсуждаемых родовых таксонов.

Скульптура является основным признаком также и для выделения таксонов видового уровня внутри рода *Hectoroceras*. Именно поэтому автором было уделено особенное внимание оценке диапазона ее изменчивости в ходе исследования выборки вида *Hectoroceras kochi* Spath (р. Боярка, бассейн р. Хета). Даже в небольшой выборке (всего 16 экземпляров) было установлено четыре типа скульптуры раковин. Далее приводится описание скульптуры первого типа, характерной для типичных *H. kochi*.

Скульптура раковин до $D \sim 3$ мм проявлена в виде отчетливых продолговатых расширяющихся бугорков в нижней части латеральных сторон, переходящих в менее рельефные ребра, пересекающие вентральную сторону. Начиная с $D \sim 3$ мм наряду с увеличением высоты оборота наблюдается вытягивание бугорков, которые преобразуются в первичные латеральные ребра с более-менее отчетливой дихотомией ниже центра латеральных сторон. Вторичные ребра становятся более рельефными и без ослабления пересекают вентральную сторону. При $D \sim 8-10$ мм точка ветвления латеральных ребер смещается к центру латеральных сторон. Начиная с $D \sim 25-30$ мм точка ветвления ребер занимает положение в верхней трети латеральных сторон, где и находится в течение остальных стадий роста раковины. Момент сглаживания ребер на вентральной стороне происходит, вероятно, между $D \sim 10-15$ мм; на последующих стадиях вентральная сторона остается гладкой. При $D \sim 15-17$ мм первичные ребра, помимо наклона вперед, приобретают серповидный выгиб близ центра латеральных сторон, который, по мере роста раковины, становится более выраженным. Ребра после раздваивания, как правило, отклоняются назад, подходя к вентральной стороне почти по радиусу. Помимо двойных ребер нередко наблюдается одиночное со вставным. Иногда присутствует третья ветвь, которая может располагаться либо спереди, либо позади двойного пучка, оставаясь, как правило, свободной. На жилой камере ребра обычно становятся менее рельефными и более широкими, расстояние между ними увеличивается. При $D \sim 150$ мм ребра сглаживаются на середине латеральных сторон и сохраняются, имея неясные очертания, в нижней и верхней их трети. Возможно и полное сглаживание.

Для типичных *Hectoroceras kochi* определить начало жилой камеры, руководствуясь только изменением характера скульптуры и не видя последней септальной перегородки, довольно проблематично, так как характерные преобразования скульптуры происходят постепенно. Второй тип скульптуры (фототаблица, фиг. 1) отображает совершенно другую ситуацию – изменения скульптуры при переходе от фрагмокона к жилой камере проявлены более четко. Выражается это в довольно резком утолщении и значительном огрублении ребер, а расстояние между ними увеличивается в 1,5–2 раза. К концу жилой камеры толщина ребер может достигать 5–7 мм. Кроме этого, как на фрагмоконе, так и на жилой камере периодически наблюдается разветвление первичного ребра ниже середины латеральных сторон и последующая дихотомия одной из вторичных ветвей на уровне раздвоения “обычных” ребер – бидихотомия. У типичных *H. kochi* подобный характер ветвления ребер встречается эпизодично.

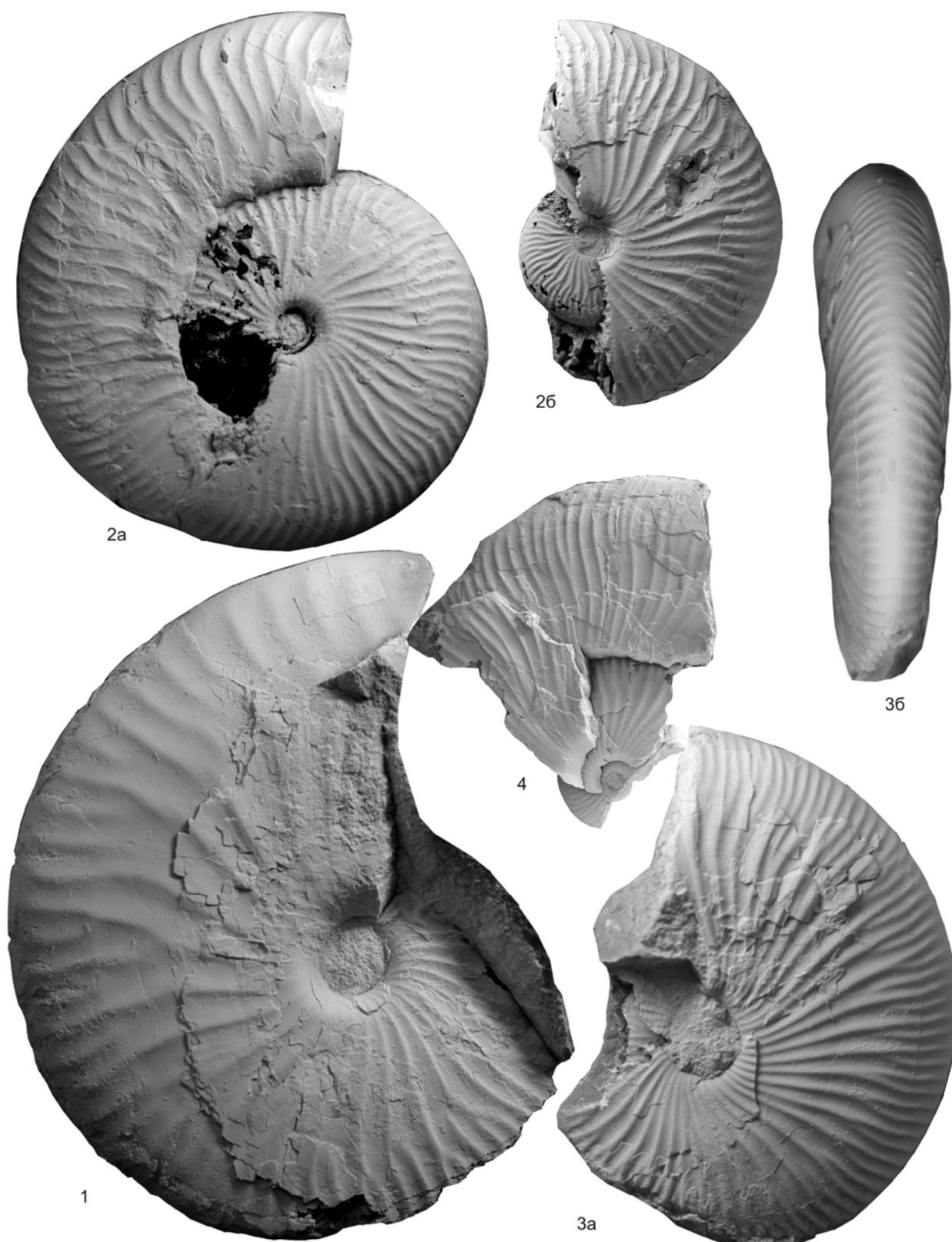
Третий тип скульптуры (см. фототабл., фиг. 2) характеризуется яркой асимметрией. С одной стороны раковины на фрагмоконе она в виде распадающихся тройных пучков (см. фототаблицу, фиг. 2а), а при переходе на жилую камеру ребра утоняются без потери рельефности, приобретают больший изгиб в привентральной части и становятся разреженными. На другой стороне фрагмокона раковины (см. фототаблицу, фиг. 2б) скульптура имеет характерный для *Hectoroceras kochi* вид. Явные следы прижизненных повреждений, которые могли быть причиной подобной асимметрии, не зафиксированы.

При четвертом типе скульптуры (см. фототаблицу, фиг. 3) частота расположения первичных ребер на всем протяжении фрагмокона остается неизменно высокой, а вблизи устья вторичные ветви становятся немного более тонкими и добавляется третье вставное ребро, что еще больше усиливает их частоту. Помимо этих особенностей, ребра не прерываются на вентральной стороне, а переходят ее, немного сглаживаясь, с небольшим выгибом вперед. Поскольку в нашем распоряжении есть только внутреннее ядро, логично предположить, что при сохранившемся раковинном слое ребристость вентральной стороны была бы проявлена еще более четко. Характер соединения ребер на вентральной стороне часто бывает неправильным. Подобное поведение ребер на вентральной стороне, тем более на жилой камере, является редкостью для рода *Hectoroceras*. Этот экземпляр имеет много общего с формами, описанными Л. Спэтом из Восточной Гренландии под названием *H. kochi* var. *tenuicostata* [Spath, 1947, табл. I, фиг. 1; табл. II, фиг. 2]. Однако автор не склонен вслед за Н.И. Шульгиной [1985] обособлять таких аммонитов в отдельный вид *H. tenuicostatus* Spath.

В коллекции имеется один экземпляр (см. фототаблицу, фиг. 4), скульптура которого на фрагмоконе аналогична *H. kochi* Spath. Однако скульптура начальной части жилой камеры представлена тонкими, изящными, но при этом достаточно четкими двураздельными либо одиночными ребрами. Часто между одиночными ребрами присутствует короткое вставное. Ребра расположены густо. Появление на заключительном обороте тонкой скульптуры с частыми одиночными и вставными ребрами сближает этот сибирский экземпляр с видом *H. larwoodi* Casey [Casey, 1973, с. 244, табл. 7, фиг. 4]. Дело в том, что *H. larwoodi* описан Р. Кейси всего по одному экземпляру плохой сохранности, и выделение нового вида он обосновывал, в первую очередь, его более высоким стратиграфическим положением относительно интервала, в котором обильны *H. kochi*. Поэтому, по мнению автора, самостоятельность этого вида вызывает большие сомнения. Однако сведение вида *H. larwoodi* в синонимичку *H. kochi* пока преждевременно из-за нехватки материала.

Выводы

- Обособленность родов *Hectoroceras* Spath и *Schulginites* Casey убедительно подтверждается различными схемами развития скульптуры, начиная с самых ранних стадий онтогенеза.
- Описанные выше типы скульптур трактуются автором как внутривидовая изменчивость. На данный момент нет никаких оснований говорить о приуроченности какой-либо из этих групп к определенным интервалам внутри зоны *Hectoroceras kochi*, поэтому выделение новых видовых таксонов только добавит путаницы при нулевом результате для биостратиграфии.
- На данный момент целесообразно рассматривать в составе рода *Hectoroceras* два вида – *H. kochi* Spath, 1947 и *H. larwoodi* Casey, 1973.



Фототаблица. Разновидности скульптуры раковин представителей рода *Hectoroceras*. Все экземпляры происходят из зоны *Hectoroceras kochi* бореального берриаса (север Средней Сибири, р. Боярка, букатыйская свита). Изображения даны в натуральную величину. Фиг. 1–3. *Hectoroceras kochi* Spath: 1 – груборебристая форма – второй тип скульптуры (вид с левой боковой стороны); 2 – асимметричная форма – третий тип скульптуры (а – вид с левой боковой стороны, б – вид с правой боковой стороны); 3 – густоребристая форма – четвертый тип скульптуры (а – вид с правой боковой стороны, б – вид с вентральной стороны). Фиг. 4. *Hectoroceras* cf. *larwoodi* Casey: вид с правой боковой стороны.

Литература

- Алексеев С.Н. Зональное и субзональное расчленение берриасского яруса в бассейне р. Хатанги // Реперные горизонты верхнего палеозоя и мезозоя севера европейской части СССР и Сибири. Л.: ВНИГРИ, 1983. С. 100–115.
- Граница юры и мела и берриасский ярус в бореальном поясе. Новосибирск: Наука, 1972. 370 с.
- Месежников М.С., Алексеев С.Н., Климова И.Г. и др. О развитии некоторых Craspeditidae на рубеже юры и мела // Мезозой Советской Арктики. Новосибирск: Наука, 1983. С. 103–125.
- Митта В.В. О последовательности комплексов аммонитов в пограничных отложениях юры и мела Московской синеклизы // Палеонтол. журн. 2004. № 5. С. 17–24.
- Митта В.В. Новые данные о возрасте подошвы рязанского яруса // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2005. Т. 13. № 5. С. 51–59.
- Митта В.В. Аммонитовые комплексы базальной части рязанского яруса (нижний мел) центральной России // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2007. Т. 15. № 2. С. 80–92.
- Шульгина Н.И. Бореальные бассейны на рубеже юры и мела. Л.: Недра, 1985. 163 с.
- Casey R. The ammonite succession at the Jurassic-Cretaceous boundary in eastern England // The Boreal Lower Cretaceous / Eds R. Casey, P.F. Rawson. Liverpool, 1973. P. 193–266.
- Spath L.F. The Heteroceratid fauna of Southwest Jameson Land East Greenland // Meddel. Grönland. 1947. Bd. 132. No. 3. P. 1–69.
- Wright C.W., Calloman J.H., Howarth M.K. Treatise on Invertebrate Paleontology. Part L. Mollusca 4. Revised. Vol. 4: Cretaceous Ammonoidea // Geol. Soc. America, Inc. and Univ. Kansas. Boulder and Lawrence, 1996. 362 p.

КЛАССИФИКАЦИЯ СТРАТОНОВ – СИСТЕМНЫЙ АСПЕКТ

Ю.Н. Карогодин

Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН, Новосибирск

CLASSIFICATION OF STRATONS – SYSTEM ASPECT

Y.N. Karogodin

Trofimuk Institute of Petroleum Geology and Geophysics, SB RAS, Novosibirsk

«Идеальные понятия о стратиграфической классификации и терминологии должны поддерживаться, даже если идеал практически недостижим».

International Stratigraphic Guide [1994]

«Точное определение стратиграфического подразделения имеет первостепенное значение».

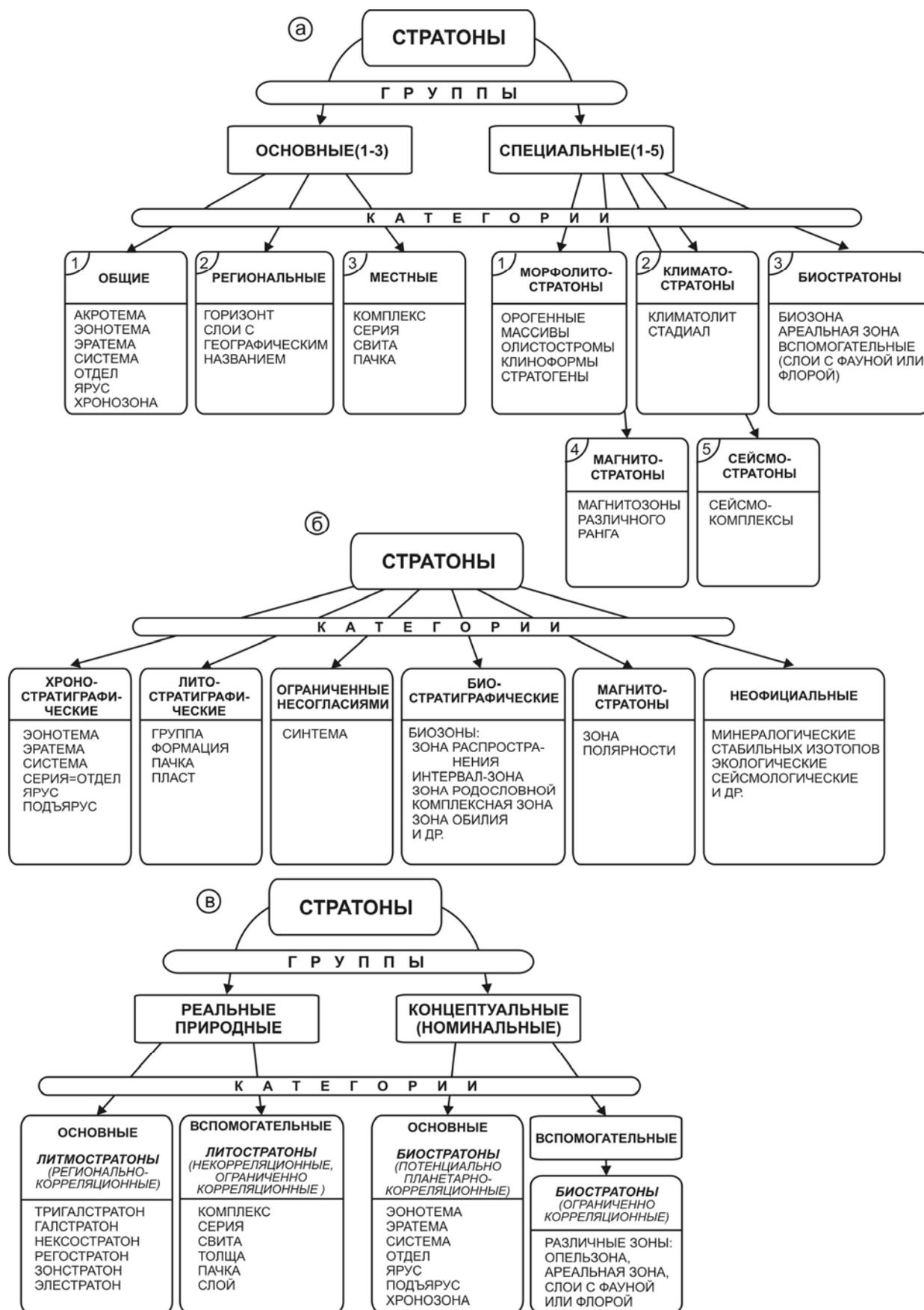
International Stratigraphic Guide [1976]

Как известно, наука в понятиях, понятия – в терминах, термины – в определениях. В любой науке может быть множество классификаций по самым различным основаниям, свойствам, признакам, связям и отношениям предметов исследования. Однако главной, наиболее значимой (первостепенной важности) является классификация по существенным признакам основного предмета исследования, его понятия. В химии – элементов, в минералогии – минералов, в литологии – пород, в литомологии – циклитов и т. д. В стратиграфии таким основным понятием является стратиграфическое подразделение (СП), стратон. Однако обзор и анализ определений данного понятия и классификаций в изданиях отечественного Стратиграфического кодекса (СК) [1977, 1992, 2006] и Международного стратиграфического справочника (МСС) [1978, 2002], а также многочисленных публикациях даёт основание для предложения к обсуждению принципиально иного варианта и классификации.

Стратон – это породно-слоевое или породное *тело* (*а не порода*, как формулируется в отечественном и Международном стратиграфических кодексах), *границы которого* (как и оно) **созданы** либо **самой седиментационной природой**, либо **определяются только субъектом** по выбранным им свойствам, признакам какой-то части пространственно-непрерывного геологического разреза.

Обзор и анализ стратонов дан в монографии «Мел Западной Сибири» из серии «Системная модель стратиграфии нефтегазоносных бассейнов Евразии» [Карогодин, 2006]. Исходя из приведённого выше определения стратона, их классификацию продуктивно рассматривать в аспекте системно-литмологической методологии. В ней стратон, прежде всего, – это *целостная во времени формирования породно-слоевая система, её элементы и части*. В этом видится конкретная реализация общенаучного (и мировоззренческого) принципа системности: основными объектами исследования любой науки, в том числе геологии и стратиграфии (в её составе и основе) должны быть, в первую очередь, объекты-системы, целостные системы.

Для большей наглядности, восприятия и понимания отличия предлагаемой классификации от классификаций в СК-2006 и в МСС-2002 приведены на рисунке. Все они выполнены в предлагаемом нами едином формате.



Классификации стратонтов: а – Стратиграфический кодекс, 2006; б – Международный стратиграфический справочник, 2002; в – предлагаемая, Карогодин, 2008.

Всё множество стратонов можно разделить (подобно системам) на две группы: *реальные (природные, естественные)* и *концептуальные (номинальные)*. Поскольку нами предлагаются принципиально новые понятия и термины, то целесообразно дать их определения, начав с реальных, а затем концептуальных стратонов.

Реальные стратоны – это *природные, естественные породно-слоевые и породные тела с седиментационными границами, т.е. созданными самой седиментационной природой*. В идеале это должны быть породно-слоевые системы (ПСС), их элементы и части. К данной группе, учитывая новизну разрабатываемой системно-стратиграфической парадигмы, целесообразно пока относить все тела, которые отвечают определению, а уж потом определять их место в ПСС. По существу это **литмостратоны и литостратоны**. Последние во многих случаях могут оказаться элементами или частями литмостратонов. Реальные природные стратоны, как и номинальные, целесообразно разделить на две категории по степени значимости в решении основных задач стратиграфии (коррелируемости и картируемости): **основные и вспомогательные (дополнительные)**.

Основные реальные стратоны – это *породно-слоевые седиментационные тела-системы, “регионально корреляционные стратоны”*. По сути, это **“литмостратоны”**, т.е. тела седиментационных циклов, циклиты, сиквенсы, синтемы [International Stratigraphic Guide, 1976], ограниченные снизу и сверху стратиграфическими несогласиями.

Вспомогательные реальные стратоны – в основном это *картировочные или ограничено во времени и локально в пространстве корреляционные стратоны*. По сути, это **“литмостратоны”**, как бы их не назвали (свиты, формации, комплексы, серии и т.п.) и в какую бы группу (основных) и категорию (местных, литостратиграфических) не помещали в существующих классификациях.

Концептуальные стратоны – это *породные и породно-слоевые тела, границы которых задаются и выделяются субъектом (а не процессом, природой седиментации) по различным признакам различными методами*. Их границы, как правило, визуально не наблюдаемы, в отличие от реальных природных стратонов. Как и в первой категории их логично расчленить также на две категории: **основные и вспомогательные**.

Основные концептуальные стратоны – это *породно-слоевые тела-системы, границы которых определены и выделены в геологическом разрезе не седиментационной природой, а субъектом по важнейшему признаку коррелируемости*. В настоящее время одним из таких общепризнанных признаков является *смена биоты*. По существу и методу выделения это **“биостратоны”**, как бы их не называли: **общие, планетарные, международные или “хроностратиграфические”** [International Stratigraphic Guide, 1994, 1999]. Положение их границ в разрезе *независимо от границ реальных стратонов, созданных самой седиментационной природой, за исключением ошибок или частных случаев неполноты разреза*. Не без основания данные стратоны принято считать “потенциально планетарно-распространёнными” [Стратиграфический кодекс, 2006, с. 18], а значит, и потенциально планетарно-корреляционными.

Вспомогательные концептуальные стратоны – это *стратоны картировочные и ограничено корреляционные во времени и в пространстве*.

В их составе можно выделить две подгруппы по методам выделения: (1) стратоны, выделяемые биостратиграфическими (палеонтологическим и палинологическим) методами (**биостратоны**), и (2) стратоны, выделяемые в породно-слоевом пространстве разреза по различным геофизическим (сейсмо-, магнитостратиграфическим и т.п.), минералогическим, изотопным и прочим методам, как и другие **“неофициальных категорий”** [International Stratigraphic Guide, 1994, с. 9].

В предлагаемой классификации (см. рисунок) нашлось место подавляющему большинству стратонов, выделяемых в классификациях СК и МСС. Важнейшее отличие состоит в принципе их систематики и классифицировании по группам и категориям, а главное – в членении на группы, с обособлением **литмостратонов** (породно-слоевых тел, ограниченных несогласиями и адекватными им поверхностями тел седиментационных циклов) **в категорию основных реальных**. Эта категория существует в International Stratigraphic Guide [1994], как и во многих зарубежных кодексах. Однако даже в последнем издании отечественного СК [2006], как и в предыдущих, её и в помине нет.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект № 07-05-00518а).

Литература

Карогодин Ю.Н. Системная модель стратиграфии нефтегазоносных бассейнов Евразии. В 2-х томах. Т. 1: Мел Западной Сибири. Новосибирск: Академическое изд-во “Гео”, 2006. 166 с.

Международный стратиграфический справочник / Ред. Х. Хедберг. М.: Мир, 1978. 226 с. Пер. с англ.: International stratigraphic Guide. A guide to stratigraphic classification, terminology and procedure / Ed. H.D. Hedberg. New York, 1976. 200 p.

Международный стратиграфический справочник: Сокращенная версия / Ред. М.А. Мерфи, А. Сальвадор. М.: ГЕОС, 2002. 38 с. Пер. с англ.: Murphy M., Salvador A. International Stratigraphic Guide, an abridged edition // Episodes. 1999. Vol. 22. P. 255–271.

Стратиграфический кодекс СССР. Л.: ВСЕГЕИ, 1977. 79 с.

Стратиграфический кодекс. 2-е изд., доп. СПб: ВСЕГЕИ, 1992. 120 с.

Стратиграфический кодекс. 3-е изд., доп. СПб: ВСЕГЕИ, 2006. 52 с.

International Stratigraphic Guide: A guide to stratigraphic classification, terminology and procedure. Second edition / Ed. A. Salvador. Geol. Soc. America, 1994. 214 p.

**ГРАНИЦА МЕЛА И ЮРЫ В РАЗРЕЗАХ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ
С ПОЗИЦИЙ СИСТЕМО-ЛИТМОЛОГИЧЕСКОГО ПОДХОДА**

Ю.Н. Карогодин

Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН, Новосибирск

**CRETACEOUS/JURASSIC BOUNDARY IN SECTIONS OF THE WESTERN SIBERIA
FROM POSITIONS OF THE SYSTEM-LITHMOLOGICAL APPROACH**

Y.N. Karogodin

Trofimuk Institute of Petroleum Geology and Geophysics, SB RAS, Novosibirsk

Определение границы мела и юры остаётся достаточно проблематичным в конкретных разрезах того или иного седиментационного бассейна. Не является исключением и разрез Западной Сибири. Традиционно она проводится условно в верхней части разреза литологически достаточно однородных аномально битуминозных пород баженовской свиты (она же и горизонт) [Шурыгин и др., 2000]. Визуально по керну и каротажу её определить невозможно, что весьма затрудняет корреляцию как основания нижнемеловых, так и верхнеюрских отложений. В этой связи представляется продуктивным обратиться к идее связи смены биоты со структурой (частями, элементами) породно-слоевой системы, циклита. Это и было бы реализацией системного принципа “координации”, согласованности одновременно (но синхронно, как правило) действующих динамических систем. В данном случае – седиментационной и биосистемы. Этот подход основывается на ранее намеченной системно-литмологической закономерности *связи смены биоты со сменой трансгрессии регрессией на уровне систем* [Карогодин, 1984, 2006а; Трофимук, Карогодин, 1985] и *ярусов* [Карогодин и др., 1980].

Мезозойский разрез Западной Сибири давно и достаточно обоснованно расчленён на циклиты разного ранга. Остались до конца не решёнными вопросы с определением их ранга. Но это не помеха в решении рассматриваемого вопроса. Для обоснованного расчленения разреза на циклиты по керну и ГИС вполне достаточно знания и умения профессионально пользоваться правилом “четырёх правил” литмологии.

Использование данной закономерности даёт основание для определения *интервала наиболее вероятного положения границы* мела и юры в разрезе конкретной свиты Западной Сибири (ЗС). Это и конкретная визуальная “привязка” к структуре породно-слоевой системы (её частям, элементам), циклиту, к свите (как в данном случае).

Полученные в последнее время качественные материалы по литологии и седиментологии [Злобина, 2007а,б; Фёдоров и др., 2008], литмологии [Карогодин и др., 2008] и палеонтологии [Алифинов, Игольников, 2007; Шурыгин и др., 2007] позволяют высказать на этот счёт следующую версию.

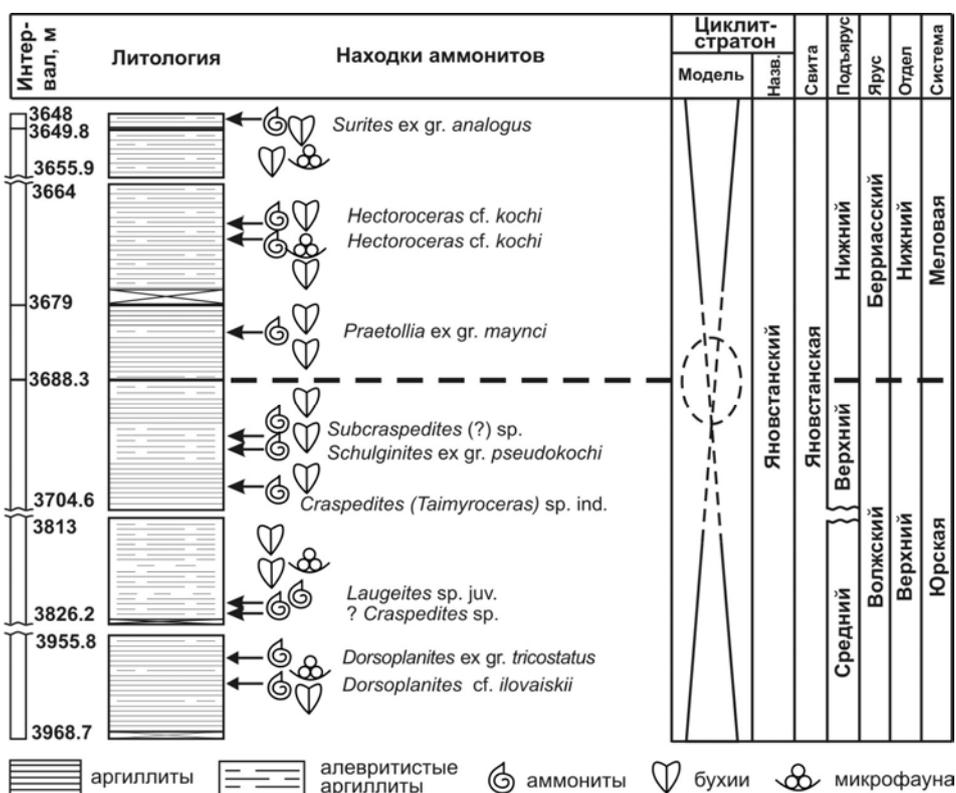


Рис. 1. Расчленение разреза яновстанской свиты в скв. Хальмерпаятинская-2099 по аммонитам [Алифинов, Игольников, 2007], дополненное моделью яновстанского стратона (наст. работа).

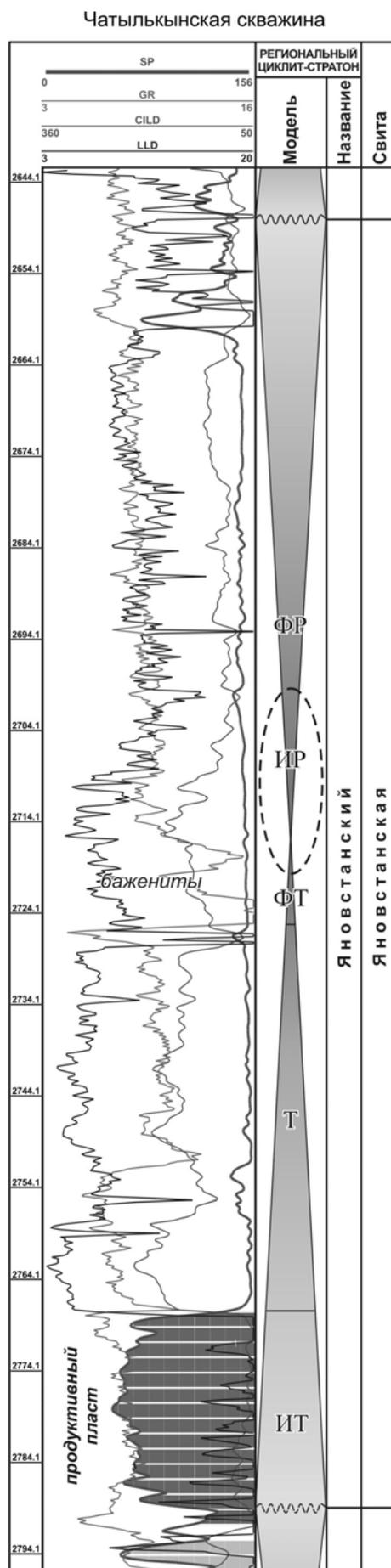
В верхней части разреза юры северо-восточных районов ЗС, где она достаточно полно представлена, выделяются (снизу вверх): сиговская (верхний келловей–оксфорд–кимеридж) и яновстанская (верхний кимеридж–волжский ярус–нижний берриас) [Шурыгин и др., 2000; Решение..., 2004].

По скв. Хальмерпаутинская-2099 Таз-Хетского структурно-фациального района получены новые палеонтологические данные, важные для решения вопроса границы юры и мела. Однако каротажная диаграмма скважины низкого качества. Поэтому затруднительно на этом материале представить электрокаротажный образ яновстанской свиты, которая является типичным (как и васюганская) региональным трансгрессивно-регрессивным циклитом, продемонстрировать связь смены со структурой циклита. Это можно лишь условно отобразить на схеме палеонтологических определений [Алифиров, Игольников, 2007] (к сожалению, без кривых скважинного зондирования) (рис. 1) и электрокаротажном образе данной свиты-циклита разреза скважины Чатылькынская (рис. 2) того же Тазо-Хетского структурно-фациального района. При этом, безусловно, учитывался каротажный материал скв. Хальмерпаутинская-2099. На ней по кривой высоких значений гамма-каротажа (ГК) в интервале 3880–4000 м (а отбор керна только в инт. 3955,8–3968,7 м) – “классические” бажениты [Фёдоров и др., 2008], хотя максимальные значения ГК (20 м) – в основании указанного интервала. Если кровлю “баженитов” принять за границу финально-трансгрессивных и инициально-регрессивных отложений, то граница мела и юры по фауне (см. рис. 1) должна находиться в определённой части последних, хотя совпадение био- и литостратиграфических границ было бы весьма (идеально) удобно в практическом отношении. Подобная связь смены биоты на уровне ярусов верхней юры и мела не редкость в Западной Сибири. Например, граница келловей и оксфорда – инициально-регрессивные отложения васюганского циклита-свиты. Граница альба и сеномана занимает аналогичное положение в ханты-мансийско-уватском региональном циклите (РГЦ), как и граница турона и коньяка в турон-сантонском (кузнецовско-берёзовском РГЦ) и др. [Каргодин, 2006б]. Отсутствие абсолютно строгого совпадения системно-лимнологических и биостратиграфических границ, возможно, вообще и в данном случае в частности требует внимательного анализа биостратиграфических данных и объяснения. Явная связь смены биоты с определёнными элементами структуры породно-слоевой системы заслуживает внимания как ориентир для интервала детального комплексного изучения. В любом случае описанный подход представляется важным в решении вопросов бассейновой стратиграфии. Системная методология в стратиграфии – это путь создания креативной, непрерывно развивающейся стратиграфии.

Таким образом, границу мела и юры в северо-восточных районах ЗС, с учётом вновь полученных палеонтологических и литостратиграфических данных, следует проводить несколько выше границы финально-трансгрессивных отложений (“ядро” циклита), в разрезе инициально-регрессивных образований РГЦ. “Ядро” циклита в разрезах рассматриваемого района представлено баженитами, т.е. это самые нижние слои (начало) баженовской свиты. При наличии надёжной палеонтологии есть возможность определить возрастной их интервал. С приближением к центральной части бассейна вначале вся трансгрессивная часть

Рис. 2. Связь смены биоты (юрской и меловой) со структурой циклита-стратона на примере электрокаротажного образа яновстанской свиты. Наиболее вероятное место смены биоты показано овалом с пунктирным контуром.

Отложения, соответствующие фазам трансгрессивно-регрессивного цикла: ИТ – инициально-трансгрессивной; Т – трансгрессивной; ФТ – финально-трансгрессивной; ИР – инициально-регрессивной; ФР – инициально-регрессивной.



РГЦ должна заместиться битуминозными баженидами, а затем и весь яновстанский циклит (свита) превратиться в маломощную нижнюю часть баженовской свиты (горизонта).

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект № 07-05-00518а).

Литература

Алифиров А.С., Игольников А.Е. Новые находки волжских и берриасских аммонитов из яновстанской свиты севера Западной Сибири // Юрская система России: проблемы стратиграфии и палеогеографии. Второе Всерос. совещание: науч. материалы / Отв. ред. В.А. Захаров. Ярославль: Изд-во ЯГПУ, 2007. С. 7–9.

Злобина О.Н. Обстановки осадконакопления верхнеюрских отложений Енисей-Хатангского бассейна // Юрская система России: проблемы стратиграфии и палеогеографии. Второе Всерос. совещание: науч. материалы / Отв. ред. В.А. Захаров. Ярославль: Изд-во ЯГПУ, 2007а. С. 78–80.

Злобина О.Н. Отложения верхней юры Енисей-Хатангского прогиба // Юрская система России: проблемы стратиграфии и палеогеографии. Второе Всерос. совещание: науч. материалы / Отв. ред. В.А. Захаров. Ярославль: Изд-во ЯГПУ, 2007б. С. 81.

Карогодин Ю.Н. Эволюционная этапность развития органического мира и ее связь с седиментационной цикличностью // Эволюция нефтегазообразования в истории Земли. М.: Изд-во МГУ, 1984. С. 16–17.

Карогодин Ю.Н. Версия причины глобальной смены биоты в рамках парадигмы литмогенеза // Палеонтология, биостратиграфия и палеогеография бореального мезозоя: Материалы науч. сес. Новосибирск: Академическое изд-во "Гео", 2006а. С. 25–27.

Карогодин Ю.Н. Системная модель стратиграфии нефтегазоносных бассейнов Евразии. В 2-х томах. Т. 1: Мел Западной Сибири. Новосибирск: Академическое изд-во "Гео", 2006б. 166 с.

Карогодин Ю.Н., Левчук М.А., Шурыгин Б.Н. О связи этапов развития биоты с седиментационной цикличностью // Проблемные вопросы литостратиграфии. Новосибирск: Наука, 1980. С. 60–67.

Карогодин Ю.Н., Нежданов А.А., Белослудцев П.Ю. и др. Разработка системно-стратиграфических принципов и их реализация на разрезах верхней юры Западной Сибири // Состояние, тенденции и проблемы развития нефтегазового потенциала Западной Сибири: Материалы Междунар. академической конф. Тюмень, 2008. С. 197–200.

Решение 6-го Межведомственного стратиграфического совещания по рассмотрению и принятию уточненных стратиграфических схем мезозойских отложений Западной Сибири (Новосибирск, 2003 г.). Новосибирск: СНИИГГиМС, 2004. 114 с., прил. 3 на 31 листе.

Трофимук А.А., Карогодин Ю.Н. О соотношении биологической этапности и седиментационной цикличности // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1985. № 2. С. 128–131.

Фёдоров Ю.Н., Лебедева А.И., Алексеев В.П. и др. О границах некоторых стратиграфических подразделений // Состояние, тенденции и проблемы развития нефтегазового потенциала Западной Сибири: Материалы Междунар. академической конф. Тюмень, 2008. С. 183–190.

Шурыгин Б.Н., Никитенко Б.Л., Девятов В.П. и др. Стратиграфия нефтегазоносных бассейнов Сибири. Юрская система. Новосибирск: Изд-во СО РАН, филиал "Гео", 2000. 480 с.

Шурыгин Б.Н., Никитенко Б.Л., Алифиров А.С. и др. Новый разрез приграничных толщ волжского и берриасского ярусов Большехетской мегасинеклизы (Западная Сибирь): комплексная палеонтологическая характеристика, лито-, био- и хемотратиграфия // Юрская система России: проблемы стратиграфии и палеогеографии. Второе Всерос. совещание: науч. материалы / Отв. ред. В.А. Захаров. Ярославль: Изд-во ЯГПУ, 2007. С. 253–256.

ГДЕ НАЧАЛО НЕОКОМСКИХ КЛИНОФОРМ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ? (Системно-литмологический подход)

Ю.Н. Карогодин¹, С.В. Климов²

¹Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН, Новосибирск

²ГеоНАЦ ОАО "Сибнефть-Ноябрьскнефтегаз", Ноябрьск

WHERE THE BEGINNING OF NEOCOMIAN CLINIFORMS OF THE WESTERN SIBERIA? (System-Lithmological approach)

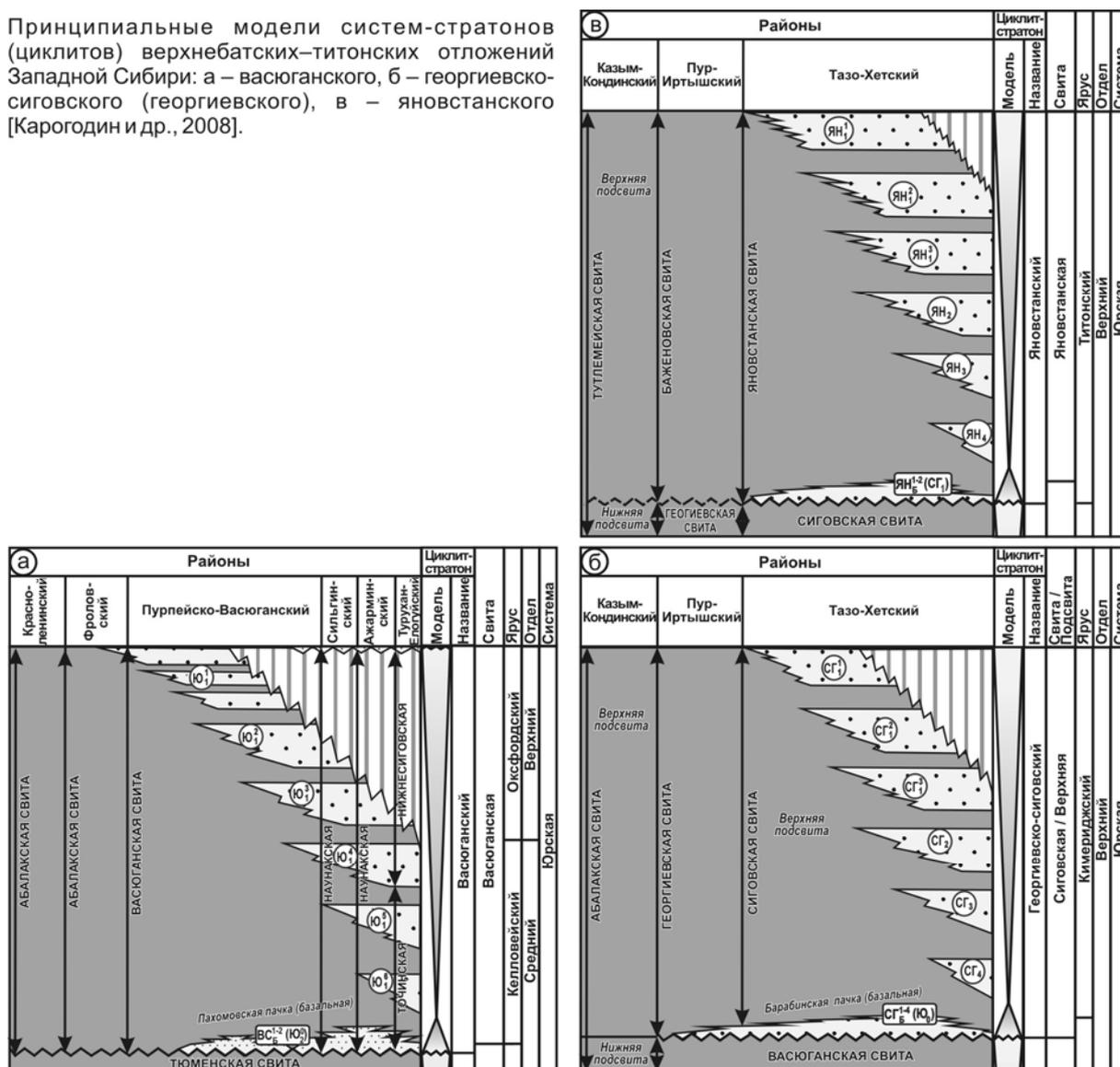
Y.N. Karogodin¹, S.V. Klimov²

¹Trofimuk Institute of Petroleum Geology and Geophysics, SB RAS, Novosibirsk

²JSC "Sibneft Nojabrskneftegaz", Nojabrsk

После длительного непризнания клиноформного строения неокома не менее спорным и официально непризнанным остаётся также долгое время вопрос об их верхнеюрском основании. Это ещё связано и с официальным непризнанием клиноформного строения верхней юры в целом. С позиций системно-литмологического анализа эта весьма актуальная в теоретическом и практическом отношении проблема давно решена и требует лишь обсуждения и признания. Принято считать, что клиноформы в разрезе Широкого Приобья начинаются с мегийонской свиты берриас-валанжина, залегающей на марьяновской и баженовской свитах. Но кровля баженовской свиты, как достоверно доказано, "скользит" на четыре яруса.

Принципиальные модели систем-стратон (циклитов) верхнебатаритонских–титонских отложений Западной Сибири: а – васюганского, б – георгиевско-сиговского (георгиевского), в – яновстанского [Карогадин и др., 2008].



Примечание: буквой “В” у индексов продуктивных пластов предлагается обозначать “базальный пласт” (внизу), а сверху – его порядковый номер. В скобках рядом – принятая индексация.

Возможность достаточно убедительно продемонстрировать начало (основание) клиноформ вообще и неокомских в частности предоставляется на материалах северо-восточных районов Тазо-Хетского структурно-фациального района Западной Сибири (ЗС), где разрез верхней юры и берриаса, в отличие от центральных районов, более полный и литологически дифференцированный.

Разрез верхнего бата–нижнего титона ЗС на официальной стратиграфической схеме [Решение..., 2004] представлен более чем двадцатью свитами в составе трёх горизонтов (снизу вверх): васюганского, георгиевского и баженовского. Системно-литологический подход позволяет выделить в данном стратиграфическом диапазоне также три региональных стратона-циклита [Нежданов и др., 1990], стратона-системы (снизу вверх): васюганский, георгиевско-сиговский (георгиевский) и яновстанский. Нижний и верхний из них – редкое исключение выделения свит в объёме трансгрессивно-регрессивных циклитов за некоторым уточнением границ. Неочевидность циклического и клиноформного строения верхнеюрских отложений обусловлена, главным образом, двумя причинами. Во-первых, их местная и региональная стратиграфия разрабатывались в значительной мере на разрезах основных нефтеносных районов центральной области ЗС. А там это маломощные и литологически однородные (глинистые) фондаформные элементы юрских клиноформ, выделяемые в георгиевскую и баженовскую свиты. Во-вторых, юрские клиноформы – это иной фациально-генетический, более “скрытый” *трансгрессивный тип* клиноформ, в отличие от “ярко выраженного” *регрессивного* неокомского. Разные скорости осадконакопления и поэтому существенно отличающиеся мощности, а значит, и различная морфология клиноформ.

В последние годы наблюдается активное изучение юрско-нижнемеловых разрезов в Тазо-Хетском структурно-фациальном районе (СФР) на северо-востоке ЗС в связи с их промышленной нефтегазоносно-

стью. Вскрытые и комплексно изученные разрезы этого района позволяют со всей очевидностью понять соотношение свит в разрезе данного района и обширного центрального, Пур-Иртышского.

Все три выше названных стратона-циклита (системы) представляют собой три региональные клиноформы, клиноциклиты (рисунок), как это в принципе представлялось некоторыми исследователями ещё двадцать лет назад. Васюганская свита-клиноформа, клиноциклит на западе, в Казым-Кондинском СФР “превращается” в нижнюю часть абалакской свиты, верхнесиговская подсвита – в георгиевскую свиту, яновстанская – в самую нижнюю часть баженовской свиты. Таким образом, клиноформный разрез в целом начинается с васюганского стратона, а неокомский – с яновстанского. Новые палеонтологические данные [Алифинов, Игольников, 2007] подтверждают приуроченность границы мела и юры примерно к средней части яновстанского стратона – зоне смены трансгрессивных отложений начально-регрессивными.

Следовательно, самая нижняя клиноформа “неокомского” комплекса ни что иное, как яновстанская свита (в объёме одноименного клиноциклита) и начинается с верхнекемеридж-нижнеберийского комплекса (в датировках по [Шурыгин и др., 2000]). А общий верхнеюрско-неокомский комплекс начинается с васюганского клиноциклита, сменяясь вверх по разрезу георгиевским (георгиевско-сиговским) и т.д. (см. рисунок).

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект № 07-05-00518а).

Литература

Алифинов А.С., Игольников А.Е. Новые находки волжских и берийских аммонитов из яновстанской свиты севера Западной Сибири // Юрская система России: проблемы стратиграфии и палеогеографии. Второе Всерос. совещание: науч. материалы / Отв. ред. В.А. Захаров. Ярославль: Изд-во ЯГПУ, 2007. С. 7–9.

Карогадин Ю.Н., Нежданов А.А., Белослудцев П.Ю. и др. Разработка системно-стратиграфических принципов и их реализация на разрезах верхней юры Западной Сибири // Состояние, тенденции и проблемы развития нефтегазового потенциала Западной Сибири: Материалы Междунар. академической конф. Тюмень, 2008. С. 197–200.

Нежданов А.А., Огибенин В.В., Куренко М.И. и др. Региональная литостратиграфическая схема мезозоя и кайнозоя Западной Сибири и основные закономерности размещения неантиклинальных ловушек углеводородов // Литмологические закономерности размещения резервуаров и залежей углеводородов. Новосибирск: Наука, 1990. С. 80–108.

Решение 6-го Межведомственного стратиграфического совещания по рассмотрению и принятию уточненных стратиграфических схем мезозойских отложений Западной Сибири (Новосибирск, 2003 г.). Новосибирск: СНИИГГиМС, 2004. 114 с., прил. 3 на 31 листе.

Шурыгин Б.Н., Никитенко Б.Л., Девятков В.П. и др. Стратиграфия нефтегазоносных бассейнов Сибири. Юрская система. Новосибирск: Изд-во СО РАН, филиал “Гео”, 2000. 480 с.

МЕЛОВЫЕ PECTINOIDA (BIVALVIA) МАЛОГО КАВКАЗА: ВОПРОСЫ ПРОСТРАНСТВЕННО-ВРЕМЕННОГО РАСПРЕДЕЛЕНИЯ

А.А. Касумзаде

Институт геологии НАН Азербайджана, Баку

CRETACEOUS PECTINOIDA (BIVALVIA) OF THE LESSER CAUCASUS: SPACE-TIME DISTRIBUTION ASPECTS

A.A. Kasumzadeh

Geology Institute of NAS Azerbaijan, Baku

ВВЕДЕНИЕ

В меловых отложениях Малого Кавказа двустворчатые моллюски как в количественном, так и в таксономическом отношении являются одной из многочисленных групп фауны, а ряд разрезов палеонтологически характеризуется исключительно этими моллюсками. В этом отношении систематическое изучение рассматриваемой группы фауны имеет приоритетное значение. Среди меловых двустворчатых моллюсков Малого Кавказа, насчитывающих около 310 видов, представители отряда Pectinoida являются, после многочисленных иноцерамид, самой пышно развитой группой.

СОСТОЯНИЕ ИЗУЧЕННОСТИ

Не вдаваясь в подробности истории изучения меловых двустворчатых моллюсков Малого Кавказа, освещённых в специальной работе [Касумзаде, 2003], отметим, что меловых представителей отряда Pectinoida рассматриваемого региона описывали в своих работах Р.А. Халафова [1965, 1969], А.Г. Халилов [1954, 1988], М.С. Эристави и В.Л. Егоян [1959]. Ими описаны, с учётом результатов ревизии, 21 вид, которые отнесены к родам *Aucellina* (8 видов), *Mimachlamys* (1), *Neitheia* (6), *Ctenoides* (1), *Pseudolimea* (1), *Plicatula* (4). Помимо указанных работ, некоторые сведения о систематическом составе меловых представителей отряда Pectinoida приводятся в ряде работ, посвящённых стратиграфии.

МАТЕРИАЛ И МЕТОДЫ

Материалом для настоящей работы послужили коллекции двустворчатых моллюсков и вышеотмеченные литературные данные, которые подверглись ревизии.

Благодаря неверным биостратиграфическим выводам предыдущих исследователей, результаты которых обобщены в сводной работе “Геология Азербайджана” [1997], создалась путаница в установлении возраста малокавказских комплексов меловой фауны в целом и двустворчатых моллюсков в частности. Детальные биостратиграфические исследования позволили уточнить стратиграфическое положение отдельных членов мелового разреза Малого Кавказа [Харитонов, 1993; Касумзаде, Алиев, 1999, 2004; Касумзаде, 2001, 2003; Касумзаде, Рогов, 2006; и др.].

При систематических построениях за основу принята система двустворчатых моллюсков, предложенная в “Тreatise...” [1969] с изменениями, внесенными рядом исследователей [Касумзаде, 2003].

ПОЛУЧЕННЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ

Монографическое изучение коллекции меловых двустворчатых моллюсков Малого Кавказа и ревизия литературного материала позволили уточнить таксономический состав отряда Pectinoida. Этими исследованиями установлено наличие 64 видов, относящихся к 18 таксонам родовой группы, которые объединены в составе 13 семейств и подсемейств. Стратиграфическое распространение изученных видов позволяет выделить в составе меловых Pectinoida Малого Кавказа следующие комплексы: неокомский, барремский, аптский, альбский, сеноманский, туронский, нижнесенонский и верхнесенонский.

Неокомский комплекс. Берриас-готеривские отложения на Малом Кавказе имеют ограниченное распространение. Их выходы фиксируются в основном в пределах Гейча-Акеринской и Гарабахской зон. Расчленение этой части мелового разреза Малого Кавказа основывается на аптихах. Двустворчатые моллюски здесь встречаются редко. Наиболее древний меловой комплекс двустворчатых моллюсков представлен единственным верхневаланжинским *Buchia keyserlingii* (Lahusen). Морские готеривские отложения на Малом Кавказе имеют ограниченное распространение, и их фаунистически охарактеризованные выходы фиксируются в пределах Гейча-Акеринской зоны.

Барремский комплекс. Фаунистически охарактеризованные барремские отложения распространены в основном в Гафанской зоне и частично в пределах Гейча-Акеринской, Гарабахской, Лок-Агдамской зон. В комплексе барремских двустворчатых моллюсков отряд Pectinoida представлен несколькими видами: *Aucellina aptiensis* (Orbigny), *A. caucasica* Buch, *Oxytoma cornueliana* (Orbigny), *O. pectinata* (Sowerby), *Chlamys* (?) *martiniana* (Orbigny), *C.* (?) *cf. subacuta* (Lamarck), *C.* (?) *goldfussi* (Deshayes), *C.* (?) *icaunensis* (Cotteau), *C.* (?) *cf. archiaciana* (Orbigny), *Mimachlamys robinaldina* (Orbigny), *Camptonectes* (*Camptonectes*) *cotaldinus* (Orbigny), *Neithea* (*Neithea*) *syriaca* (Conrad), *N.* (*N.*) *atava* (Roemer), *Ctenoides* (?) *sp.*, *Pseudolimea elongata* (Sowerby), *P.* *cf. parallela* (Sowerby), *Limatula cf. tombeckiana* (Orbigny), *Spondylus cf. striatocostatus* Orbigny, *S.* *cf. roemeri* Deshayes.

Аптский комплекс. Как и баррем, апт в пределах Малого Кавказа имеет ограниченное распространение. Наиболее полные его выходы фиксируются в Гафанской зоне. В составе аптского комплекса двустворчатых моллюсков представители отряда Pectinoida представлены следующими видами: *Aucellina aptiensis* (Orbigny), *A. nassibianzi* Sokolov, *A. caucasica* Buch, *Propeamussium cf. alpinum* (Orbigny), *Pseudolimea cf. parallela* (Sowerby), *Chlamys* (?) *elongata* (Lamarck).

Альбский комплекс. В отличие от нижележащих нижнемеловых образований альбские отложения на Малом Кавказе имеют широкое распространение и принимают участие в строении всех структурно-фациальных зон рассматриваемого региона. Регионально на Малом Кавказе нижний альб отсутствует. Средний альб в этом регионе трансгрессивно залегает на различных горизонтах нижнего мела. В составе средневерхнеальбского комплекса Pectinoida установлено 15 видов: *Aucellina aptiensis* (Orbigny), *A. nassibianzi* Sokolov, *A. caucasica* Buch, *A. anthulai* Pavlov, *A. pavlovi* Sokolov, *A. gryphaeoides* (Sowerby), *A. anthulai* (Stoliczka), *A. parva* (Stoliczka), *Propeamussium ninae* (Karakash), *P. cf. alpinum* (Orbigny), *Mimachlamys robinaldina* (Orbigny), *Neithea* (*Neithea*) *aequicostata* (Lamarck), *Plagiostoma cf. dorbignyana* (Matheron), *Limatula cf. fittoni* (Orbigny), *Plicatula gurgitis* Pictet et Roux.

Сеноманский комплекс. Сеноманские отложения, так же как и альбские, имеют широкое распространение и принимают участие в строении всех структурно-фациальных зон, в том числе и Среднеаразской. Переход от альба к сеноману на Малом Кавказе в большинстве случаев постепенный. Среди сеноманского комплекса рассматриваемого отряда установлены: *Propeamussium ninae* (Karakash), *Camptonectes virgatus* (Nilsson), *Neithea* (*Neithea*) *aequicostata* (Lamarck), *N.* (*N.*) *regularis* (Schlotheim), *N.* (*N.*) *coquandi* (Peron), *N.* (*N.*) *quiquecostata* (Sowerby), *N.* (*N.*) *sexcostata* (Woodward), *N.* (*N.*) *gibbosa* (Pulteney), *N.* (*N.*?) *cf. dutrugi* Coquand, *N.* (*N.*) *cf. cometa* (Orbigny), *Pseudolimea elongata* (Sowerby), *Spondylus cf. striatus* (Sowerby), *S. serratus* Woods, *S. gibbosus* (Orbigny).

Туронский комплекс. Туронские отложения принимают участие в строении всех структурно-фациальных зон Малого Кавказа. Палеонтологически наиболее охарактеризованные туронские отложения выступают на дневную поверхность в пределах Среднеаразской зоны. В туронских отложениях рассматриваемого региона выявлены следующие пектиноидные моллюски: *Entolium* (*Entolium*) *membranaceum* (Nilsson), *Lyriochlamys ternatus* (Munster), *L. septemplicatus* (Nilsson), *Camptonectes virgatus* (Nilsson), *Neithea* (*Neithea*) *coquandi* (Peron), *N.* (*N.*) *quiquecostata* (Sowerby), *N.* (*N.*) *sexcostata* (Woodward), *N.* (*N.*) *gibbosa* (Pulteney), *N.* (*N.*) *noraschenica* Chalaphova, *Plagiostoma marrotianum* (Orbigny), *Plicatula ferryi* Coquand, *P. instabilis* Stoliczka, *P. aspera* Sowerby, *P. auresensis* Coquand, *P. flattersi* Coquand, *Spondylus spinosus* (Sowerby), *S. truncatus* (Lamarck). Значительная часть перечисленных видов найдены в Среднеаразской зоне.

Нижнесенонский комплекс. В коньякских и сантонских отложениях Малого Кавказа доминирующими группами двустворчатых моллюсков являются иноцерамиды, рудисты. Представители отряда Pectinoida в этих отложениях представлены следующими видами: *Lyriochlamys ternatus* (Munster), *L. septemplicatus* (Nilsson), *Neithea* (*Neithea*) *regularis* (Schlotheim).

Верхнесенонский комплекс. В кампан-маастрихтских отложениях представители отряда Pectinoidea также малочисленны. В этом комплексе встречаются *Lyriochlamys* (?) cf. *septemplicatus* (Nilsson), *Neithea* (*Neithea*) *regularis* (Schlotheim), *Plagiostoma planicostata* (Tsankov), *P. truncata* (Munster), *Lima canalifera* Goldfuss, *L. rarispina* Zittel. Подавляющая часть приводимых видов найдены в Гарабахской структурно-фациальной зоне Малого Кавказа.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В результате, возможно, полного систематического изучения в составе меловых представителей отряда Pectinoidea Малого Кавказа выявлено 64 вида, относящихся к 18 родам и под родам: *Buchia* (1 вид), *Aucellina* (8), *Oxytoma* (2), *Propeamussium* (2), *Entolium* (3), *Chlamys* (6), *Mimachlamys* (1), *Lyriochlamys* (2), *Camptonectes* (3), *Neithea* (11), *Plagiostoma* (5), *Lima* (1), *Ctenoides* (1), *Pseudolimea* (2), *Limatula* (2), *Plicatula* (7), *Spondylus* (7). Значительная часть этих таксонов на территории изученного региона найдена впервые.

Распределение изученных видов как по разрезу, так и латерально неравномерное. Наибольшее их число установлено в барремских (17), альбских (15), сеноманских (14) и туронских (17) отложениях, а в неокомских, коньякских и сантонских отложениях обнаружены единичные виды. Если большинство видов барремского и аптского комплексов выявлены в Гафанской зоне, где развиты рифогенные образования соответствующего возраста, то сеноманские и туронские виды изученной группы приурочены к Среднеаравской зоне.

Литература

- Геология Азербайджана. Т. 1. Стратиграфия. Ч. 2. Мезозой и кайнозой. Баку: Nafta-Press, 1997. 636 с.
- Касумзаде А.А. Стратиграфическая классификация, терминология, номенклатура и геохронометрия (вопросы и проблемы). Баку: Nafta-Press, 2001. 80 с.
- Касумзаде А.А. Состояние изученности мезозойских двустворчатых моллюсков Азербайджана (Отряд Pectinoidea: ревизия и систематика). Баку: El-Alliance, 2003. 111 с.
- Касумзаде А.А., Алиев Г.А. О сеноман-коньякских отложениях северо-восточной части Малого Кавказа // Тез. докл. совещания-семинара, посвященного памяти акад. А.А. Ализаде (Баку, 22–23 апреля 1999 г.). Баку, 1999. С. 40–41.
- Касумзаде А.А., Алиев Г.А. Биостратиграфия сеноманских отложений Малого Кавказа // Второе Всерос. совещание: Меловая система России: проблемы стратиграфии и палеогеографии (Санкт-Петербург, 12–15 апреля 2004 г.): Тез. докл. СПб., 2004. С. 37.
- Касумзаде А.А., Рогов М.А. Новые данные о возрасте верхнеюрско-нижнемеловой карбонатной толщии восточной части Торагачайской подзоны Гейча-Акеринской офиолитовой зоны Малого Кавказа, Азербайджан // Bilgi. Fizika, riyaziyyat, yer elməri. 2006. № 3. С. 72–83.
- Халафова Р.А. Некоторые виды *Plicatula* из верхнемеловых отложений Нахичеванской АССР и других сопредельных районов Малого Кавказа // Изв. АН Азерб. ССР. Сер. геол. 1965. № 1. С. 46–56.
- Халафова Р.А. Фауна и стратиграфия верхнемеловых отложений юго-восточной части Малого Кавказа и Нахичеванской АССР. Баку: Азгосиздат, 1969. 414 с.
- Халилов А.Г. Нижнемеловые ауцеллины Азербайджанской части Малого Кавказа // Тр. Азерб. Индустр. ин-та. 1954. Вып. 8. С. 17–32.
- Халилов А.Г. Ауцеллины // Меловая фауна Азербайджана. Баку: Элм, 1988. С. 242–246.
- Харитонов В.М. Стратиграфия верхнемеловых отложений Араксинской тектонической зоны Закавказья // Отечественная геология. 1993. № 2. С. 35–42.
- Эристави М.С., Егоян В.Л. Нижнемеловая фауна Кафанского района Армянской ССР. Ереван: Изд-во АН Арм.ССР, 1959. 62 с.
- Treatise on Invertebrate Paleontology. Part N. Mollusca 6. Bivalvia. Vol. 1–2. Kansas, 1969. 951 p.

РАЗВИТИЕ ФЛОР ДАЛЬНОГО ВОСТОКА, СЕВЕРО-ВОСТОКА РОССИИ И СЕВЕРНОЙ АЛЯСКИ НА РУБЕЖЕ МЕЛА И ПАЛЕОГЕНА

Т.М. Кодрул, А.В. Герман, М.А. Ахметьев, М.Г. Моисеева
Геологический институт РАН, Москва

DEVELOPMENT OF FLORAS OF FAR EAST, NORTH-EASTERN RUSSIA AND NORTHERN ALASKA NEAR THE K/T BOUNDARY

T.M. Kodrul, A.V. Herman, M.A. Akhmetiev, M.G. Moiseeva
Geological Institute of RAS, Moscow

Мел-палеогеновый рубеж является одним из наиболее ярких в истории Земли и давно привлекает внимание мирового геологического сообщества. Для выяснения характера событий, происходивших на рубеже мела и палеогена в континентальных условиях, большое значение имеет изучение последовательности ископаемых флор из пограничных отложений Дальнего Востока (Зейско-Буреинская впадина), Северо-Востока России (Корякское нагорье) и Северной Аляски (бассейн р. Сагаванирктон), существенно дополняющее наше представление о роли в этих событиях палеоклиматических и палеогеографических факторов.

На Дальнем Востоке России пограничный интервал мела и палеогена изучался на юго-востоке Зейско-Буреинской впадины, в среднем течении р. Амур. Осадочный чехол депрессии образован верхнемеловыми и кайнозойскими континентальными отложениями, охарактеризованными палиноморфами и макрофитофоссилиями, остатками рептилий, рыб, насекомых, пресноводных моллюсков, остракод и конхострак. По палинологическим, макрофлористическим и литологическим данным была проведена корреляция стратиграфических подразделений верхнего мела и нижнего палеогена на юге впадины в Амурской области и провинции Хейлундзян Китая [Ахметьев и др., 2002; Sun et al., 2004; Маркевич и др. 2005]. Положение границы мела и палеогена на настоящий момент условно устанавливается в верхней части разрезов средней подсвиты цагайской свиты Амурской области и свиты Фурао Китая. Определен абсолютный возраст приграничных отложений методом трекового анализа и U–Pb изотопного датирования [Li et al., 2004; Suzuki, 2004], а также проведены палеомагнитные исследования этих отложений. Последовательность ископаемых флор Зейско-Буреинской впадины и Северного Китая включает комплексы, датируемые сантоном, кампаном, ранним данием, данием и данием–зеландием.

Для оценки флористических изменений на мел-палеогеновом рубеже в Приамурье в сравнительном плане анализировались кампанская позднекундурская и раннедатская богучанская флоры (рисунок). Таксономический состав богучанской флоры существенно изменился по сравнению с предшествующей позднемеловой флорой. Среди папоротников только *Coniopteris tschuktschorum* или близкий вид еще встречается в раннедатской флоре. Заметным компонентом палеогеновой флоры остается *Ginkgo*. В богучанской флоре доминируют те же роды таксодиевых хвойных (*Sequoia*, *Taxodium*), что и в позднекундурской, но при этом существенно возрастает роль кипарисовых хвойных. Представители сосновых в раннедатской флоре не установлены. В группе цветковых, как и в позднекундурской флоре, доминируют *Trochodendroides* и представители порядка *Nymphaeliales*. Значительное место в составе комплекса принадлежит роду *Zizyphoides*, который в более древних флорах региона не известен. Новая доминирующая группа таксонов в раннепалеогеновых флорах – представители порядка *Cornales* (роды *Beringiaphyllum*, *Amersinia*, *Nyssa*, *Cornus*, *Davidia*). В богучанской флоре широко представлены березовые (*Corylites*, *Palaeocarpinus*), роды *Averrhoites*, *Celtis*, впервые появляются ореховые (*Juglandiphyllites*), *Archeampelos acerifolia*, *Haemanthophyllum*. Из позднекундурской и богучанской флоры возрастной интервал (примерно в 5–7 млн лет), установлено, что в их составе 8 общих семейств и 9 родов (*Equisetum*, *Coniopteris*, *Ginkgo*, *Sequoia*, *Metasequoia*, *Glyptostrobus*, *Taxodium*, *Trochodendroides*, *Quereuxia*). Около 9 родов позднекундурской флоры не встречаются в более

Возраст	Северная Аляска		Восточная и Северо-Восточная Азия					
	Река Сагаваниркток, урочище Сагвон		Лагуна Амаам и бухта Угольная		Амурская область			
Палеоцен	Танет Зеландий Даний	Свита Сагаваниркток 	Амаамская свита 	Чукотская свита 	Цагайская свита	Верхняя п/с Средняя п/с Нижняя п/с	Кивдинская флора  Пионерская флора  Буреинская флора  Богучанская флора 	
		Флора Поздняя Сагвон  Флора Ранняя Сагвон 						Корякская свита
		Флора Поздняя Когосакрак 	Корякская свита	Верхняя п/с Нижняя и средняя подсвиты				



Флористические изменения на Северной Аляске, в Восточной и Северо-Восточной Азии в пограничном интервале мела и палеогена.

1 – флора кивдинского типа; 2 – флора пионерского типа; 3 – флора буреинского типа; 4 – флора корякского и богучанского типа; 5 – флора типа Поздняя Когосакрак; 6 – палинокомплексы, определяющие возраст стратонов; 7 – морская фауна.

молодых флорах региона, при этом в богучанской флоре появляются 13 новых родов. В целом палеоценовая флора сохраняет преемственность от меловых флор региона по композиции и составу доминирующих таксонов, что не свидетельствует о ее катастрофическом изменении на мел-палеогеновом рубеже.

На Северо-Востоке России и на севере Аляски известны практически непрерывные последовательно-сти верхнемеловых и палеоценовых флор, отличающихся значительным разнообразием входящих в них ископаемых растений. Причем флороносные отложения часто удается надежно датировать благодаря их пере-слаиванию с морскими отложениями, содержащими стратиграфически важные остатки моллюсков. На Северо-Востоке России эту последовательность венчает корякская флора (см. рисунок), которая происходит из верхнекорякской подсвиты района лагуны Амаам (Корякское нагорье) и включает 32 вида ископаемых растений. Возраст корякской флоры – вторая половина маастрихта – достаточно надежно датирован по соотношению флороносных континентальных отложений с морскими, содержащими стратиграфически важную фау-ну. На севере Аляски из верхов свиты Принс Крик бассейна р. Сагаванирток известны две палеоценовые флоры – Ранняя и Поздняя Сагвон (см. рисунок), причем первая из них важна для анализа событий, происхо-дивших вблизи границы мела и палеогена в Северной Пацифике. Флора Ранняя Сагвон включает около 30 видов растений. Среди них доминируют двудольные покрытосеменные и хвойные, хвощевые и папоротники редки, гинкговые отсутствуют, однодольные немногочисленны. Изучение спорово-пыльцевых комплексов из флороносных отложений позволило датировать флору Ранняя Сагвон данием–зеландием.

Трансформацию флор на мел-палеогеновом рубеже в обрамлении Северной Пацифики можно рас-смотреть на примере позднемаастрихтской корякской флоры Северо-Востока России и датско-зеландской флоры Ранняя Сагвон Северной Аляски. Сравнение этих флор, существовавших до и после мел-палеогенового рубежа, показало отсутствие у них сколько-нибудь существенных различий. Напротив, их объ-единяет множество общих черт. В целом, в обеих флорах доминируют двудольные покрытосеменные, а ко-личество хвощевых и папоротников незначительно. Хвойные в них многочисленны, а в корякской флоре они довольно разнообразны и играют значительную роль в составе флористических комплексов. Почти все ран-несагвонские виды встречаются также и в корякской флоре. Доминируют в комплексах *Corylites beringianus*, несколько видов *Trochodendroides*, ассоциирующих с плодами *Nyssidium*, а также *Metasequoia occidentalis*. Кроме того, в обоих комплексах встречаются *Equisetum arcticum*, *Onoclea hesperia*, *Rarytkinia*, *Haemanthophyl- lum*, *Celastrinites*, *Liriophyllum*, *Cissites* (?*Archeampelos*). Во флоре Ранняя Сагвон, в отличие от корякской, меньшую роль играют хвойные растения, в ней не встречаются представители родов *Glyptostrobus*, *Elatocla- dus*, *Pityophyllum*, *Pseudolarix*, а остатки *Mesocyparis* редки. Среди двудольных в комплексе Ранняя Сагвон не найдены некоторые растения, характерные для корякского (*Platimelis platanoides*), а платанообразные *Etting- shausenia* встречаются редко. Отсутствие типично позднемеловых таксонов отражает более молодой возраст флоры Ранняя Сагвон. Вместе с тем количество видов, известных только в раннесагвонской флоре, невелико – это *Castaliites inordinatus*, *Quereuxia angulata*, *Fokieniopsis* sp., “*Cocculus*” sp., *Phragmites* sp. Таким обра-зом, таксономическое и физиономическое сходство позднемаастрихтской корякской флоры лагуны Амаам и раннепалеоценовой флоры Ранняя Сагвон Северной Аляски не подтверждает гипотезу о глобальном харак-тере экологического кризиса на рубеже мела и палеогена. Во всяком случае, заметного вымирания растений и эволюционно значимых последствий для флор обрамления Северной Пацифики этот кризис не вызвал. Фиксирующиеся на данном рубеже изменения в составе флор не превышают таковых, наблюдающихся в те-чение “бескризисного” позднего мела.

Таким образом, изучение ископаемых флор Дальнего Востока России и высоких широт Азии и Север-ной Америки не дает никаких свидетельств катастрофического события на рубеже мела и палеогена. Разви-тие указанных флор вблизи этого рубежа, по-видимому, происходило под влиянием климатических измене-ний, эволюции растений и их миграций, тогда как воздействие импактного события было ограничено, главным образом, средними широтами Северной Америки и не проявилось в общепланетарном масштабе. Во флоро-генетическом отношении палеоценовая флора Ранняя Сагвон Северной Аляски сформировалась в основном за счет трансберингийских миграций растений из прилегающих районов Северо-Восточной Азии.

Литература

Ахметьев М.А., Кезина Т.В., Кодрул Т.М., Манчестер С.Р. Стратиграфия и флора пограничных слоев мела и палеогена юго-восточной части Зейско-Буреинского осадочного бассейна // Сб. памяти чл.-корр. АН СССР, проф. В.А. Вахрамеева (к 90-летию со дня рождения). М.: ГЕОС, 2002. С. 275–315.

Маркевич В.С., Головнева Л.Б., Бугдаева Е.В. Флористическая характеристика сантон-кампанских от-ложений Зейско-Буреинского бассейна (Приамурье) // Современные проблемы палеофлористики, палеофито-географии и фито-стратиграфии: Тр. Междунар. палеоботан. конф. Вып. 1. М.: ГЕОС, 2005. С. 198–206.

Li X., Li W., Chen P. et al. Srimp U-Pb zircon dating of the uppermost Cretaceous Fura Formation near the Heilong River: An age closest to the K/T boundary // Chinese Sci. Bull. 2004. No. 49. P. 816–818.

Sun G., Akhmetiev M., Ashraf A.R. et al. Recent advance on the research of Cretaceous-Tertiary boundary in Jiayin of Heilongjiang, China // Proceedings of 3rd Symposium on Cretaceous Biota and K/T Boundary in Heilongjiang River Area, China. Changchun, 2004. P. 1–6.

Suzuki S. Fission-track zircon age of a tuff sample from the Tsagayan Formation, the Amur River Area, the Russian Far East // Proceedings of 3rd Symposium on Cretaceous Biota and K/T Boundary in Heilongjiang River Area, China. Changchun, 2004. P. 75–76.

ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ И ЕЕ ЮЖНОГО ОБРАМЛЕНИЯ
В ПОЗДНЕМ МЕЛУ НА ОСНОВЕ АНАЛИЗА КОМПЛЕКСОВ МИКРООРГАНИЗМОВ
(ФОРАМИНИФЕРЫ И РАДИОЛЯРИИ)

Л.Ф. Копаевич¹, В.С. Вишневская²

¹Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова

²Геологический институт РАН, Москва

LATE CRETACEOUS PALAEOGEOGRAPHY OF THE EAST-EUROPEAN PLATFORM
AND ITS SOUTHERN FRAMEWORK ON THE BASE OF MICROFOSSILS
(FORAMINIFERS AND RADIOLARIDS)

L.F. Kopaevich¹, V.S. Vishnevskaya²

¹Lomonosov Moscow State University

²Geological Institute of RAS, Moscow

В поздне меловой истории развития Восточно-Европейской платформы (ВЕП) существовало несколько кратковременных геологических интервалов, в течение которых происходило существенное изменение палеогеографических обстановок. К их числу относят поздний сеноман, ранний кампан и поздний маастрихт [Varaboshkin et al., 2003; Алексеев и др., 2005б]. Для этих интервалов характерны значительные изменения в составе комплексов фораминифер и радиолярий. Эти изменения фиксируются не только в изменении таксономического состава, флуктуации видового разнообразия, но и в морфофункциональных изменениях строения раковин этих групп.

Поздний сеноман считается временем максимально высокого уровня Мирового океана за всю мезокайнозойскую историю Земли. К этому временному интервалу приурочен глобальный аноксический эпизод ОАЕ 2. В большинстве районов ВЕП верхнесеноманские отложения были эродированы во время регрессивного туронского эпизода. Только в некоторых местах наблюдаются маломощные кластические осадки верхнего сеномана. Сеноманские отложения ВЕП охарактеризованы комплексами бентосных фораминифер (зоны *Gavelinella senomanica* и *Lingulogavelinella globosa*). Только пограничные сеноман-туронские отложения содержат комплекс планктонных фораминифер зоны *Whiteinella archaeocretacea*. Аналогичная картина наблюдается и на территории Туранской плиты. Карбонатный тип седиментации был характерен только для западных и юго-западных окраин платформы, хотя примесь кластического материала и здесь присутствует. Как кластические, так и карбонатные породы сеномана содержат комплексы планктонных фораминифер (*Rotalipora globotruncanoides* – *R. cushmani* – *Whiteinella archaeocretacea*).

Сеноманская ассоциация радиолярий встречена только в юго-западной Мордовии, где представлена видами *Crucella messinae* Pessagno, *Orbiculiforma depressa* Wu, *O. matura* Wu, *O. maxima* Pessagno, *O. unica* Wu, *Tubulistrum* cf. *transmontanum* O’Gogherty, *Holocryptocanium barbui* Dumitrica, характерными для сеномана. В Саратовском Поволжье в ее составе отмечаются *Cavaspongia euganea* (Squinabol), *Cavaspongia cylindrica* O’Dogherty, *Pessagnobrachia dalpiazii* (Squinabol), *Pessagnobrachia* cf. *macphersoni* Dogherty, *Orbiculiforma multa* (Kozlova), *Savaryella novalensis* (Squinabol), *Savaryella spinosa* O’Dogherty, *Pessagnobrachia dalpiazii* (Squinabol), *Anachoreta sagitta* O’Dogherty, *Torculum dengoi* (Schmidt-Effing), *Stichomitra communis* Squinabol, *Dictyomitra multicostata* Zittel, *Dictyomitra turritum* (Squinabol), *Mallanites ? triquetrus* (Squinabol). Появление в радиоляриевых ассоциациях единичных псевдодиктиомитрид и других тепловодных родов и видов, скорее всего, свидетельствует о расширении связей с Крымско-Кавказскими бассейнами и, следовательно, тетическом влиянии, вызванном трансгрессией с юга. Граница альба–сеномана фиксируется доминантой дискоидных губчатых форм, что, скорее всего, связано с резким обмелением бассейна. Начало новой трансгрессии происходит в середине или конце сеномана, когда появляются все морфологические группы радиолярий, о чем свидетельствуют планктонные фораминиферы.

Ранний кампан характеризуют обстановки, когда климат в Северном полушарии был еще теплым, и данный срез отражает усредненные условия обширного “моря белого мела” [Дондт, 2004; Алексеев и др., 2005б]. Широкая эвстатическая трансгрессия на территории ВЕП способствовала формированию карбонатных мел-мергельных осадков к югу от береговой линии, которая проходила севернее Брянска, Курска и Воронежа. Однако, начиная с сантона, ВЕП вступила в фазу полифазного регионального сжатия, что отразилось на активизации инверсионных структур, привело к синкомпрессионному быстрому погружению некоторых рифтогенных бассейнов типа Днепровского и активизации солянокупольного диапиризма в Прикаспийской впадине [Nikishin et al., 1999]. Это выразилось несогласием и эрозивной границей в основании сантона. Тектонические процессы диктовали весьма сложный характер распределения осадков в пределах ВЕП. Одной из особенностей седиментации в конце сантона–начале кампана является наличие меридионально вытянутого пояса терригенно-кремнистых осадков, протягивающегося от Ульяновского Поволжья вплоть до Ставрополя и Маныча. Комплексы фораминифер ВЕП характеризуются явным преобладанием бентосных фораминифер, среди которых важная роль принадлежит аномалинидам (известковый бентос, зоны *Gavelinella clementiana* и *Cibicoides temirensis*). Только в пределах терригенно-кремнистого пояса преобладают агглютинирующие таксоны (слои с *Silicisigmolina volganica*). Кампан на Мангышлаке – чистый белый мел, который содержит весьма обильный и разнообразный комплекс бентосных фораминифер. Он позволяет установить в сантон-кампанском интервале последовательность зон *Bolivinoidea strigillatus* – *Gavelinella clementiana* – *Bolivinoidea decoratus*.

Кампанские отложения широко распространены в Горном Крыму и на Кавказе, где они выражены мергельно-известняковыми фациями. Нижнекампанские отложения в ряде мест Горного Крыма трансгрессивно залегают на различных стратиграфических горизонтах, начиная от верхнего альба и до верхнего сантона включительно. Это связано с проявлением внутрисантонских деформаций в регионе. На уровне нижнего кампана на территории Восточного Кавказа выделяется зона *Globotruncanita elevata* (= *G. stuartiformis*). Кроме того, нижнекампанские отложения Кавказского региона содержат представительный комплекс бентосных фораминифер, что значительно упрощает их корреляцию с разрезами юга Восточно-Европейской платформы. Из фораминифер следует отметить присутствие видов рода *Bolivinooides*, который пользуется весьма широким географическим распространением, а также различные *Gavelinella*.

Анализ радиоляриевых ассоциаций юга Восточно-Европейской платформы показывает, что на смену относительно тепловодному комплексу верхнего сантона с *Pseudoaulophacus floresensis* и *Alievium praegallowayi*, в котором преобладают губчатые дискоидеи, приходит холодноводный комплекс самых верхов сантона и низов кампана с *Crucella espartoensis* и *Alievium gallowayi*, приуроченный к интервалу, сложенному крепкими, с трудом поддающимися дезинтеграции, опоками. Холодноводная радиоляриевая ассоциация хорошо фиксируется по первому появлению *Prunobrachium crassum* (Lipman), *P. sibiricum* (Lipman), *Crucella espartoensis* Pessagno, *Paronaella tumida* (Lipman), *Rhopalastrum attenuatum* Lipman, *Stichomitra campi* (Campbell et Clark) и *S. livermorensis* (Campbell et Clark). Нижнекампанские слои с *Lithostrobos rostovzevi* и *Archaeospongoprimum rumseyensis* хорошо выделяются массовым появлением холодноводных конических циртоидей рода *Lithostrobos*, раковины которых несут массивный рог. Здесь появляется кампанский *Archaeospongoprimum salumi* Pessagno. Радиоляриевая ассоциация слоев с *L. rostovzevi* и *A. rumseyensis* хорошо коррелируется с комплексом *L. rostovzevi* верхнего сантона–нижнего кампана Московской синеклизы [Vishnevskaya, De Wever, 1998]. Следующая нижнекампанская ассоциация с *Prunobrachium mucronatum* также холодноводная, обновляется за счет появления типично кампанских видов *Phaseliforma meganoensis* Pessagno, *Orbiculiforma australis* Pessagno, *Amphibrachium concentricum* Lipman, *A. sibiricum* (Gorbovetz), *Prunobrachium angustum* (Lipman), *P. mucronatum* (Lipman) и *P. incisum* Kozlova, а также многочисленных представителей высококонических форм рода *Amphipyndax*. Здесь отмечено последнее присутствие *Prunobrachium spongiosum*, *P. crassum* и *Stichomitra campi*, а также *Archaeospongoprimum salumi*, верхний предел существования которого ограничен нижним кампаном.

Поздний маастрихт. Следует отметить, что осадки этого возраста в самом начале палеоцена во многих местах ВЕП были эродированы. Открытый морской режим сохранился в Днепровско-Донецкой впадине, где накапливались меловые илы, а также в Прикаспийской синеклизе [Alekseev et al., 1999; Алексеев и др., 2005а,б]. В Северном Донбассе зафиксировано поднятие палеозойского ядра с формированием острова и пояса песчаных осадков по его северной периферии. На южном обрамлении ВЕП постоянно сохранялись морские обстановки, однако происходила дифференциация на мелководные (Юго-Западный Крым, Туранская платформа) и глубоководные участки (трог Большого Кавказа, Восточный Крым, Причерноморская впадина). Общее углубление бассейна и потепление распознаются в конце позднего маастрихта практически повсеместно (*elegans*-трансгрессия). Этот импульс хорошо фиксируется резким увеличением соотношения планктон/бентос [Beniamovskii, Koraevich, 1998]. В мелководных разрезах по-прежнему преобладают бентосные формы. Аналогичная картина наблюдается на территории Юго-Западного и Западного Крыма. В то же время Восточный Крым [Кобаевич и др., 2007], как и Северный Кавказ, располагался в участках более глубоководных, что подтверждается как характером осадков, так и преобладанием планктонных фораминифер над бентосными (ассоциация зоны *Abathomphalus mayaroensis*). Радиолярии в маастрихтских отложениях отсутствуют или представлены скудными экземплярами плохой сохранности.

Выводы

1. Начало позднего мела связано с закрытием меридиональных прогибов, которое осуществилось в результате крупной тектонической перестройки. В альб-сеноманское время процессы рифтогенеза охватили всю территорию Крымско-Кавказского региона [Nikishin et al., 1999]. В результате установились широтные связи между бореальными и тетическими бассейнами. Именно поэтому микрофоссилии Западной и Восточной Европы имеют большое сходство [Baraboshkin et al., 2003].

2. Начиная с туронского времени постепенно начали формироваться новые меридиональные прогибы, которые соединили бассейны Пери-Тетиса с Западно-Сибирским бореальным бассейном и с Западным внутренним бассейном США с другой стороны полушария. В Северном полушарии сформировался обширный мегапролив, через который происходило смещение и перемещение тетических и бореальных водных масс. Для этого времени значительно возрастает роль радиолярий, которые играют большую роль в зональном расчленении. Периодическое расширение сообщения через Тургайский и периодически открывавшийся Среднеуральский (коньяк–ранний кампан) проливы способствовало миграции видов в обоих направлениях. Тургайский мегапролив просуществовал вплоть до позднего эоцена.

3. В маастрихтское время площадь карбонатной седиментации вновь расширяется, а в конце маастрихта наблюдается проникновение теплых тетических вод на территорию ВЕП, что проявилось в резком увеличении содержания планктонных фораминифер тетического облика.

Работа выполнена при поддержке грантов РФФИ (проекты № 06-05-64859, 08-05-00283, 08-05-00588), а также Программой 25 (“Природа и эволюция биосферы”) и грантом “Научные школы” № 841.2008.5.

Литература

Алексеев А.С., Кобаевич Л.Ф., Барабошкин Е.Ю. и др. Палеогеография юга Восточно-Европейской платформы и ее складчатого обрамления в позднем мелу. Статья 1. Введение и стратиграфическая основа // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 2005а. Т. 80. Вып. 2. С. 80–92.

Алексеев А.С., Копаевич Л.Ф., Барабошкин Е.Ю. и др. Палеогеография юга Восточно-Европейской платформы и ее складчатого обрамления в позднем мелу. Статья 2. Палеогеографическая обстановка // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 2005б. Т. 80. Вып. 4. С. 30–44.

Дондт А.В. Кампанские и маастрихтские двустворчатые моллюски Горного Крыма: стратиграфическое распределение и палеобиогеография // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 2004. Т. 79. Вып. 2. С. 23–30.

Копаевич Л.Ф., Алексеев А.С., Никишин А.М. и др. О позднемаастрихтско-раннедатских водных массах, литологических и фораминиферных комплексах тектонически различных зон Горного Крыма // Вестн. МГУ. 2007. Сер. 4. Геол. № 3. С. 8–16.

Alekseev A.S., Kopayevich L.F., Ovechkina M.N., Olferiev A.G. Maastrichtian and Lower Paleocene of Northern Saratov Region (Russian Platform, Volga River): Foraminifera and calcareous nannoplankton // Bull. Inst. Roy. Sci. Natur. Belgique. Sci. Terre. 1999. Vol. 69. Suppl. A. P. 15–45.

Baraboshkin E., Alekseev A.S., Kopayevich L.F. Cretaceous palaeogeography of the North-Eastern Peri-Tethys // Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol. 2003. Vol. 196. P. 177–208.

Beniamovskii V.N., Kopayevich L.F. Benthic foraminiferid zonation in the Late Santonian–Maastrichtian of the European palaeobiogeographical area (EPA) // Zbl. Geol. Paläont. 1998. Teil 1. H. 11/12. P. 1149–1169.

Nikishin A.M., Ziegler P.A., Stephenson R.A., Ustinova M.A. Santonian to Palaeocene tectonics of the East-European Craton and adjacent areas // Bull. Inst. Roy. Sci. Natur. Belgique. Sci. Terre. 1999. Vol. 69. Suppl. A. P. 147–159.

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

НОВЫЕ ДАННЫЕ К ПАЛИНОЛОГИЧЕСКОЙ ХАРАКТЕРИСТИКЕ НИЖНЕМЕЛОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ЮГО-ВОСТОКА ЗАПАДНОЙ СИБИРИ

О.Н. Костеша, К.П. Лялюк

Томский государственный университет

RECENT DATA ON THE PALYNOLOGICAL CHARACTERISTICS OF THE LOWER CRETACEOUS SEDIMENTS OF THE SOUTH-EASTERN AREAS OF WESTERN SIBERIA

O.N. Kostesha, K.P. Lyalyuk

Tomsk State University

Нижнемеловые отложения (берриас–валанжин) на юго-востоке Западной Сибири (территория Томской области) по структурно-фациальному (СФ) районированию относятся частично к Александровскому, Рязкино-Васюганскому, Ларьякскому, Елогуйскому, Чулымо-Енисейскому районам и сложены мегийонской, куломзинской, тарской, елогуйской, илекской свитами [Региональная стратиграфическая схема..., в печати]. Для каждого района приводится биостратиграфическое обоснование расчленения, в том числе по спорам и пыльце.

Публикации по палинологическому исследованию изучаемой территории датируются семидесятыми–восьмидесятыми годами прошлого века [Маркова, 1971; Маркова и др., 1979]. Новые материалы получены при выполнении договорных работ с 1998 по 2007 г.

Александровский СФ район в Томской области охватывает значительную часть Каймысовского свода. Отсюда изучены единичные образцы скважин Столбовая-94 (инт. 2490,6–2496,2 м), 98 (инт. 2504,0–2509,6 м), Северо-Весенняя-2283 (инт. 2430,0–2444,3 м) и других. Нижняя часть меловых отложений здесь сложена мегийонской свитой. В палиноспектрах доминирует пыльца хвойных растений: *Piceapollenites* spp., *P. variabiliformis* (Bolch.) Petr., *Picea* sp., *P. mesophytica* Pokr., *Pinuspollenites* spp., единично отмечаются *Protoconiferus funarius* Bolch., *Quadraeculina* sp., *Podocarpidites* sp., *Sciadopityspollenites* sp., *Araucariacites* sp. Заметно присутствие (7–8 %) *Ginkgoaceae*, *Classopollis*. Отмечены единично *Eucommiidites* sp., *Gnetaceapollenites* sp. Споры встречаются в малом количестве, чаще преобладают гладкие трехлучевые, значительно присутствие *Lycopodium* sp., разнообразных селягинелл (*Selaginella* spp., *S. orbiculata* Krasn., *S. rara* Krasn.), *Densoisporites* sp., *Himenozonotriletes utriger* Bolch., *Leptolepidites* sp., *Aequitriradites* sp., *Osmundacidites* sp., *Stereisporites* sp. Единично отмечены *Lygodium* sp., *Cicatricosisporites* sp., *Klukisporites variegates* Coup., *Schizosporis* sp., *Apiculatisporites* sp., *Convruccosisporites* sp., *Foveasporites* sp., *Stenozonotriletes* sp. Встречаются и микрофитопланктон (до 14 %), представленный, главным образом, одноклеточными гладкими или шаргеновыми мелкими зернами, реже акритархами – *Micrhystridium* sp. Аналогичный состав спектров встречается и в других скважинах Каймысовского свода. В данном случае из-за скудности материала возраст вмещающих отложений датируется нами в объеме берриаса–валанжина.

Из Рязкино-Васюганского СФ района изучена скв. Мыльджинская-62, расположенная на Среднева-сюганском мегавале. Из куломзинской свиты в интервале 2082,5–2275,7 м выделены 12 палиноспектров с устойчивым преобладанием пыльцы голосеменных растений (до 75 %). Обычно это *Coniferales*, *Piceapollenites* spp., *P. variabiliformis*, *Picea valanjunica* Rovn., *Protopicea cerina* Bolch., *P. longisaccata* Rovn., *P. parvireticulata* Rovn. часто крупных размеров и более “молодого” облика, чем юрские формы. Иногда значительно участие *Ginkgocycadophytus* spp. (до 17 %). Часто, но в малом количестве, встречаются *Eucommiidites troedsonii* Erdtm., *Vitreisporites pallidus* (Reiss.) Coup., *Callialasporites trilobatus* (Balme) Dev., *C. dam-*

perii (Balme) Dev., единично – *Ephedropollenites* sp., *Cedrus* sp., Araucariaceae, постоянно встречается *Classopollis* sp. (до 16,5 %). Споровая часть составляет до 28,8 %, характерно видовое разнообразие спор. Прежде всего, это *Selaginella* spp. (*S. utrigera* Krasn., *S. orbiculata* Krasn., *S. utriculosa* Krasn., *S. elegans* Krasn., *S. kemensis* Krasn., *S. gigantea* Krasn., *S. rara* Krasn.), *Leptolepidites verrucatus* Coup., *Densoisporites velatus* Weyl. et Krieg., *Aequitriradites verrucosus* Cook. et Dett., *A. spinulosus* Cook. et Dett., *Himnozozonotriletes* sp. Обычны *Osmunda* sp., *Todites* sp., *Cyathidites* sp., *Coniopteris* sp., *Leiotriletes* sp., *Dicksonia* sp., *D. magnifica* Timosh. В небольших количествах, но практически постоянно встречаются гладкие *Lygodium japoniciforme* E. Iv., *L. asper* Bolch., иногда – *Concavissimisporites* sp., а также *Anemia* sp., *Cycatricosisporites* sp., *Klukisporites* sp., *Matonisporites* sp., *Gleichenia* sp. и др. Во всех палиноспектрах встречен микрофитопланктон (до 12 %). Чаще всего это пресноводные *Aletes* sp., *Schizosporis* sp., проблематичные зерна, реже прازیнофиты и спорадически неопределенные цисты динофлагеллат.

Облик палиноспектров в интервале 2082,5–2275,7 м однотипен, что соответствует длительному постоянству природных условий в неокое. Возраст вмещающих отложений по сопоставлению с СПК смежных территорий Западной Сибири определяется в пределах валанжина. Изменения во флоре и растительности накапливались очень медленно, вследствие чего границы между ярусами размыты и фиксируются по трудноуловимым признакам. Например, в палиноспектрах из интервала 2250–2275,7 м зафиксировано несколько меньшее количество и меньшее разнообразие спор *Selaginella* spp. Возможно, эти особенности соответствуют еще берриас-нижневаланжинскому возрастному диапазону.

В Елогуйском СФ районе изучена скв. Восток-1, расположенная на Ажарминском мегавале. Нижнемеловые отложения представлены елогуйской свитой. Из нижней части мелового разреза в интервале 2060,6–2130,8 м получено шесть палиноспектров преимущественно слабой насыщенности и обедненного видового состава. Сохранность миоспор плохая. В спектрах преобладает пыльца (до 58,8 % от общего состава спектра), спор меньше (до 35 %), количество микрофитопланктона увеличивается с глубиной.

Основой флористического состава палиноспектров является пыльца типично юрских голосеменных: *Piceapollenites* sp., *Pinuspollenites* sp., *Quadraeculina* sp., *Podocarpidites* sp., *Alisporites* sp., *Araucariacites* sp., *Ginkgocycadophytus* sp. Заметно участие *Classopollis* (до 17,0 %). Присутствуют *Eucommiidites* sp., обычны *Callialasporites* sp., *Perinopollenites elatoides* Coup., *Vitreisporites pallidus*. Единично отмечено пыльцевое зерно *Taxodiaceae*. Среди спор преобладают гладкие трехлучевые *Leiotriletes* sp., *Cyathidites* sp., *C. minor* Coup., значительно участие *Leptolepidites* sp., присутствуют *Densoisporites velatus*, *Lycopodiumsporites subrotundus*, *Neoraistrickia* sp., *Marattisporites* sp. На глубине 2126,7 м появляются *Dipteridaceae*, *Dictyophyllidites* sp. Характерной особенностью является присутствие единичных зерен меловых представителей *Lygodium* sp., *Coptospora* sp., *Selaginella gigantea*, *Cicatricosisporites minutaestriatus* (Bolch.) Росоцк, *C. dorogensis* Pot. et Gell., *Concavissimisporites* sp., *Foveolatisporites* sp., *Undulatisporites* sp., *Punctatisporites* sp., *Taxodiaceae*. Микрофитопланктон (до 23 %) представлен проблематикой и прازیнофитами.

По присутствию *Lygodium* sp., *Coptospora* sp., *Selaginella gigantea*, *Cicatricosisporites* sp., *C. dorogensis*, *C. minutaestriatus* (К.-М.) Vinogr. возраст вмещающих отложений можно датировать берриасом.

В Чулымско-Енисейском СФ районе исследована скв. Восток-3, расположенная на Владимировском своде. Из аргиллитов илекской свиты в интервале 2275,0–2287,2 м выделено два палиноспектра обедненного видового состава. Спор и пыльцы примерно равное количество. Преобладает пыльца хвойных *Piceapollenites* sp., *Picea samoilovichiana* Rovn., *Pinaceae*, *Pinus* sp., *Classopollis* (до 12 %), *Quadraeculina* sp. (до 8 %), единично отмечены *Vitreisporites pallidus*, *Eucommiidites*, *Ginkgocycadophytus*, *Araucariaceae*, *Taxodiaceae*-*Cupressaceae* (5%). Среди спор много *Leiotriletes* sp., *Cyathidites* sp., *C. minor* (в сумме 21 %), *Densoisporites velatus* (до 11 %), *Leptolepidites* sp. (до 6 %), единичны *Selaginella* sp., *Dipteridaceae*, *Biretisporites* sp., бугорчатый *Lygodium* sp., *Concavissimisporites informis* Doering, *Foveatrilites* sp., *Staplinisporites* sp., *Himnozozonotriletes mesozoicus* Росоцк, *Cingulatisporites* cf. *levispeciosus* Pflug, *Coptospora* sp., *Foraminisporites wonthaggiensis* (Cook. et Dettm.) Dettm., *Polipodiisporites* sp., *Trachitriletes* sp. и др. Единично отмечены *Leiosphaeridia* sp., проблематичный микрофитопланктон и споры грибов.

Присутствие в палиноспектре большого количества спор *Densoisporites velatus*, *Leptolepidites* sp., бугорчатых форм *Lygodium* sp., *Concavissimisporites* sp., *Concavissimisporites informis*, сближаемых со спорами семейства *Schizeaceae*, *Foraminisporites wonthaggiensis*, *Coptospora* sp., *Taxodiaceae*-*Cupressaceae* совместно с типично юрскими спорами и пылью голосеменных, а также присутствие небольшого количества микрофитопланктона позволяет предположить валанжинский возраст вмещающих отложений.

Представленный материал позволяет уточнить состав характерных палинокомплексов в разных структурно-фациальных районах для берриаса–валанжина, приведенных в унифицированной части региональной стратиграфической схемы нижнемеловых отложений Западной Сибири, утвержденной МСК в 2005.

Литература

Маркова Л.Г. История развития раннемеловой флоры Западно-Сибирской низменности (по данным палинологии). М.: Недра, 1971. 100 с.

Маркова Л.Г., Скурятенко А.В., Ткачева Л.Г. Палинозоны юры и мела Томской области // Вопросы биостратиграфии и детальной корреляции мезозойских и кайнозойских отложений Западно-Сибирской равнины. Тюмень, 1979. С. 92. (Тр. ЗапСибНИГНИ. Вып. 141).

Региональная стратиграфическая схема нижнемеловых отложений Западной Сибири. Новосибирск (в печати).

**СЕДИМЕНТОЛОГИЯ И ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ ЮРСКО-МЕЛОВЫХ БАСЕЙНОВ
ПРИАМУРЬЯ И ЗАПАДНОГО ПРИОХОТЬЯ**

В.В. Крапивенцева

Институт тектоники и геофизики им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН, Хабаровск

**SEDIMENTOLOGY AND PALEO GEOGRAPHY OF THE JURASSIC-CRETACEOUS BASINS
OF PRIAMURIE AND PRIOKHOTIE**

V.V. Krapiventseva

Ju.A. Kosygin Institute of Tectonics and Geophysics, FEB RAS, Khabarovsk

Юрско-меловые бассейны Приамурья и Западного Приохотья расположены в Амурской области (Амуро-Зейский бассейн) и в Хабаровском крае (Буреинский бассейн и приохотские Удский и Торомский бассейны). Их формирование происходило преимущественно в позднем мезозое и в последующем кайнозое в посторогенной обстановке на рифтогенном этапе развития [Кириллова и др., 2006].

Буреинский, Удский и Торомский бассейны ранее относились к наложенным прогибам Монголо-Охотского "типа", либо к пригеосинклинальным или внегеосинклинальным прогибам. Они наложены на разнородные элементы дислоцированного фундамента, от которого отделены длительным перерывом в осадконакоплении. На орогенной стадии развития Монголо-Охотской системы эти прогибы развивались как краевые [Роганов и др., 1999].

По более поздним данным Удский бассейн относится к преддуговым прогибам по отношению к Удско-Мургальской дуге [Парфенов, 1984]. По мнению Г.Л. Кирилловой, это приемлемо только для северо-восточной части бассейна, и в целом бассейн по своей геодинамической природе гибридный, тесно связанный с геодинамическим развитием региона в целом [Кириллова и др., 2006].

Наибольшее сходство с Торомским и Удским бассейнами по тектонической позиции и составу осадочного выполнения имеет Буреинский бассейн, который представляет собой фрагмент погруженной окраины другого (Северо-Китайского) обширного континентального массива, расположенного к югу от Монголо-Охотского орогенного пояса и к западу от Сихотэ-Алинской системы.

Буреинский, Удский и Торомский бассейны выполнены мощными (от 3 до 8 км) мелководными морскими и континентальными терригенными и вулканогенно-терригенными отложениями, относящимися к верхнему триасу, юре и нижнему мелу. Разрезы юры и нижнего мела содержат многочисленные фаунистические остатки, детально изученные многими исследователями [Решения..., 1994; Роганов и др., 1999].

Для выяснения условий осадконакопления большое значение имели источники сноса обломочного материала, поступающего в бассейны, а также рассмотрение палеогеографических и палеотектонических особенностей в расположении областей юрско-мелового осадконакопления [Шарудо и др., 1973; Крапивенцева, 2000; Кириллова и др., 2006].

Угленосная верхнеюрско-нижнемеловая формация Буреинского бассейна и слабоугленосные формации Удского и Торомского бассейнов сложены разнообразными по структуре и текстуре аркозовыми, полимиктовыми и туфогенными породами: конгломератами, гравелитами, песчаниками, алевролитами, аргиллитами, пепловыми туфами, туффитами, углями и их переходными по составу разновидностями.

Литологический состав юрско-меловых отложений Удского и Торомского бассейнов очень близок. Преобладающими типами пород являются песчаники кварц-полевошпатового, миктитового и смешанного состава [Роганов и др., 1999].

Угленосные отложения формировались в разнообразных условиях и представлены в Буреинском бассейне прибрежно-морскими (преимущественно келловей-оксфорд), континентальными руслово-пойменными озерными и торфяно-болотными с пластами углей (с волжского яруса до баррема-нижнего апта включительно) фациями.

Изучение отложений Буреинского и Удского бассейнов показало широкое развитие в них туфов и туфогенных пород. Эти данные, в совокупности с наличием в углях пепловой тонкорассеянной пирокластике, свидетельствуют о проявлениях вулканизма, синхронного образованию угленосной формации в целом. Периодам усиления вулканической деятельности отвечало широкое отложение туфов, в периоды ее ослабления происходило образование различных терригенных, туфогенно-терригенных пород и угольных пластов с примесью туфогенного материала и прослоями туфов и туффитов [Крапивенцева, 1979, 2000].

Следует отметить, что в Торомском бассейне в мезозойских отложениях вулканические и пирокластические образования практически отсутствуют [Кириллова и др., 2006].

В истории седиментации бассейнов можно выделить до четырех этапов.

Юрские отложения накапливались в морских и прибрежно-морских мелководных условиях (с синемюра и плинсбаха до среднего оксфорда в Буреинском и до конца волжского века в Удском и Торомском бассейнах). Для них характерно наличие двух-трех перерывов в осадконакоплении [Роганов и др., 1999; Крапивенцева, 2000; Кириллова и др., 2006].

В конце юры морские условия осадконакопления постепенно сменялись континентальными. Формирование отложений, выделенных в Торомском прогибе в верхнеюрско-нижнемеловую илинурэжскую свиту (мощность до 650–700 м) и ниже-верхнемеловую чуманярскую свиту (мощность нижней подсвиты (нижний мел) до 130–300 м, верхней подсвиты (нижний-верхний мел) – 109–150 м), а также терригенных пород тахиканмакитской толщи (волжский ярус и берриас) мощностью до 1500 м в Удском прогибе происходило в озерах и дельтах больших рек. Областью сноса обломочного материала по-прежнему являлись поднятия Алдано-

Станового региона. Образование верхнеюрских и нижнемеловых отложений в Буреинском бассейне (с волжского по аптский век) происходило в условиях континентальных и прибрежных озерно-аллювиальных долин с развитием торфяно-болотных отложений и многочисленных (до 100) угольных пластов и пропластков.

Нижний мел в западных частях Удского и Торомского бассейнов представлен континентальными, лишь местами слабоугленосными, вулканогенно-терригенными аллювиальными отложениями. В восточной части Торомского бассейна в берриасе осадконакопление происходило в морской обстановке. Об этом свидетельствует наличие осадков с фауной бухий, венчающих здесь разрез мезозоя. Вулканиды отложились лишь в бортовых частях Удского бассейна в берриасском и апт-альбском веках. Континентальные условия осадконакопления временами нарушались кратковременными морскими трансгрессиями, которые маркируются слоями с остатками окаменелостей.

В Буреинском бассейне альб-раннесеноманское осадконакопление продолжалось в условиях морского мелководья и прибрежно-морской седиментации с формированием толщи кындальской свиты. В Торомском бассейне в конце раннего мела (в альбе) после длительного перерыва в осадконакоплении (преимущественно в барреме и апте) образовалась континентальная моласса, выделенная в тыльскую свиту мощностью до 1220 м. Областью сноса терригенного материала являлись поднятия – блоки палеозойских пород в восточной части Монголо-Охотской складчатой системы, которые обусловили обособление Удского и Торомского прогибов [Роганов и др., 1999].

Таким образом, Торомский и Удский бассейны представляют собой фрагменты некогда протяженной зоны морского (шельфовые фации) и континентального осадконакопления, маркирующей собой мезозойскую окраину Сибирского континента, простиравшуюся параллельно троговому морскому бассейну Монголо-Охотской системы, будучи отделенной от него полосой поднятий [Роганов и др., 1999].

Замыкание мезозойских континентальных прогибов восточной части Монголо-Охотского орогенного пояса произошло, по-видимому, на рубеже юры и мела. В Торомском, Удском и Буреинском бассейнах на этом рубеже произошла смена морских условий осадконакопления на континентальные [Роганов и др., 1999; Кириллова и др., 2006].

Завершающий этап континентальной седиментации приходится в Буреинском и Удском бассейнах на кайнозойское время. В Торомском бассейне поздне меловые (сеноман–коньяк) отложения представлены мощной толщей кислых вулканитов, в Удском бассейне в сеномане образовалась толща эффузивов небольшой мощности.

Литература

Кириллова Г.Л. и др. Глава 6. Осадочные бассейны Востока России // Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России. В 2 кн. / Ред. А.И. Ханчук. Владивосток: Дальнаука, 2006. Кн. 1. С. 501–522.

Крапивенцева В.В. Угленосная формация Буреинского бассейна. М.: Наука, 1979. 148 с.

Крапивенцева В.В. Литолого-формационный анализ юрско-меловых осадочных образований Буреинского, Удского и Торомского прогибов (Хабаровский край) в связи с их нефтегазоносностью // Проблемы литологии, геохимии и рудогенеза осадочного процесса: Материалы к 1-му Всерос. литологическому совещанию. М.: ГЕОС, 2000. Т. 1. С. 384–386.

Парфенов Л.М. Континентальные окраины и островные дуги мезозойского Северо-Востока Азии. Новосибирск: Наука, 1984. 192 с.

Решения 4-го Межведомственного регионального стратиграфического совещания по докембрию и фанерозою юга Дальнего Востока и Восточного Забайкалья (Хабаровск, 1990 г.) Хабаровск: ХГТГП, 1994. 124 с. 38 схем.

Роганов Г.В., Брудницкая Е.П., Кисляков С.Г., Махинин А.В. Стратиграфия и условия формирования отложений Торомского и Удского прогибов // Геология и полезные ископаемые Приамурья (к 50-летию ФГУГГП “Хабаровскгеология”). Хабаровск: Магеллан, 1999. С. 80–94.

Шарудо И.И., Москвин В.И., Дзенс-Литовская О.А. Литология и палеогеография Буреинского прогиба в позднем мезозое. Новосибирск: Наука, 1973. 68 с.

ПЕРЕСТРОЙКА ГЕОМАГНИТНЫХ ПРОЦЕССОВ НА РУБЕЖЕ ЮРСКОГО И МЕЛОВОГО ПЕРИОДОВ

А.Ю. Куражковский, Н.А. Куражковская, Б.И. Клайн

Геофизическая обсерватория “Борок”, филиал ИФЗ им. О.Ю. Шмидта РАН, п. Борок, Ярославская обл.

REFORMATION OF GEOMAGNETIC PROCESSES AT THE JURASSIC/CRETACEOUS BOUNDARY

A.Yu. Kurazhkovskii, N.A. Kurazhkovskaya, B.I. Klain

Borok Geophysical Observatory of Schmidt Institute of Physics of the Earth of RAS, Borok, Yaroslavl region

Древнее геомагнитное поле характеризуется палеонапряженностью H и частотой инверсий F . Особенности поведения характеристик геомагнитного поля используются для изучения глубинных геодинамических процессов и при проведении стратиграфических исследований. Как было показано А.Ю. Куражковским с соавторами [2008], усредненные значения H и F изменяются взаимосвязано (противофазно). Однако между палеонапряженностью и частотой инверсий нет точного количественного соответствия. Более того, динамика палеонапряженности не может детально соответствовать динамике частоты инверсий. С одной стороны, это связано с тем, что продолжительность полярных интервалов не совпадает с характерными временами вариаций палеонапряженности, с другой стороны, поведение H и F реконструировано с различной подробностью.

Данные об инверсиях геомагнитного поля [Дополнения..., 2000; Gradstein et al., 2004] используются при проведении глобальных и региональных корреляций горизонтов осадочных толщ. Особое значение для глобальных корреляций имеют “редкие” геомагнитные события, легко опознаваемые в разрезах при минимуме биостратиграфической информации. Примерами таких “редких” геомагнитных событий мелового периода являются переход от частых инверсий в готериве к редким инверсиям в барреме (подошва магнитного хрона М3), эпохи обратной полярности в апте–кампане на фоне доминирования нормального режима поля (магнитный хрон Мо в основании апта и другие).

Сведения о палеонапряженности до последнего времени в стратиграфии практически не использовались главным образом из-за недостаточного количества данных. По осадочным породам Русской плиты и прилегающих территорий нами были получены фрагменты поведения палеонапряженности юрского и мелового периодов [Куражковский и др., 2008], которые значительно увеличили массив информации о поведении этой характеристики геомагнитного поля. Совместное использование данных, полученных по осадочным [Куражковский и др., 2008] и вулканогенным породам (взяты из базы данных <http://www.brk.adm.yar.ru/palmag/index.html>), позволило обнаружить в поведении палеонапряженности особенности, которые могут быть использованы как для изучения динамики глубинных процессов, так и для стратиграфических корреляций.

По современным представлениям генерация планетарного магнитного поля определяется сочетанием трех факторов: наличием жидкого ядра, обладающего хорошей проводимостью, существованием радиальных потоков этой жидкости (тепловой конвекции) и вращением планеты вокруг своей оси. Подробное исследование палеонапряженности (рис. 1, 2) показало, что на границе юра/мел в поведении этой характеристики геомагнитного поля произошли принципиальные изменения. Так, напряженность магнитного поля юры в среднем была достаточно низкой, а в конце среднеюрской эпохи произошло ее дальнейшее понижение, которое продолжалось и в поздней юре. В меловом периоде, начиная с берриаса, палеонапряженность начала возрастать. Рост палеонапряженности продолжался вплоть до аптского века, а затем, до эоцена включительно, ее значения оставались высокими (близкими к современным). Таким образом, исследование поведения палеонапряженности показало, что на юрско-меловом рубеже произошла перестройка глубинных геодинамических процессов, связанных с генерацией геомагнитного поля.

На изменение генерации геомагнитного поля на рубеже юра/мел указывает и поведение частоты инверсий. Согласно [Дополнения..., 2000], в интервале 150–140 млн лет наблюдался локальный минимум частоты инверсий (см. рис. 1). Однако представления о поведении этой характеристики в средней–поздней юре окончательно не сформировались. Шкалы [Дополнения..., 2000; Gradstein et al., 2004] значительно различаются в оценке частоты инверсий этого периода. Вероятно, поведение частоты инверсий в юрском периоде будет уточняться.

Реконструкция фрагментов поведения палеонапряженности юры–мела (см. рис. 2), проведенная по осадочным породам, позволила обнаружить некоторые детали, которые могут быть использованы для решения задач стратиграфии. Так, на границе юра/мел отмечается увеличение средних значений и амплитуды вариаций палеонапряженности. В верхнем валанжине обнаружен продолжительный интервал существования высоких значений палеонапряженности. В пределах магнитного хрона М1 (верхний баррем) и ряде последующих магнитополярных интервалов обнаружены всплески палеонапряженности (см. рис. 2). Эти особенности поведения палеонапряженности значительно расширяют возможности использования палеомагнитного метода при проведении глобальных стратиграфических корреляций.

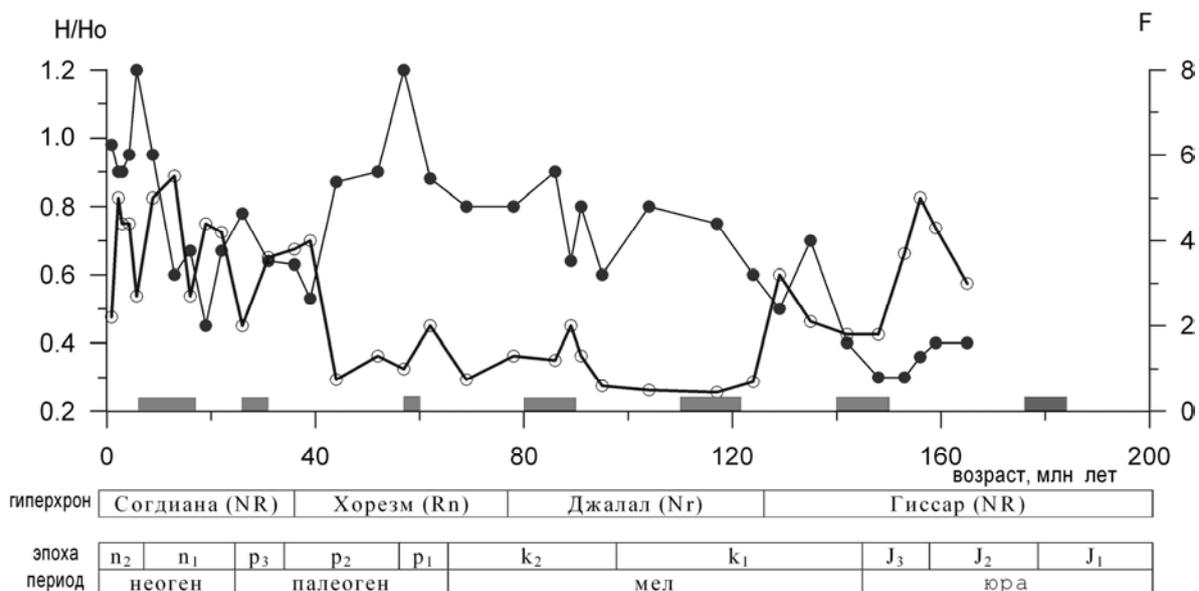


Рис. 1. Изменение средних за геологический век значений палеонапряженности (Н/Но) (темные кружки) и частоты инверсий (F) (светлые кружки) в последние 170 млн лет.

Темными прямоугольниками показаны временные интервалы излияний базальтовых лав, идентифицируемых с проявлением плюмов на земной поверхности по [Добрецов, 1997; Грачев, 2000].

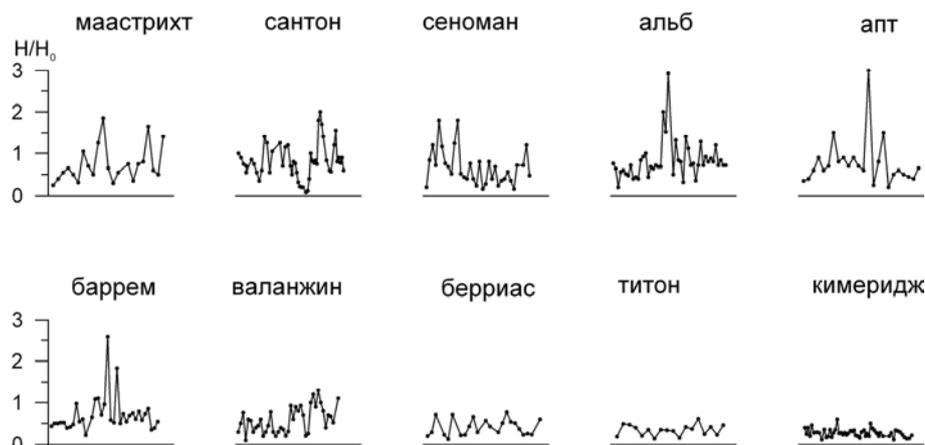


Рис. 2. Фрагменты поведения палеонапряженности юры–мела, полученные по осадочным породам.

Одним из возможных новых направлений магнитостратиграфии является поиск соответствия между геомагнитными и геотектоническими событиями. Так, в мезозое–кайнозое известно несколько крупных излияний базальтовых лав, идентифицируемых с проявлением плюмов [Добрецов, 1997; Грачев, 2000], и эти события хорошо датированы радиометрическими методами. Как видно из рис. 1, эти магматические события сопровождаются некоторыми особенностями в поведении геомагнитного поля. Перед излияниями базальтов палеонапряженность сначала убывает, затем возрастает. Частота инверсий ведет себя противофазно палеонапряженности. Минимум палеонапряженности и максимум частоты инверсий наблюдается либо в начале, либо за несколько миллионов лет до магматического события. Сопоставление геомагнитных и геотектонических событий пока (из-за недостатка данных) проведено с относительно низкой точностью (до продолжительности геологического века). Тем не менее, можно надеяться, что дальнейшее более детальное исследование соответствия поведения характеристик геомагнитного поля магматическим событиям позволит с хорошей точностью проводить корреляцию радиометрических и стратиграфических датировок.

Рассмотренные палеомагнитные данные позволяют сделать заключение о том, что на рубеже юра/мел произошла перестройка глубинных процессов, связанных с генерацией геомагнитного поля. В меловом периоде появились всплески палеонапряженности. Факт существования всплесков напряженности геомагнитного поля может быть использован для решения задач стратиграфии.

Авторы признательны А.Ю. Гужикову за обсуждение результатов работы.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (грант № 08-05-00385).

Литература

- Грачев А.Ф. Мантийные плюмы и проблемы геодинамики // *Физика Земли*. 2000. № 4. С. 3–37.
 Добрецов Н.Л. Мантийные суперплюмы как причина главной геологической периодичности и глобальных перестроек // *Докл. РАН*. 1997. Т. 357. № 6. С. 797–800.
 Дополнения к стратиграфическому кодексу России. СПб.: ВСЕГЕИ, 2000. 111 с.
 Куражковский А.Ю., Куражковская Н.А., Клайн Б.И. Связь напряженности геомагнитного поля и особенностей его вариаций с частотой инверсий // *Докл. РАН*. 2008. Т. 420. № 2. С. 243–247.
 Gradstein F.M., Ogg J.G., Smith A.G. et al. *A Geologic Time Scale 2004*. Cambridge Univ. Press, 2004. 590 p.

ОСОБЕННОСТИ ВЛИЯНИЯ БЕНТОСА НА ФОСФАТОГЕНЕЗ ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ В МЕЛУ

С.Ю. Малёнкина

Геологический институт РАН, Москва

FEATURES OF BENTHOS INFLUENCE ON PHOSPHOGENESIS OF EAST EUROPEAN PLATFORM IN CRETACEOUS

S.Yu. Maleonkina

Geological Institute of RAS, Moscow

Бентосная фауна живет на морском дне, в самом грунте и на нем, т.е. близ границы раздела вода–осадок, где происходят также процессы седименто- и диагенеза, поэтому она не может не оказывать на них влияния. Особенно сильное воздействие осуществляют зарывающиеся животные, такие как, например, некоторые двустворки, морские ежи, ракообразные и др., а также детритофаги. Все они нарушают целостность осадка, создавая неоднородность, не только структурную, но и геохимическую. Неоднородность осадка в условиях от-

крытой системы порождает затем перераспределение различных веществ внутри него путем диффузии. В первую очередь это касается фосфата, как одного из основных биогенных элементов. Там, где органики было мало, происходили полное разложение рассеянного органического вещества и переход из него всего фосфата в раствор. Затем он перемещался туда, где шло его осаждение, т.е. в участки, обогащенные различной органикой, богатой также и фосфором. Все это развивалось в верхних слоях осадка (мощностью до 25 см) вблизи границы раздела вода–осадок. Это в большинстве своем как раз участки развития бентосной фауны (ходы роющих животных с продуктами их жизнедеятельности, а также заполненные другими органическими остатками; локальные скопления губковых зарослей, устричные банки, занесенные осадком и пр.). Источником фосфора для жизнедеятельности морских организмов является морская вода. Сами организмы в свою очередь могут служить источником фосфора для образования фосфоритов при захоронении их в осадок. Немалая доля биопродуктивности приходится на бентос, он же нередко обеспечивал аккумуляцию и сохранность отмершего планктоногенного органического материала для последующей фосфатизации в своих ходах и норках.

Доказательства этого можно видеть при изучении следов жизнедеятельности бентосных организмов и их самих, “зафиксированных” фосфатом. В юрских и нижнемеловых фосфоритах преобладают ядра двустворок, гастропод, брахиопод, встречаются губки, иглокожие (ежи, морские лилии), ракообразные; ходы и следы сверления имеют специфичную форму, характерную для перечисленных групп фауны, но отличающуюся от присутствующих в верхнемеловых отложениях. В последних преобладают преимущественно крупные ихнофоссилии (типа *Thalassinoides*), имеющие к тому же породообразующее значение для верхнемеловых фосфоритов, судя по инсцитным желвакам [Малёнкина, 2003]. При этом ходы обычно заполнены скелетными остатками бентосных фораминифер, планктонных организмов и копролитами. 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”, как, например, в Поволжье [Первушов, 2001]. Матрикс практически всех изучавшихся фосфоритов содержит также фосфатизированные фрагменты различных цианобактериальных матов, бактериальных колоний и известковых водорослей, наблюдаемых под сканирующим электронным микроскопом либо в виде пористого губчатого фосфата, либо в виде трубчатых, нитчатых, палочковидных и сфероидальных образований [Maleonkina, 2003]. Возможно, цианобактериальные, бактериально-водорослевые маты и строматолиты играют большую роль при формировании фосфатных плит, но это пока остается до конца не выясненным. Из общего состава породообразующих биокомпонентов изученных фосфоритов видно, что бентосные организмы составляют значительную часть, а иногда и преобладают, что неудивительно, так как большая часть бентосных организмов сосредоточена в приливно-отливной и шельфовой зонах океана, там же, где непосредственно откладываются фосфаты.

Возможно, процесс фосфатизации органических остатков происходит по следующей схеме (рисунок). Сначала наблюдается жизнедеятельность различных организмов на поверхности и внутри осадка, одновременно на дно выпадает планктоногенное органическое вещество, которое в некоторых случаях сносится течениями (в том числе приливно-отливными) и слабыми волнениями с поверхности осадка и остается лишь в неровностях микрорельефа, например, в ходах роющих организмов и норках сверления. Они же, как правило, дополнительно обогащены продуктами жизнедеятельности этих организмов. При катастрофически быстром засыпании осадком все это сохраняется от дальнейшего поедания. Немедленно, после гибели организма или поступления другой органики в осадок, начинается бактериальное разложение органического вещества и замещение (фосфатизация). Процесс фосфатизации очень быстрый. Бактериальное разложение органического вещества в нижней, восстановленной, зоне осадка создает высокие концентрации карбонатных ионов и фосфата, которые переносятся в вышележащие слои осадочной колонки. По мере исчерпания запасов геохимически активного органического вещества, диффузии CO_2 и продвижения окисленной зоны вниз наступает пересыщение поровых вод фосфатом кальция, который выделяется сначала в коллоидную, а затем и в твердую фазу в обогащенных органикой местах в остаточной рыхлой массе кремнистого или карбонатного состава, формируя первичные стяжения вблизи границы вода–дно [Савенко, Савенко, 2005]. Кроме того, присутствие бактерий дополнительно ускоряет процесс. При участии бактерий переход органического фосфора в минеральную форму может быть осуществлен в течение нескольких десятков дней [Лука, Прево, 1984]. При этом обычно фосфатизируется вся органика, в том числе и сами бактерии.

Процесс фосфатогенеза происходил непрерывно: при засыпании одних ходов и погибших организмов сверху терригенным осадком возникали новые поверхности, на которых вновь поселялись различные организмы, подвергавшие их различным воздействиям (биотурбации и др.), и процесс продолжался. Он прекращался, по-видимому, лишь тогда, когда активность гидродинамического режима усиливалась настолько, что отложенный осадок размывался, происходило вымывание получившихся стяжений из вмещающих пород, механическое перераспределение и сгужение в прослой. Одновременно нарушался весь механизм фосфатогенеза, возникало смешение поровых вод с наддонным слоем воды, что исключало подвижность растворенного фосфата внутри осадка и препятствовало дальнейшему диагенетическому перераспределению. Если до этого момента проходило достаточно времени для литификации стяжений (от нескольких месяцев до нескольких лет [Батулин, 1978]), то образовывались желваки (подобные сеноманским). Если же нет, то слабо консолидированные стяжения могли разрушаться или распадаться на более мелкие фрагменты, из которых в дальнейшем могли формироваться зерна (подобные кампанским фосфатным зернам Воронежской антеклизы). Кроме того, зерна могли образовываться и из мелких (изначально) комковатых агрегатов биодетрита, фрагментов микробиальных матов и из копролитов [Батулин, 2004]. При ослаблении гидродинамического режима вновь начиналась активная биотурбация поверхности осадка, и включался механизм фосфатогенеза. При этом, помимо новых стяжений, в процесс могли быть вновь вовлечены уже сформировавшиеся желваки как центры концентрации фосфора. Именно поэтому они часто имеют сложное строение и состоят из нескольких генераций. Таким образом, периодические изменения гидродинамического режима обеспечили полицикличность процесса фосфоритообразования.

Временами происходило крайнее замедление или полное прекращение осадконакопления, фосфатизация поверхности размыва (*hard ground*) и цементация сгруженных желваков, происходящая сверху вниз. Возможно, этот процесс был тесно связан с деятельностью донной биоты, особенно с пленочными бактериально-водорослевыми комплексами. Также возможно, что он сочетался с крайней мелководностью и приливо-отливными условиями. Широкое развитие в позднем мелу поднятий на территории Восточно-Европейской платформы площадью в сотни квадратных километров (отмели и банки), приуроченных к куполовидным выступам докембрийского фундамента, обусловило формирование высококонденсированных слоев со сложным строением, увенчанных фосфоритовыми плитами [Малёнкина, 2005]. При этом большую роль играло соотношение биопродуктивности бассейна и интенсивности поступления терригенного материала, подавлявшего фосфатогенез.

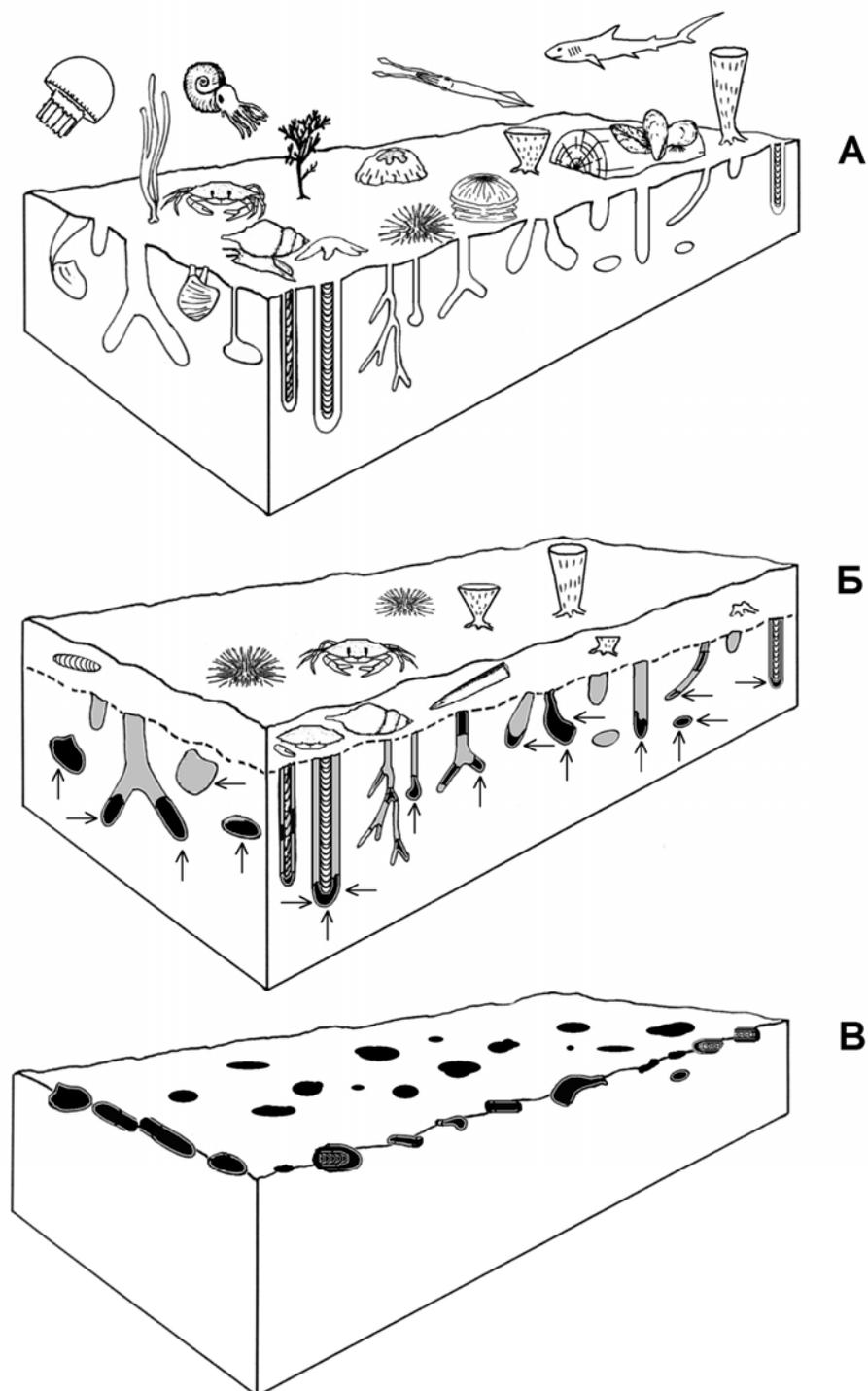


Схема процесса фосфатогенеза: А – жизнедеятельность разнообразных организмов; Б – фосфатизация различной органики и ходов, формирование стяжений (стрелками показано перемещение растворенных фосфатов); В – вымывание получившихся стяжений фосфоритов и сгружение их в прослой.

Литература

- Батурин Г.Н. Фосфориты на дне океанов. М.: Наука, 1978. 232 с.
Батурин Г.Н. Фосфатонакопление в океане. М.: Наука, 2004. 464 с.
Лука Ж., Прево Л. Синтез апатита. К вопросу о новой модели генезиса осадочных фосфоритов // 27 МКГ: Неметаллические полезные ископаемые. М.: Наука, 1984. С. 16.
Малёнкина С.Ю. Процессы первичного фосфогенеза в сеноманских отложениях Воронежской антеклизы // Современные вопросы геологии. М.: Научный мир, 2003. С. 229–232.
Маленкина С.Ю. Обстановки осадконакопления и роль биоты в фосфатогенезе позднего мела Воронежской антеклизы // Меловая система России: проблемы стратиграфии и палеогеографии: Сб. статей / Ред. В.В. Аркадьев, В.А. Прозоровский. СПб: НИИЗК СПбГУ, 2005. С. 209–225.
Первушов Е.М. Роль кремниевых организмов в осадконакоплении в поздне меловых и палеогеновых бассейнах Поволжья // Тр. НИИГеологии СГУ. Нов. сер. 2001. Т. VII. С. 19–30.
Савенко В.С., Савенко А.В. Физико-химический анализ процессов современного океанского фосфоритообразования. М.: Геос, 2005.
Maleonkina S.Yu. Phosphatized algal-bacterial assemblages in Late Cretaceous phosphorites of the Voronezh Antecline // Proceedings of SPIE. 2003. Vol. 4939. P. 77–82.

**НИЖМЕЛОВЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ ЖУРАВЛЕВСКОГО ТЕРРЕЙНА
(ЦЕНТРАЛЬНЫЙ СИХОТЭ-АЛИНЬ)**

А.И. Малиновский, В.В. Голозубов, Н.И. Екимова
Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, Владивосток

**LOWER CRETACEOUS DEPOSITS IN THE ZHURAVLEVSKIY TERRANE
(CENTRAL SIKHOTE ALIN)**

A.I. Malinovsky, V.V. Golozoubov, N.I. Ekimova
Far East Geological Institute, FEB RAS, Vladivostok

Одной из важнейших фундаментальных проблем современной геологии является выяснение палеогеодинамических и палеогеографических режимов формирования осадочных бассейнов складчатых областей, а также выяснение особенностей их эволюции в истории Земли. Решение этой проблемы необходимо для правильного понимания геологических процессов в древних и современных седиментационных бассейнах активных континентальных окраин зоны перехода от Тихого океана к Евразийскому континенту.

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. В складчатых областях, где геологическое изучение затруднено плохой обнаженностью, сложным строением, бедностью фауной глубоководных терригенных толщ и их циклической повторяемостью, от правильного выделения литологических критериев распознавания в древних отложениях палеогеодинамических обстановок формирования отложений подобных бассейнов зависит надежность палеогеографических реконструкций, достоверность построения стратиграфических схем, геологических разрезов и карт.

На карте террейнов северного обрамления Тихого океана [Nokleberg et al., 2000] выделены так называемые террейны турбидитовых бассейнов, которые могут иметь самое различное происхождение и, соответственно, геодинамическая типизация которых представляется затруднительной. В пределах современной активной окраины Азии примером бассейна такого типа является раннемеловой Журавлевский террейн Сихотэ-Алиня, который образован мощными, сильно дислоцированными толщами терригенных пород, накапливавшихся, как правило, без заметного влияния вулканизма.

Журавлевский террейн (рисунок) занимает большую часть хребта Сихотэ-Алинь и представляет собой полосу северо-восточного простирания протяженностью около 800 км при ширине до 80 км. От расположенного западнее Самаркинского террейна он отделен системой разрывов зоны крупного левостороннего сдвига – Центрального Сихотэ-Алинского разлома. С юга к Журавлевскому террейну примыкают Таухинский террейн раннемеловой аккреционной призмы, с востока – раннемеловой Кемский островодужный террейн. Стратиграфическая колонка террейна включает практически непрерывный разрез терригенных нижнемеловых отложений (от берриаса до верхнего альба) общей мощностью около 11 тыс. метров. Стратиграфическая последовательность и состав меловых отложений террейна следующие.

Журавлевская свита (верхний берриас–нижний валанжин) сложена преимущественно глинистыми породами, содержащими резко подчиненное количество песчаников, пачек турбидитов, горизонтов микститов и вулканитов.

Ключевская свита (валанжин) также характеризуется преобладанием в разрезе глинистых пород, хотя количество песчаных горизонтов в ней значительно увеличивается. Кроме того, встречаются горизонты микститов, прослои и линзы гравелитов и конгломератов, а также пачки турбидитов.

Усть-колумбинская свита (готерив) существенно песчаниковая, содержит редкие горизонты алевролитов и микститов, а также маломощные пачки турбидитов.

Приманкинская свита (верхний готерив–баррем) состоит в основном из алевролитов, содержащих редкие тонкие прослои песчаников и пачки турбидитов.

Каталевская свита (апт) сложена мощными горизонтами песчаников, содержащими прослои и линзы алевролитов, гравелитов и конгломератов, а также довольно мощные пачки турбидитов.

Дивнинская свита (нижний альб) практически полностью сложена алевролитами. Отмечаются лишь редкие тонкие прослои песчаников и маломощные пачки турбидитов.

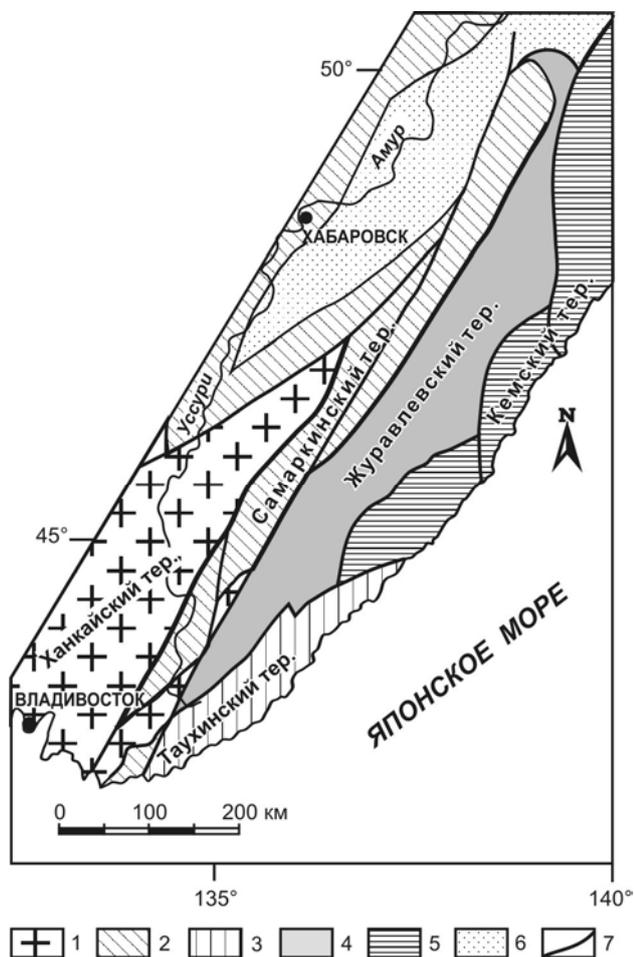
Светловоднинская свита (нижний–средний альб) сложена в основном пачками турбидитов, разделенными горизонтами алевролитов, реже песчаников, микститов, гравелитов.

Лужинская свита (средний–верхний альб) существенно песчаниковая, лишь изредка содержит прослои и линзы алевролитов и гравелитов.

Следует отметить отчетливое различие берриас-валанжинской и готерив-альбской частей разреза. Для нижней части (журавлевская и ключевская свиты) характерно резкое преобладание в разрезе глинистых пород, наличие горизонтов микститов – алевролитов с разлинзованными прослоями ("гидробудинами"), обломками и глыбами песчаников. Свиты охарактеризованы фауной, преимущественно бухиями, значительно реже – аммонитами. Особенностью этой части разреза является высокая скорость седиментации – около 500 м/млн лет, то есть относящаяся к разряду лавинной [Лисицын, 1988]. Горизонты микститов и являются прямым свидетельством аномально высоких скоростей осадконакопления. Особенностью готерив-альбской части разреза является резкое преобладание песчаниковой составляющей и наличие многочисленных пачек турбидитов. Разрез состоит из четырех мегаритмов мощностью 1,5–3 тыс. м, в основании каждого из которых доминируют песчаники, а в кровле – алевролиты. Готерив-барремский уровень фаунистически слабо охарактеризован – лишь иногда установлены призматические слои и единичные раковины иноцерамов. Для апт-нижнеальбского уровня разреза типичными являются достаточно многочисленные ауцеллины, значительно реже – аммониты. В среднем–верхнем альбе ауцеллины исчезают, и появляется характерный тригониево-актаеонелловый комплекс фауны, нередко образующей в подошвенной части этого уровня прослои ракушнякав. Средняя скорость седиментации в этой части разреза была значительно меньше – около 250 м/млн лет.

Состав области питания и палеогеодинамические обстановки бассейна седиментации определяются по вещественному составу терригенных пород. Песчаники Журавлевского террейна по пороодообразующим компонентам относятся к аркозам, граувакковым аркозам, и, реже, к полевошпатово-кварцевым и кварц-

полевошпатовым грауваккам. Генетическая интерпретация их состава свидетельствует, что отложения формировались за счет размывавшихся гранитно-метаморфических пород континентальной окраины, а также гранитоидных интрузий корневых частей древних магматических дуг. Геотектонические обстановки осадконакопления могут быть отнесены к бассейнам, сопряженным как с межконтинентальными рифтами и авлакогенами, так и с активными континентальными окраинами, осложненными сдвиговыми деформациями по трансформным разломам при малой роли вулканизма (континентальные вулканические дуги). Этот вывод подтверждается особенностями химического состава песчаных и глинистых пород, а также набором тяжелых минералов, среди которых главную роль играет сиалическая ассоциация (сфен, циркон, гранат, апатит, рутил). Вместе с тем в тяжелой фракции песчаников встречаются и минералы фемической ассоциации (пироксены, амфиболы, хромит, магнетит). Микрохимический анализ хромитов показал, что их источником были офиолиты, входившие в состав юрской аккреционной призмы Самаркинского террейна, находящегося к западу от изученных разрезов.



Журавлевский синсдвиговый терреин и прилегающие террейны Сихотэ-Алинского орогенного пояса.

1–6 – террейны: 1 – домезозойский, 2 – юрской аккреционной призмы, 3 – раннемеловой аккреционной призмы, 4 – раннемеловой синсдвигового бассейна, 5 – раннемеловые островодужные, 6 – ранне-позднемеловые и кайнозойский; 7 – разломы.

Для нижнемеловых отложений Журавлевского террейна свойственно присутствие в разрезе большого количества пачек турбидитов. Для их ритмов свойственны градационная отсортированность материала, резкие границы в основании ритмослоев со следами эрозионного воздействия на подстилающий осадок и наличие продуктов его размыва, набор осадочных текстур с элементами последовательности А. Боума: abcde, abde, ade, bde, bcde и cde. Турбидиты ассоциируются с микститами, песчаниками, гравелитами и мелкогалечными конгломератами, обычно связанными постепенными взаимопереходами. Хаотическое строение, обилие матрикса и отсутствие сортировки, свойственное микститам, указывают на их отложение высокоплотными (зерновыми) и дебризными потоками. Кроме того, встречаются маломощные пласты алевролитов с тонкими прослоями песчаников, относящиеся к доннотечением образований. Такой генетический набор отложений предполагает их накопление в нижней части и у подножья подводного континентального склона, а также на прилегающих участках бассейновой равнины.

Таким образом, строение, вещественный состав и структурные особенности терригенных пород Журавлевского террейна свидетельствуют, что в раннемеловое время основным источником обломочного материала были размывавшиеся гранитно-метаморфические породы континентальной окраины, а также, вероятно, гранитоиды корневых частей древних магматических дуг. Мощные толщи терригенных отложений, среди которых достаточно велика роль гравитационных образований, накапливались в бассейнах, сопряженных с активными континентальными окраинами, осложненными сдвиговыми деформациями по трансформным разломам. Седиментация происходила на фоне крупномасштабных перемещений вдоль разграничивающих континентальную и океаническую плиты левых сдвигов.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект № 06-05-96081-p_восток_a) и ДВО РАН (проект № 06-III-A-08-317).

Литература

Лисицын А.П. Лавинная седиментация и перерывы в осадконакоплении в морях и океанах. М.: Наука, 1988. 309 с.

Nokleberg W.J., Parfenov L.M., Monger J.W. et al. Phanerozoic tectonic evolution of the Circum-North Pacific // U. S. Geol. Surv. Prof. Paper 1626. 2000. 122 p.

ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ АНАБАРО-ПОПИГАЙСКОГО РАЙОНА В РАННЕМЕЛОВОЕ ВРЕМЯ (ПО ДАННЫМ ИЗУЧЕНИЯ ФОРАМИНИФЕР)

В.А. Маринов

Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А.Трофимука СО РАН, Новосибирск

PALEOGEOGRAPHY OF THE ANABARO-POPIGAY DISTRICT IN EARLY CRETACEOUS (BASED ON FORAMINIFERA INVESTIGATION)

V.A. Marinov

Trofimuk Institute of Petroleum Geology and Geophysics, SB RAS, Novosibirsk

Целью работы является реконструкция отдельных абиотических параметров среды раннемелового Северосибирского арктического бассейна путем биофациального изучения разрезов берриаса–готерива в нижнем течении р. Попигай. Биофациальные методы палеогеографических исследований наиболее информативны для богатого фоссилиями разреза р. Попигай, поскольку «ископаемые организмы часто являются более точными показателями среды обитания и среды осадкообразования, чем сами породы» [Геккер, 1957, с. 5]. Материалом для данной работы послужила послойно собранная автором и полученная от К.В. Зверева коллекция образцов (114 шт.).

Для биофациальных исследований использовалась группа бентоса, имеющая массовое распространение в нижнемеловых отложениях Анабаро-Хатангского района – фораминиферы. Анализ вариаций частоты встречаемости индикаторных таксонов фораминифер в верхней юре и нижнем мелу позволяет установить эпизоды повышения температуры вод, усиления/ослабления гидродинамики, изменения содержания растворенного в воде кислорода и периоды нестабильной солености вод, а также колебание глубины на конкретном участке палеобассейна.

Бореальный берриас в бассейне р. Попигай присутствует в неполном объеме, представлен зонами *Wojarkia mesezhnikovi* и *Tollia tolli* [Богомолов, 1989] и несогласно залегает на средней юре. Фораминиферы в берриасе не установлены, однако состав и структура комплексов моллюсков (белемниты – часто; аммониты – часто; бухии – много, маклернии – часто) указывают на формирование толщи в условиях морского мелководья. Судя по конденсированному характеру разреза, поступление терригенного вещества в бассейн было дефицитным. В основании нижнего валанжина (зона *Neotollia klimovskiensis*) обнаружены аммодисцидовые ассоциации агглютинирующих фораминифер, индикаторы фаций открытых лагун, с преобладанием представителей рода *Glomospirella* (рисунки). По сравнению с берриасом увеличилась мощность слоев, осадки стали более тонкозернистыми. В верхней части нижнего валанжина (зона *Neotollia klimovskiensis*) преобладают мелководно-морские нодозариидово-гаплофрагмоидидовые ассоциации с *Marginulina* и *Cribrostomoides*. Для них характерно высокое таксономическое разнообразие, резкое преобладание оксфильных и стеногалинных таксонов. Разрез сложен преимущественно глинистыми алевролитами, содержит большое количество поверхно-

стей размыва. Мощность верхней части нижнего валанжина превышает мощность нижней вдвое. В верхнем валанжине обнаружены аммодисцидово-гаглофрагмоидидовые ассоциации с *Ammodiscus – Cribrostomoides*, населявшие умеренно-глубоководные участки дна. Значения их таксономического разнообразия ниже, чем мелководно-морских. Верхний валанжин сложен в основном глинистыми алевритами и алевритами. Мощность верхнего валанжина вдвое больше, чем нижнего. В нижнем готериве установлены лагунные ассоциации фораминифер с резким доминированием представителей рода *Glomospirella*. В верхней части зоны *Homolomites bojarkensis* фораминиферы не найдены, однако присутствует разнообразный комплекс головоногих и двустворчатых моллюсков, указывающий на формирование отложений в обстановках морского мелководья (аммониты рода *Homolomites*, двустворки родов *Buchia*, *Inoceramus*, *Pinna*, *Modiolus*, *Entolium*). Присутствие теплолюбивых двустворчатых моллюсков рода *Pinna* свидетельствует об относительно высокой температуре вод. Состав осадков (слабосортированные алевритопесчаные породы) и большие мощности нижнего готерива указывают на активизацию процессов терригенного сноса.

В составе меловых ассоциаций фораминифер р. Попигай доминируют представители эпифауны. Преобладание эпифауны рассматривается как указание на наличие твердого субстрата, высокие значения пищевого потока и подвижность придонных вод. В лагунных ассоциациях фораминифер начала раннего валанжина и раннего готерива представители инфауны резко уступают эпифаунным таксонам количественно, что может объясняться аноксидными условиями в поверхностном слое осадка. Значительное количество инфаунных форм в конце раннего и позднем валанжине, как предполагается, свидетельствует об обстановках с мягкими грунтами, уменьшении гидродинамической активности и биологической продуктивности водоема.

Реофильные фораминиферы на протяжении валанжина и раннего готерива являлись доминантами в ассоциациях Попигайских акваторий. Следовательно, дно бассейна на протяжении берриаса–раннего готерива находилось в зоне интенсивной гидродинамики, что предполагает небольшие глубины дна морского бассейна. В берриасе и начале раннего валанжина и раннем готериве реофильные фораминиферы преобладали. В конце раннего и позднем валанжине содержание реофильных фораминифер уменьшается и составляет не более половины от их общего количества. Следовательно, фиксируются максимальная подвижность придонных вод в начале раннего валанжина и раннем готериве и более спокойный гидродинамический режим во второй половине валанжина.

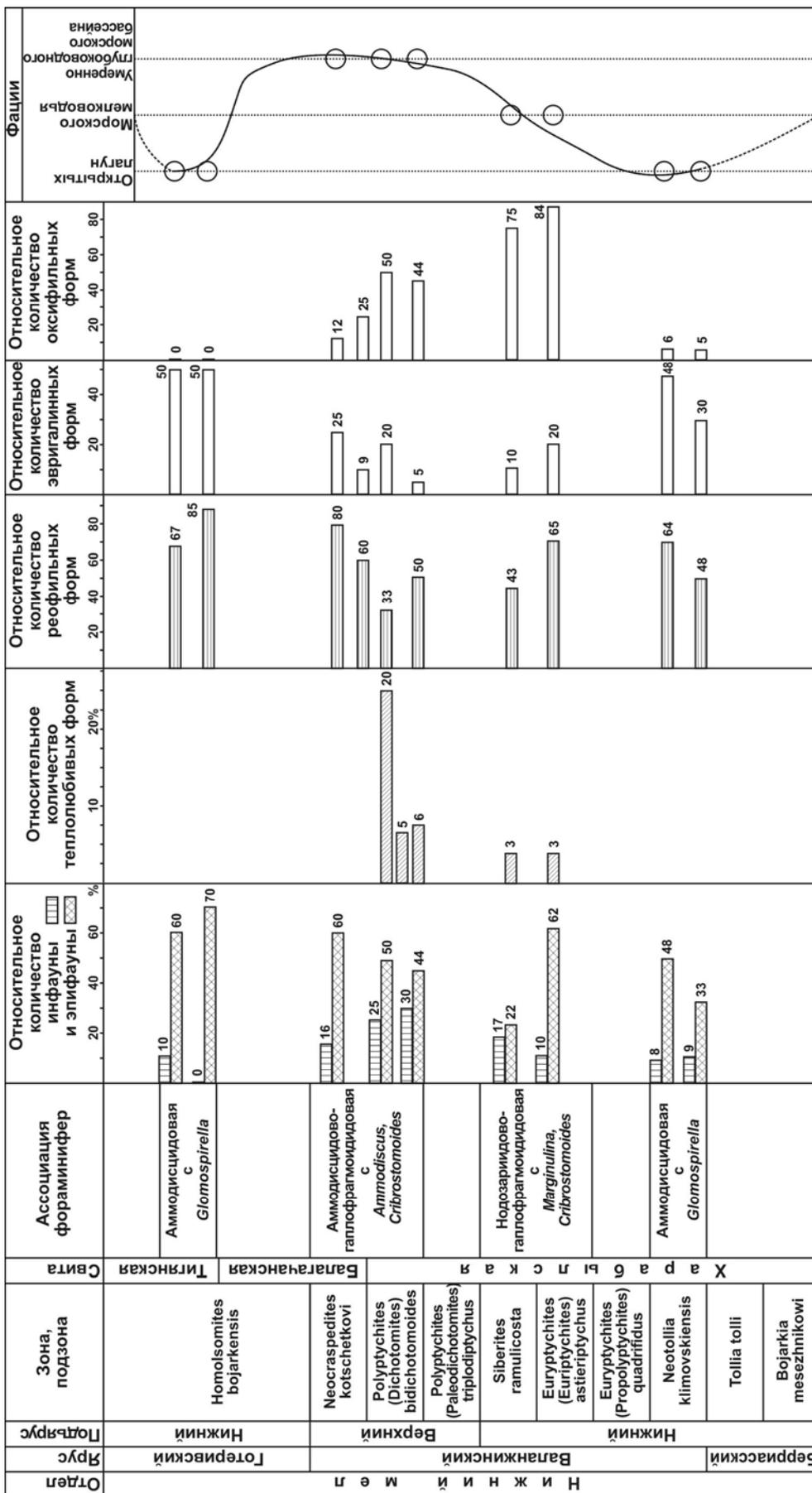
Насыщенность придонных вод кислородом восстановлена по находкам оксифильного бентоса. В лагунных фациях берриаса–начала валанжина и раннего готерива оксифильные фораминиферы редки или отсутствуют. Предполагается, что дефицит кислорода в лагунах возник из-за окисления большого количества органического вещества. В мелководно-морских ассоциациях конца раннего валанжина оксифильные фораминиферы доминировали. Придонные воды были обогащены растворенным кислородом. В поздневаланжинских ассоциациях доля оксифильных таксонов была несколько меньше, чем в ранневаланжинских.

Изменение солёности вод в валанжине–готериве реконструировано по динамике соотношения эвригалинных и стеногалинных фораминифер. Стеногалинная фауна, количественно преобладала в конце раннего и позднем валанжине. Эвригалинные формы резко доминировали в начале раннего валанжина и во второй половине раннего готерива. Появление в разрезе ассоциаций фораминифер с многочисленными эвригалинными таксонами и низким таксономическим разнообразием фиксирует переход от морских фаций к лагунным.

Характерные элементы нодозариидово-эпистоминидового типа сообществ фораминифер Бореально-Атлантической области [Басов, 1991] – эпистоминиды и цератобулиминиды – эпизодически присутствовали в раннемеловом бассейне Севера Сибири. Их появление связывается с относительным повышением температуры вод Северосибирского арктического бассейна. В нижнем мелу Анабаро-Попигайского структурно-фациального района теплолюбивые фораминиферы – представители родов *Epistomina* и *Valanginella* – встречаются на определенных стратиграфических интервалах. Это верхняя часть нижнего валанжина (зоны *Euryptychites astierptychus* и *Siberites ramulicosta*) и середина верхнего валанжина (зона *Polyptychites* (*Bidichotomites*) *bidichotomoides*). В ранневаланжинских ассоциациях эпистоминиды присутствовали единично и являлись иммигрантами. В зональный момент *Polyptychites bidichotomoides* они входили в состав доминантов ассоциаций.

В результате проведенного палеоэкологического изучения раннемеловых ассоциаций микро- и макрофауны берриаса–готерива р. Попигай установлена последовательная смена лито- и биофаций от лагунных, литоральных в берриасе и основании валанжина до мелководно-морских в верхней части нижнего валанжина, умеренно-глубоководных, сублиторальных в верхнем валанжине–основании готерива и лагунных в нижнем готериве.

В конце берриаса (фазы *Bojarkia mesezhnikowi* и *Tollia tolli*) существовал мелководно-морской бассейн с нормальной солёностью, дефицитом терригенного сноса и высокими значениями гидродинамической активности. В начале раннего валанжина (зональный момент *Neotollia klimovskiensis*) поступление терригенного вещества в бассейн возросло, произошло обмеление бассейна. Высокая подвижность вод в зоне открытых лагун сочеталась с условиями эпизодического или постоянного дефицита кислорода. Солёность вод была нестабильной. В конце раннего валанжина увеличилась глубина бассейна, хотя объем терригенного сноса не уменьшился. Преобладали мелководно-морские обстановки с нормальной солёностью, активной гидродинамикой, насыщенными кислородом водами. Предполагается, что относительная температура вод повысилась. Углубление бассейна в позднем валанжине происходило при росте скоростей седиментации. Вместе с увеличением глубины уменьшалась гидродинамическая активность и насыщенность вод кислородом. Солёность морского бассейна сохранялась стабильной. Доминирование эпистоминид указывает на проникновение в зональный момент *Polyptychites bidichotomoides* на север Сибири бореально-атлантических водных масс. Морской режим продолжал существовать и в начале раннего готерива. Во второй половине раннего готерива произошло обмеление Попигайского бассейна. Установился прибрежно-морской режим, преобладали лагунные



Распределение фациально-специализированных таксонов фораминифер в берриасе-готериве р. Попийай.

обстановки с нестабильной соленостью и активной гидродинамикой. Резко увеличился объем терригенного сноса. Формировались отложения преимущественно алевритопесчаной размерности. Содержание кислорода в лагунах было недостаточным для существования оксифильных фораминифер. Во второй половине раннего гоцева произошло кратковременное повышение уровня моря и возник относительно теплый мелководный морской бассейн с нормальной соленостью.

Литература

Басов В.А. Палеоэкологические и палеобиогеографические построения // Практическое руководство по микрофауне СССР. Т. 5. Фораминиферы мезозоя. Л.: Недра, 1991. С. 210–222.

Богомолов Ю.И. Полиптихиты (аммониты) и биостратиграфия бореального валанжина. Новосибирск: Наука, 1989. 200 с.

Геккер Р.Ф. Введение в палеоэкологию. М.: Госгеолтехиздат, 1957. 126 с.

ГЕНЕЗИС УНИКАЛЬНЫХ УГЛЕЙ ЛИПОВЕЦКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (ЮЖНОЕ ПРИМОРЬЕ)

В.С. Маркевич, Е.В. Бугдаева

Биолого-почвенный институт ДВО РАН, Владивосток

ORIGIN OF UNIQUE COALS OF LIPOVTSY COAL MINE

V.S. Markevich, E.V. Bugdaeva

Institute of Biology and Soil Sciences, FEB RAS, Vladivostok

Осадочный чехол Раздольненского угленосного бассейна Приморского края сложен уссурийской (баррем), липовецкой (апт), галенковской (нижний–средний альб) свитами и коркинской серией (альб–сеноман). Угленосна липовецкая свита [Красилов, 1967]. На Липовецком месторождении, расположенном в северо-западной части бассейна, имеются три пласта угля: самый нижний – “Рабочий” мощностью до 17 м, затем “Средний” и “Верхний” [Шарудо, 1972]. Угли содержат большое количество липоидных компонентов (смола, спороморфы, кутикула) и поэтому относятся к липтобиолитам.

В начале прошлого столетия Липовецкое месторождение углей было исследовано А.Н. Криштофовичем [1928]. Он выделил особый вид угля, сложенный палочками смолистого вещества, под названием “рабдописсит” (от греческих слов *ράβδος* – палочка и *πίσσα* – смола). Также им было высказано предположение, что это «... не что иное, как выполнения смолы или камедь смоляных ходов деревьев, хвойных или скорее – сагообразных, т.е., вероятно, беннеттитов...» [Там же, с. 21].

Нами в 2005–2006 гг. были собраны ископаемые растения и отобраны образцы на спорово-пыльцевой анализ из углей и междупластий Липовецкого месторождения.

При мацерации рабдописситов было выявлено, что слагающий его растительный материал представлен преимущественно (почти 100 %) остатками кутикулы листьев *Mirovia orientalis* (Nosova) из группы мировиевых.

Из кровли пласта “Рабочий” собраны обильные остатки растений [Красилов, 1967]. Здесь наиболее часто встречаются *Nathorstia pectinata* (Goepf.) Krassil., *Cladophlebis frigida* (Heer) Sew., *Nilssoniopteris rithidorachis* Krassil., *Pterophyllum sutschanense* Pryn., *Ctenis yokoyamae* Krysht., *C. latiloba* Krysht. et Pryn., *Podocarpus harrisii* Krassil.

В спорово-пыльцевом спектре из рабдописсита доминируют сближаемые с сосновыми и ногоплодниковыми – *Alisporites similis* (Balme) Dett., *A. aequalis* (Bolch.) Chlon., *Rugubivesiculites rugosus* Pierce, *Podocarpidites multesimus* (Bolch.) Poc., *P. ellipticus* Cook. Им сопутствуют *Ginkgocycadophytus* spp., *Eucommiidites troedsonii* Erdm., а также сближаемые с таксодиевыми – *Taxodiaceaeopollenites hiatus* (Pot.) Kremp, *Taxodiaceaeopollenites* sp. Разнообразие папоротникообразных невелико. Они представлены сближаемыми с циатейными и диксониевыми – *Cyathidites minor* Coup., *C. australis* Coup., *Leiotriletes* spp.; а также с глейхениевыми – *Gleicheniidites laetus* (Bolch.) Bolch., *G. senonicus* Ross, *G. circiniidites* (Swarz.) Nokav., *Plicifera delicata* Bolch.; со схизейными – *Cicatricosisporites multicostatus* (Boch.) Poc., *C. dorogensis* Pot. et Gell.; с чистоустовыми – *Osmundacidites nicanicus* (Verb.) Schug.; с кочедыжниковыми – *Laevigatosporites ovatus* Wils. et Webst.

В алевролитовом прослое внутри пласта “Рабочий” были найдены узкие листья с одной темной срединной полоской (вероятно, устьичной полосой), по-видимому, относящиеся к *Mirovia*, а также напластования листьев беннеттита *Nilssoniopteris rithidorachis* Krassil.

Спорово-пыльцевой спектр из этого прослая характеризуется доминированием и значительным таксономическим разнообразием споровых. В их составе велико участие папоротников, сближаемых с циатейными и диксониевыми. Им сопутствуют сближаемые с кочедыжниковыми и схизейными – *Cicatricosisporites dorogensis* Pot. et Gell., *C. multicostatus* (Boch.) Poc., *Concavissimisporites asper* Poc., *Pilososporites echinaceus* (Bolch.) Singh. Реже встречаются сближаемые с глейхениевыми и чистоустовыми. В составе голосеменных доминируют растения, сближаемые с таксодиевыми, – *Taxodiaceaeopollenites hiatus*, *Inaperturopollenites dubius* (Pot. et Gell.) Thoms. et Pfl. Редки близкие к сосновым и араукариевым.

При мацерации рабдописситово-гумусового угля из тонкого пропластка, залегающего примерно в 3,5 м выше кровли пласта “Рабочий”, были выделены остатки кутикулы листьев как *Mirovia orientalis* (Nosova), так и *Pseudotorellia krassilovii* Bugd. sp. nov. Спорово-пыльцевой спектр из этого пропластка характеризуется незначительным преобладанием спор над пылью голосеменных (53 и 47 %). Среди споровых доминируют папо-

ротники, сближаемые с циатейными и диксониевыми, им сопутствуют сближаемые с кочедыжниковыми. В составе голосеменных обильна пыльца растений, сближаемых с таксодиевыми и *Ginkgocycadophytus*. Редки *Classopollis classoides* и *Eucommiidites troedsonii*. Абсолютно отсутствует двумешковая пыльца.

При мацерации рабдописситово-гумусового угля из тонкого пропластка, залегающего примерно в 4,5 м выше кровли пласта “Рабочий”, были выделены остатки кутикулы листьев *Mirovia orientalis* и *Pseudotorellia krassilovii*. Спорово-пыльцевые спектры из маломощных угольных прослоев почти идентичны, что может свидетельствовать о сходных условиях, в которых они формировались.

Таксономический состав палиноспектров из кластических междупластий довольно сходен. Обычно доминируют споры папоротникообразных, главным образом за счет сближаемых с циатейными и диксониевыми. Среди голосеменных явных доминантов не наблюдается – примерно равное участие *Ginkgocycadophytus* и сближаемых с сосновыми и таксодиевыми.

Из междупластий нами также собраны обильные растительные остатки. Следует отметить, что предыдущие исследователи отмечали высокое разнообразие ископаемой флоры и резкую разницу в таксономическом составе тафоценозов в одном и том же слое по простиранию. Это различие, как отмечалось Б.М. Штемпелем, «... достигает таких размеров, что нет двух скважин, даже находящихся рядом, где видовой состав был бы более или менее одинаковым, хотя слои разреза одни и те же. Таким образом, это не является случайным, а отражает характер самой растительности» [Вербицкая и др., 1965, с. 20].

Нами были найдены в захоронениях *in situ* матониевые папоротники *Nathorstia pectinata* (Goerpp.) Krassil. и циатейные *Alsophilites nipponensis* (Oishi) Krassil., продуцировавшие в большом количестве споры *Leiotriletes* и *Cyatheidites* соответственно [Красилов, 1967], которые и преобладают в палиноспектрах.

На основании литолого-фациальных исследований установлено, что угли пласта “Рабочий” формировались в период наибольшего выравнивания рельефа на обширной аллювиальной долине с озерами, речными руслами и пойменными пространствами в условиях жаркого и влажного климата [Шарудо, 1972]. Также, по мнению этого автора, рабдописситы Липовецкого месторождения накапливались в прибрежной зоне озера.

Обогащенность этих углей легкими смоляными телами, крайняя степень измельченности кутикулы листьев могут говорить о довольно дальнем или длительном (о последнем свидетельствуют грибные поражения листьев мировиевых) переносе от места произрастания к месту захоронения. Монодоминантный тип захоронения этих растений в рабдописситах входит в противоречие с тафоценозами с разнообразной флорой из крыши угольных пластов и из междупластий. Не исключено, что большую роль здесь могла играть высокая биопродуктивность мировиевых, чьи опадающие листья поставляли материал для формирования торфа, преобразовавшегося впоследствии в уголь.

В литературе указывается почти моновидовой характер захоронений листьев мировиевых [Фитостратиграфия..., 1985; Manum et al., 2000; Горденко, 2004, 2007; и др.], говорящий о доминирующей роли растений в прибрежной растительности. По-видимому, ранее недооценивалась эдификаторная роль этой группы. Также остается еще не совсем понятным их значение в формировании липтобиолитов, но то, что они вносили существенный вклад в образование смоляных углей, – несомненно.

Смоляные ходы в равной степени присущи листьям как из группы мировиевых [Bose, Manum, 1990; Горденко, 2007], так и псевдотореллий. В Буреинском бассейне последние явно были доминантами болотных растительных сообществ. В талынжанской и ургальской свитах их листья доминируют, местами сплошь покрывая породу [Красилов, 1972]. Однако угли из этих стратиграфических подразделений не являются липтобиолитами.

Н.В. Горденко [2007] впервые реконструировала анатомию листа *Oswaldheeria eximia* Горденко из батских отложений Курской области. Уникальная сохранность материала позволила выявить два параллельных необращенных пучка и три мощных интеркостальных смоляных хода. Последние, так характерные для листьев представителей мировиевых, возможно играли значительную роль в формировании смоляных углей. По устному сообщению Н.В. Горденко, в этом же местонахождении ею были найдены в бурых углях как дисперсные смоляные ходы *Oswaldheeria eximia*, так и листья различной степени сохранности, от которых практически оставались только смоляные ходы. По-видимому, смоляные тела, являясь наиболее стойкими из частей растений к химическому воздействию, лучше всего сохранялись и при благоприятных условиях могли аккумуляроваться, как это и произошло на Липовецком месторождении.

По палинологическим данным, в спектрах из пласта “Рабочий” доминируют, помимо двумешковой пыльцы, споры папоротников, сближаемых с *Gleicheniaceae* и *Cyatheaceae*. Тонкая кутикула папоротников не выдерживает режима мацерации углей, распадается и отсутствует в мацерате. Но по доминированию спор в палиноспектрах и находках в крыше угольного пласта целых розеток и листьев *Nathorstia pectinata* (Goerpp.) Krassil. (*Matoniaceae*) и *Alsophilites nipponensis* (Oishi) Krassil. (*Cyatheaceae*) можно предположить их высокое участие в торфообразовании на берегах Липовецкого озера. По нашим данным, представители *Cyatheaceae* были преобладающим компонентом палиноспектров как позднеюрских углей Буреинского бассейна, так и раннемеловых; начиная с берриаса, в состав углеобразующих растений начинают внедряться глейхениевые [Bugdaeva, Markevich, 2007]. Гинкговые, особенно псевдотореллия и чекановские, также поставляли материал для углеобразования [Красилов, 1972]. Ранее указывалось, что псевдотореллии были в течение мезозоя в Евразии доминирующими формами болотных растительных сообществ [Bugdaeva, 1999]. Как видим, растениями-углеобразователями в аптское время на территории Раздольненского бассейна продолжают оставаться циатейные и глейхениевые папоротники, псевдотореллия, но на главные роли выдвинулись мировиевые.

Таким образом, несомненно, что начало липтобиолитам Липовецкого месторождения положили растения группы мировиевых. Тем не менее, алевролитовый прослой в рабдописсите содержит захоронения беннеттитов *Nilssoniopteris rithidorachis* Krassil., чьи остатки отсутствуют в углях. Кутикула этого растения толстая, прекрасно выдерживает мацерацию, хорошо выделяется среди других кутикул; следовательно, ее отсутствие

в рабдописсите не является результатом химической обработки, а отражает реальную ситуацию – этот беннеттит не входил в состав болотных растительных сообществ. Возможно, заросли мирovieвых и папоротников (по-видимому, относящихся преимущественно к *Suatheaceae*) окружали побережье озера; за ними, на болотистой равнине, произрастали беннеттиты. Рельеф в это время был максимально выположенным и терригенная седиментация практически отсутствовала. В периоды выпадения большого количества осадков и формирования паводков листья беннеттитов отламывались и сносились в водоем. В обычных, неэкстремальных условиях их остатки попадали в захоронения редко. Красилов [1967] отмечает, что кровля угольных пластов зачастую сложена листьями беннеттитов. Возможно, что при смене биогенной седиментации терригенной, когда водоем начинает заполняться кластическим материалом, происходит массовый привнос остатков растений, произраставших в некотором отдалении от береговой линии и ранее редко попадавших в захоронение.

Исследования поддержаны грантами Дальневосточного отделения РАН № 06-III-A-06-141, 06-I-P11-022, 06-I-P18-081.

Литература

- Бугдаева Е.В. История рода *Pseudotorellia* Florin (*Pseudotorelliaceae*, *Ginkgoales*) // Палеонтол. журн. 1999. № 5. С. 94–104.
- Вербицкая З.И., Дзенс-Литовская О.А., Штемпель Б.М. Меловая растительность и угли Приморского угленосного бассейна. М.-Л.: Наука, 1965. 118 с.
- Горденко Н.В. Новые виды и проблемы систематики рода *Tritaenia* Mägdefrau et Rudolf (*Coniferales*) // Палеонтол. журн. 2004. № 6. С. 96–105.
- Горденко Н.В. Новый вид хвойных *Oswaldheeria* из батских отложений Курской области с сохранившимися элементами анатомии листа // Палеонтол. журн. 2007. № 3. С. 85–91.
- Красилов В.А. Раннемеловая флора Южного Приморья и ее значение для стратиграфии. М.: Наука, 1967. 364 с.
- Красилов В.А. Мезозойская флора реки Буреи (*Ginkgoales* и *Czekanowskiales*). М.: Наука, 1972. 150 с.
- Криштофович А.Н. Липовецкие каменноугольные копи в Уссурийском крае // Мат. Геол. ком. по общей и прикладной геол. Л.: Издание Геол. ком., 1928. Вып. 81. 36 с.
- Фитостратиграфия и флора юрских и нижнемеловых отложений Ленского бассейна. Л.: Недра, 1985. 223 с.
- Шарудо И.И. История позднемезозойского угленакопления на территории Дальнего Востока. Новосибирск: Наука, 1972. 240 с.
- Bose M.N., Manum S.B. Mesozoic conifer leaves with 'Scyadopytis-like' stomatal distribution. A re-evaluation based on fossils from Spitsbergen, Greenland and Baffin Island // Norsk Polarinst. Skrift. 1990. No. 192. P. 1–81.
- Bugdaeva E.V., Markevich V.S. Changes of taxonomical composition of Late Jurassic–Early Cretaceous palynofloras of Bureya Basin, Russia // Global Geol. 2007. Vol. 10. No. 1. P. 6–10.
- Manum S.B., Van Konijnenburg-Van Cittert J.H.A., Wilde V. *Tritaenia* Maegdefrau et Rudolf, Mesozoic 'Scyadopytis-like' leaves in mass accumulation // Rev. Palaeobot. Palynol. 2000. Vol. 109. P. 255–269.

ЛИТОХИМИЧЕСКИЕ ПАРАМЕТРЫ БЕРРИАС-ВАЛАНЖИНСКИХ ТЕРРИГЕННЫХ ПОРОД МЕЖДУРЕЧЬЯ ПИЛЬДА-ЛИМУРИ (ЛЕВЫЕ ПРИТОКИ НИЖНЕГО ТЕЧЕНИЯ Р. АМУР)

С.А. Медведева¹, В.А. Кайдалов²

¹Институт тектоники и геофизики им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН, Хабаровск

²ФГУПП «Дальгеофизика», Хабаровск

LITHOCHEMICAL PARAMETERS OF THE BERRIASIAN–VALANGINIAN TERRIGENOUS ROCKS FROM THE PILDA-LIMURI INTERFLUVE (LEFT TRIBUTARIES OF THE AMUR RIVER DOWNSTREAM)

S.A. Medvedeva¹, V.A. Kaidalov²

¹Yu.A. Kosygin Institute of Tectonics and Geophysics, FEB RAS, Khabarovsk

²FGUGP "Dalgeofizika", Khabarovsk

Меловые осадочные образования широко развиты на Дальнем Востоке России. В работе рассмотрены нижнемеловые морские терригенные отложения, распространенные в бассейне левых притоков нижнего течения р. Амур. Примерные координаты района исследований 138°20'–139° восточной долготы, 51°30'–52° северной широты.

Берриас-валанжинские образования относятся к Горинской подзоне Баджало-Горинской структурно-фациальной зоны. Они представлены горинской и пионерской свитами.

Горинская свита (K_{gr}) была выделена Е.Б. Бельтеновым в 1956 г. в нижнем течении р. Горин, западнее описываемой территории, где она вместе с пионерской свитой слагает низы разреза берриас-валанжинской комсомольской серии. Свита без видимого несогласия, но со следами небольшого размыва залегает на верхнеюрских алевропелитах. Около трёх четвертей объёма горинской свиты составляют песчаники мелко- и среднезернистые, преимущественно массивные, с редкими и тонкими прослоями алевропелитов; в основании иногда имеются маломощные прослои и линзы конгломератов. Эпизодически, на разных уровнях разреза, присутствуют маломощные, в первые десятки метров, пачки ритмичного (флишоидного) переслаи-

вания песчаников и алевролитов, сформированные по типу простых двух-трёхкомпонентных циклитов. К уровням развития циклитов иногда приурочены маломощные (0,5–1,5 м) линзы седиментационных брекчий. Изменения состава свиты по простиранию невелики. Выражаются они, в основном, в изменении объёма алевропелитовых слоев.

Возраст горинской свиты установлен в пределах берриаса–валанжина по её положению в разрезе между фаунистически охарактеризованными слоями пионерской свиты и лимурчанской толщи. Единственная на описываемой территории находка остатков фауны была сделана Л.П. Эйхвальд в 2005 г. на правом берегу среднего течения р. Утак в процессе ГДП-200. В найденном образце Е.А. Калининым определены фрагменты аммонита *Phylloceras* ? sp., по которому возраст устанавливается не точнее мезозойского. Общая мощность свиты составляет примерно 1100 м.

Пионерская свита (К₁рп) во всех своих местонахождениях тесно ассоциирует с горинской свитой, совместно с которой образует комсомольскую серию. На песчаниках горинской свиты пионерская свита залегает согласно. Строение пионерской свиты характеризуется чередованием крупных (150–200 м) ритмов, в пределах которых снизу вверх песчаники сменяются пачками переслаивания песчаников и алевропелитов, а ещё выше – мощными слоями слоистых и массивных алевропелитов.

В.И. Анойкиным в 2005 г. при проведении ГДП-200 в верховьях р. Утак обнаружены органические остатки, среди которых Е.А. Калининым определен вид *Buchia* cf. *volgensis* Lah., указывающий на валанжинский возраст вмещающих отложений. Кроме того, в пробах из алевролитов, отобранных В.И. Анойкиным в 2006 г. на правом берегу верхнего течения р. Лимури, С.В. Зябрев выделил и определил богатый (свыше 40 видов) комплекс радиолярий, по которым в пробе № 2418 (междуречье руч. Извилистого и р. Баккалак) сделано заключение о берриас-барремском возрасте вмещающих отложений, а по пробе № 2395 (правобережье приустьевой части р. Бирандя) – о нижнеготеривском уровне. Эти определения дают несколько более высокий, по сравнению с традиционным, возрастную уровень слоёв пионерской свиты, тем не менее, служат подтверждением принадлежности её к нижнему мелу. Мощность пионерской свиты оценивается в 900 м. Общая мощность берриас-валанжинских отложений составляет около 2000 м.

ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ БЕРРИАС-ВАЛАНЖИНСКИХ ПОРОД

Для изучения химического состава пород были отобраны пробы их литологических разновидностей. Анализировались мелкозернистые и средне-мелкозернистые массивные, реже неявнослоистчатые, песчаники. Они имеют темно-серый, серый цвет, часто с зеленоватым оттенком. Алевропелиты массивные и тонкослоистчатые, темно-серые и черные. Определение валового состава пород выполнены Центральной химической лабораторией ФГУП “Дальгеофизика” (г. Хабаровск) традиционным методом “мокрой химии” (аналитик Г.Г. Педяш) и лабораторией рентгеноспектрального анализа СВКНИИ ДВО РАН (г. Магадан) методом рентгеноспектрального силикатного анализа (аналитик В.И. Мануилова).

Петрографическое изучение показало, что большинство песчаников по классификации В.Н. Шутова соответствует аркозам, полевошпатовым грауваккам, редко мезомиктовым песчаникам. На классификационной диаграмме для песчаников Ф. Петтиджона в координатах $\log(\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3) - \log(\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O})$ породы находятся в поле граувакк, но две пробы попали в поле лититов [Интерпретация..., 2001]. Алевропелиты находятся в поле глинистых сланцев (на диаграмме М.М. Хирона для глинистых пород в координатах $\log(\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3) - \log(\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{K}_2\text{O})$).

Содержания SiO_2 в песчаниках колеблются от 70 до 80 %, $\text{TiO}_2 - 0,27-0,65$ %, $\text{Al}_2\text{O}_3 - 10,5-16$ %. По содержаниям Fe_2O_3 большинство проб занимают интервал от 1,8 до 3,5 %. Подавляющая часть проб содержит 0,3–1,7 % MgO . Количество CaO мало – 0,2–1,2 %. Содержания $\text{K}_2\text{O} - 2,6-3,5$ %, $\text{Na}_2\text{O} - 2,2-4,1$ %, $\text{P}_2\text{O}_5 -$ не более 0,15 %.

Состав алевропелитов, в целом, отличается от состава песчаников меньшим содержанием SiO_2 и Na_2O и большим содержанием TiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , MgO , K_2O .

Химические анализы горных пород дают колоссальную информацию. Однако непосредственно сравнивать данные анализы трудно из-за большого числа характеристик. Поэтому исследователями разрабатываются способы предоставления информации в обобщенном виде с применением комплексных параметров и коэффициентов. Подавляющее большинство специальных публикаций по химизму и методикам написано для магматических, метасоматических и метаморфических пород. Я.Э. Юдович и М.П. Кетрис [2000] разработали литохимическую классификацию для осадочных пород. Основным модулем является гидролизатный: $\text{GM} = (\text{TiO}_2 + \text{Al}_2\text{O}_3 + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO} + \text{MnO})/\text{SiO}_2$. Как можно видеть, в нем учтены главные породообразующие окислы. По значению $\text{GM} = 0,30$ определена граница между типами силитов (песчаниками) и сиаллитов (алевропелитами), далее по содержанию MgO типы разделены на подтипы псевдо- ($\text{MgO} > 3$ %) и истинных ($\text{MgO} < 3$ %) силитов и сиаллитов. Подтипы разделены по дополнительным модулям на классы. Дополнительные модули следующие: титановый модуль – $\text{TM} = \text{TiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$, железный модуль – $\text{ЖМ} = (\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO} + \text{MnO})/(\text{TiO}_2 + \text{Al}_2\text{O}_3)$, фемический модуль – $\text{ФМ} = (\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO} + \text{MnO} + \text{MgO})/\text{SiO}_2$, модуль нормированной щелочности – $\text{НКМ} = (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})/\text{Al}_2\text{O}_3$, алюмокремниевый модуль – $\text{АМ} = \text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2$, щелочной модуль – $\text{ЩМ} = \text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$.

По имеющимся анализам были рассчитаны модули, позволившие объединить анализы в три выборки (кластера), а также выделить анализы вне кластеров. Песчаники представленного стратиграфического подразделения образуют два кластера, два состава вне кластеров, а алевропелиты – один кластер. Ниже приводится описание средних содержаний оксидов в выделенных кластерах, где n – количество образцов в кластере.

Кластер 1. Нормосилиты. Песчаники ($n = 2$).

Содержание SiO_2 составляет 78,9 %, $\text{Al}_2\text{O}_3 - 11,33$ %, $\text{TiO}_2 - 0,29$ %, $\text{MgO} - 0,39$ %, окислов железа – меньше 2 %, суммы щелочей – 5,2 %. Песчаники относятся к гипофемичным, нормоалюмокремниевым, нормотитановым, нормощелочным по НКМ, супернатровым ($\text{ЩМ} = 0,92$), гипожелезистым нормосилитам ($\text{GM} = 0,17$).

Эти породы являются лититами по классификации Ф. Петтиджона, мезомиктовыми песчаниками по петрографической классификации В.Н. Шутова.

Кластер 2. Гипосилиты. Песчаники (n = 9).

Содержание SiO₂ составляет 71,7 %, Al₂O₃ – 14,4 %, TiO₂ – 0,45 %, MgO – 0,87 %, окислов железа – около 3 %, суммы щелочей – 6,84 %. Песчаники этого кластера относятся к нормофемичным, нормоалюмокремниевым, нормотитановым, нормощелочным по НКМ, супернатровым (ЩМ = 1,19), гипожелезистым гипосилитам (ГМ = 0,25).

Эти породы соответствуют грауваккам на диаграмме Ф. Петтиджона, аркозам и полевошпатовым грауваккам на классификационном треугольнике В.Н. Шутова.

Кластер 3. Нормосиаллиты. Алевропелиты (n = 3).

Содержание SiO₂ составляет 65 %, Al₂O₃ – 16,7 %, TiO₂ – 0,74 %, MgO – 1,68 %, окислов железа – 5,3 %, суммы щелочей – 6,4 %. Алевропелиты относятся к нормофемичным, нормоалюмокремниевым, нормотитановым, нормощелочным, норможелезистым нормосиаллитам (ГМ = 0,35). Следует отметить, что все параметры граничат с гипосилитовыми характеристиками.

Составы вне кластеров. Вне кластеров оказались два песчаника: 3062-2 и 6128. Кластер щелочных гипосилитов очень компактный, поэтому представляется возможным выделить пробы вне кластеров, хотя их параметры близки параметрам в кластере 2 (щелочных гипосилитов), особенно для пробы 6128. Песчаники вне кластеров относятся также к классу гипосилитов.

Следует сказать несколько слов о щелочности. Модуль нормированной щелочности (НКМ) имеет значения 0,46–0,48, отвечающие нормощелочному классу (НКМ от 0,21 до 0,50). Как можно видеть, эти значения тяготеют к суперщелочному классу (0,51–0,70). Значения алюмокремниевого модуля (АМ от 0,14 до 0,20) также соответствуют пограничным между нормо- и суперпородами. Высокие содержания Al₂O₃ (10,5–16,1 %) обуславливают снижение НКМ.

В то же время, и миосилиты, и нормосилиты обнаруживают сумму щелочей более 5 % (до 7,2 %), а щелочной модуль – от 0,80 до 1,4. По этим значениям описанные песчаники относятся к супернатровым. Значения ЩМ для супернатровых силитов находятся в интервале 0,81–2,50.

Вышеописанное позволяет классифицировать песчаники щелочными нормосилитами и щелочными гипосилитами.

Выводы

Выявлено хорошее соответствие литотипов и хемотипов. Песчаники являются гипосилитами, алевропелиты – сиаллитами.

Отмечается негативная корреляция НКМ – ГМ, позитивная – величин ТМ и ЖМ, ФМ и ЖМ. Титановый модуль алевролитов выше ТМ песчаников. Приведенные данные позволяют предполагать, что породы петрогенные, типа first cycle rock [Юдович, Кетрис, 2000, с. 21, с. 106].

В берриас-валанжинское время в источниках сноса преобладали кислые породы, богатые полевыми шпатами, обеспечившие НКМ больше 0,40.

Литература

Интерпретация геохимических данных / Ред. Е.В. Складов. М.: Интермет Инжиниринг, 2001. 288 с.
Юдович Я.Э., Кетрис М.П. Основы литохимии. СПб.: Наука, 2000. 479 с.

ПОДРАЗДЕЛЕНИЕ РЯЗАНСКОГО ЯРУСА РУССКОЙ ПЛАТФОРМЫ

В.В. Митта¹, Ю.И. Богомолов²

¹Палеонтологический институт РАН, Москва

²Московское отделение Палеонтологического общества, Москва

SUBDIVISION OF THE RYAZANIAN STAGE OF RUSSIAN PLATFORM

V.V. Mitta¹, Yu.I. Bogomolov²

¹Paleontological Institute of RAS, Moscow

²Moscow Branch of Paleontological Society of Russia

За последние 30 лет предложено множество различных вариантов зонального и инфразонального подразделения рязанского яруса (= региояруса, горизонта) в типовом регионе его распространения. Этот эквивалент берриасского яруса стандартной шкалы на Русской платформе особенно важен в связи с его перспективностью для бореально-тетической корреляции пограничных отложений юры и мела. Как известно, центральная часть Европейской России – это один из немногих регионов, где базальные слои мела охарактеризованы смешанным комплексом аммонитов – как бореального (семейство *Craspeditidae*), так и тетического (*Neocomitidae*, etc.) происхождения. Это обуславливает актуальность исследований по расчленению рязанского яруса и, прежде всего, по аммонитам как несомненно ортостратиграфической группе ископаемых для средней части мезозоя.

Предыдущими исследователями, начиная с XX века, обрабатывались преимущественно рязанские аммониты бореального происхождения (краспедитиды *Craspeditinae* и *Suritinae*) из классических местонахождений по р. Ока в Рязанской области и по р. Меня в Чувашии [Сазонова, 1971, 1977; Месежников и др., 1979]. Авторы данного сообщения привлекли для изучения, кроме того, и коллекции из других районов распространения рязанского яруса – в частности, из бассейнов Унжи (Костромская обл.) и Вятки (Кировская обл.). Однако решающее значение имело изучение рязанского яруса в юго-восточной части Московской области, в карьерах Лопатинского фосфоритового рудника. Как уже отмечалось ранее [Митта, 2005, 2007; и др.], подмосковный комплекс аммонитов рязанского яруса четко отличается от такового в стратотипическом районе Рязанской области. Судя по составу краспедитид (чья филогения и последовательность смены видов изучены лучше, чем у среднерусских неокомитид), подмосковные комплексы зоны *Riasanites rjasanensis* древнее, чем их аналоги в бассейне Оки. В то же время в Рязанской области местами сохранились от размыта слои, отсутствующие или еще не установленные в Подмосковье. Соответственно, разрезы рязанского яруса Московской и Рязанской областей взаимно дополняют друг друга. Однако литологическое сходство вмещающих пород (фосфоритовые песчаники и конгломераты) в том и другом районе сильно настолько, что без тщательного анализа таксономического разнообразия ископаемых невозможно установить истинные взаимоотношения слоев даже в расположенных рядом разрезах.

К 70-м годам XX века сложилось двучленное строение рязанского яруса, с двумя зонами: нижней *Riasanites rjasanensis* и верхней *Surites tzikwinianus* [Герасимов, 1969; и др.]. Это подразделение принято большинством исследователей, но И.Г. Сазонова [1971], вслед за А.П. Павловым, предпочитала называть верхнюю зону *Surites spasskensis*. П.А. Герасимов обосновывал замену вида-индекса верхней зоны распространением *Surites spasskensis* (Nikitin) и в нижележащих слоях, т.е. в зоне *Riasanites rjasanensis*. Согласно общепринятой точке зрения, рязанский ярус залегает (с перерывом) на кровле волжского яруса (зоне *Craspedites nodiger*) и перекрывается зоной *Delphinites undulatopectatilis* нижнего валанжина.

Предпринимались попытки и инфразонального подразделения рязанского яруса. Зона *Spasskensis* (= *Tzikwinianus*) разделена в стратиграфической схеме Сазоновой [1977] на подзоны *Surites pechorensis* / *Caseyiceras analogus* внизу (или, в тексте, собственно зона *Spasskensis*) и *Surites simplex* сверху (в тексте – зона *Simplex*). Супердетальное (но предварительное, без монографического описания аммонитов) расчленение рязанского яруса предложено Месежниковым [1984], снизу вверх: 1) зона *Riasanites rjasanensis* и *Garniericeras subcylpeiforme*; 2) зона *Riasanites rjasanensis* и *Hectoroceras kochi*; 3) зона *Riasanites rjasanensis* и *Surites spasskensis*; 4) зона *Surites tzikwinianus*.

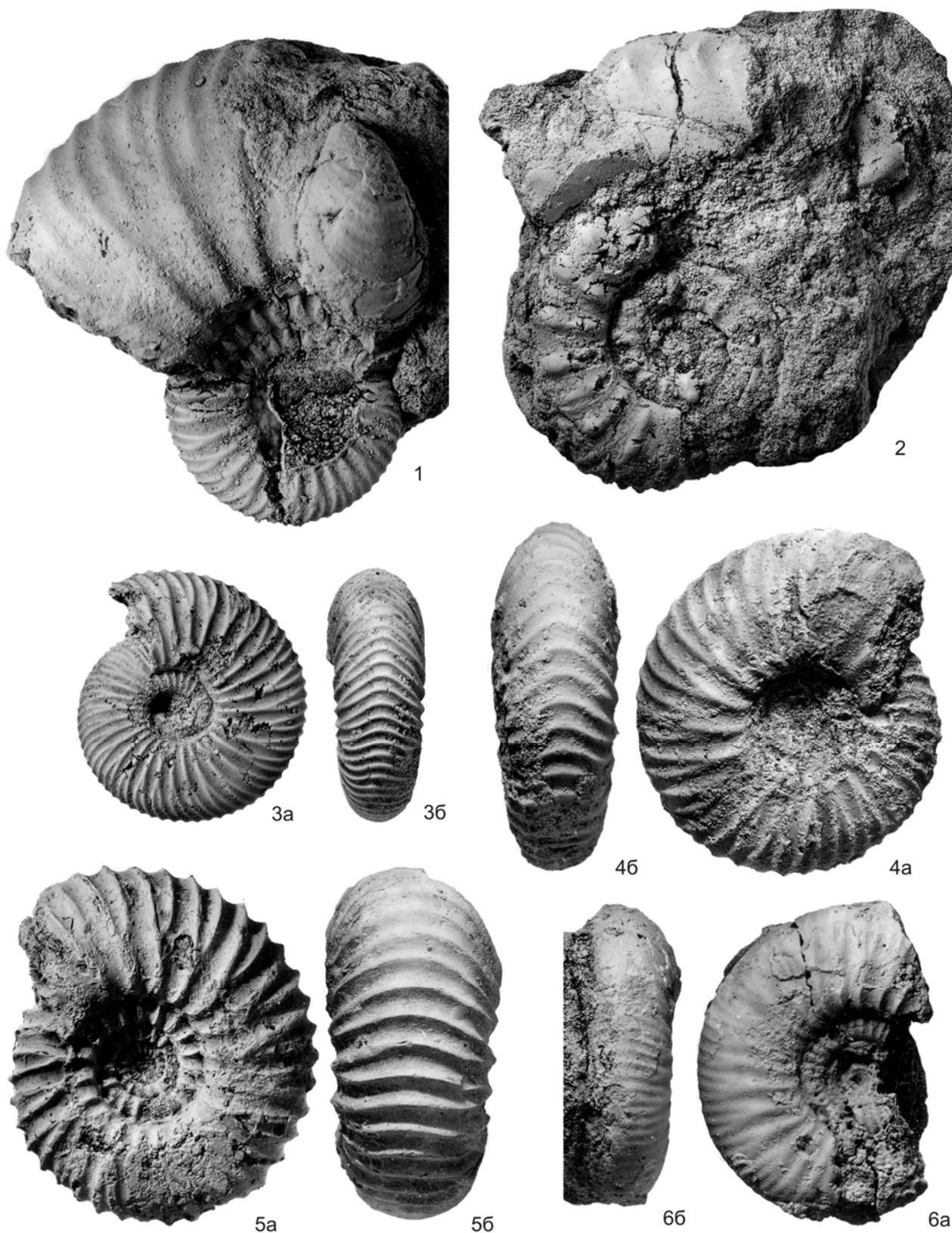
Наши исследования показали, что распределение *Garniericeras* и *Riasanites* в разрезе дискретно – представители первого рода встречаются исключительно в верхневолжском подъярусе. Выше установлены слои с *Hectoroceras*, но без рязанитов и других аммонитов тетического происхождения. Рязанский ярус традиционно начинается нами с первого появления *Riasanites*, т.е. с зоны *Rjasanensis*. В Московской области в нижней части этой зоны различаются фаунистические горизонты *swistowianus* и *rjasanensis*, перекрытые слоями с *Surites spasskensis* (Nikitin) (см. фототаблицу, фиг. 3) и *Pronjaites bidevexus* (Bogoslowsky), а еще выше появляются первые аммониты зоны *Surites tzikwinianus* (фототаблица, фиг. 4, 5). В Рязанской области тетические аммониты встречаются и совместно с *Surites spasskensis* (см. фототаблицу, фиг. 1), но представлены иными таксонами, включая *Transcaspiites* (см. фототаблицу, фиг. 2). Эти слои предлагается обособить в качестве верхней подзоны зоны *Rjasanensis* с *Surites spasskensis* (Nikitin) в качестве вида-индекса. Последний встречается исключительно в верхней половине зоны *Rjasanensis*; указание о его распространении в зоне *Tzikwinianus* [Сазонова, 1977] ошибочны.

По нашим данным, в пограничном интервале юры и мела Русской платформы снизу вверх различаются следующие биостратоны (рисунок).

- Зона *Craspedites nodiger* с подзонами *Craspedites nodiger* внизу и *Craspedites milkovensis* сверху. Это терминальная зона волжского яруса по первичному определению.

- Зона без названия с фаунистическими горизонтами *Hectoroceras tolijense* внизу и *Hectoroceras kochi* сверху. Отнесение этой зоны к тому или иному ярусу (волжскому или рязанскому) зависит от решения вопроса о положении границы юра/мел в международном масштабе. Наиболее простое название зоны по *Hectoroceras kochi* Spath, по-видимому, нежелательно. Хотя этот вид имеет очень широкое распространение (Восточная Гренландия, Южная Англия, Север Сибири), он встречается и выше – в зоне *Riasanites rjasanensis*. Соответственно, зоны *Kochi*, например, Сибири (отвечает в целом интервалу распространения вида-индекса) и Русской платформы в этом случае не будут совпадать по объему. Представители других родов, найденные в Центральной России в обсуждаемой зоне, определены только в открытой номенклатуре. Но не исключено, что редкие находки (не *in situ*) *Chetaites chetae* Schulgina и *Praetollia olivikora* Mitter приурочены не к зоне *Craspedites nodiger*, а к этой, еще недостаточно изученной зоне. Косвенным свидетельством тому являются находки аммонитов, близких к голотипу *Chetaites sibiricus* Schulgina (см. фототаблицу, фиг. 6), в бассейне Оки в зоне *Riasanites rjasanensis*.

- Зона *Riasanites rjasanensis* с подзонами *Riasanites rjasanensis* внизу и *Surites spasskensis* сверху. В нижней подзоне различаются фаунистические горизонты *Riasanites swistowianus* и *Riasanites rjasanensis*; вид-индекс зоны представлен здесь начальным морфотипом. В верхней подзоне в Московской области найдены только два-три вида краспедитид. В Рязанской области таксономическое разнообразие подзоны *Spasskensis* гораздо богаче: кроме бореальных очень разнообразных краспедитид представлены и тетические неокомитиды и гималаитиды. Вид-индекс зоны представлен терминальным морфотипом.



Фототаблица.

Фиг. 1. *Surites spasskensis* (Nikitin), Никитино на Оке. Фиг. 2. *Transcaspites transfigurabilis* (Bogoslowsky), Никитино на Оке. Фиг. 3. *Surites spasskensis* (Nikitin), Лопатинский рудник. Фиг. 4. *Surites tzikwinianus* (Bogoslowsky), Лопатинский рудник. Фиг. 5. *Caseyiceras caseyi* Sazonova, Лопатинский рудник. Фиг. 6. *Chetaites sibiricus* ? Schulgina, Кузьминское на Оке.

Коллекция хранится в ПИН РАН под № 3990, сборы В.В. Митта.

Ярус	Московская область										Рязанская область												
	Зона, подзона, фаунистический гор-т										Зона, подзона, фаунистический гор-т												
Валанжинский											Nikitinoceras hoplitoides												
											Delphinites undulatoplicatilis												
Рязанский	Surites tzikwinianus										Surites tzikwinianus												
	Riasanites rjasanensis	Surites spasskensis										Transcaspiites transfigurabilis					spasskensis	Riasanites rjasanensis					
		rjasanensis	Riasanites rjasanensis					Riasanites rjasanensis					rjasanensis										
	Riasanites swistowianus					Riasanites swistowianus																	
?	Зона без названия		Hectoroceras kochi																				Зона без названия
													Hectoroceras toljense										
Волжский	nodiger	Craspedites milkovensis										Craspedites nodiger											
		Craspedites nodiger																					

Схема расчленения рязанского яруса и подстилающих и перекрывающих отложений юры и мела центральной части Русской платформы.

- Зона *Surites tzikwinianus*. Аммонитовые комплексы этой зоны несколько различаются в разных районах Русской платформы. Однако имеющийся материал еще не изучен систематически, что не позволяет в настоящее время предложить инфразональное расчленение. Обособление верхней части зоны в качестве самостоятельной зоны *Peregrinoceras aff. albidum*, сделанное [Кейси и др., 1977] на основании находки определенного в открытой номенклатуре единичного экземпляра, не может считаться обоснованным.

- Зона *Delphinites undulatoplicatilis*, нижний валанжин. Зона обоснованно установлена только в типовом районе в Чувашии (р. Меня), но неизобразенные находки вида-индекса известны с Оки в Рязанской области и с Унжи в Костромской области. Рязанский ярус перекрывается обыкновенно в бассейне Оки песками следующей зоны валанжина – *Nikitinoceras hoplitoides*.

Работа выполнена при поддержке программы Президиума РАН “Происхождение и эволюция биосферы”, проект “Козволюционные процессы в морской пелагической биоте и ее ответ на абиотические изменения в критические эпохи палеозоя и мезозоя”.

Литература

- Герасимов П.А. Верхний подъярус волжского яруса центральной части Русской платформы. М.: Наука, 1969. 144 с.
- Кейси Р., Месежников М.С., Шульгина Н.И. Сопоставление пограничных отложений юры и мела Англии, Русской платформы, Приполярного Урала и Сибири // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1977. № 7. С. 14–33.
- Месежников М.С. Зональное подразделение рязанского горизонта // Пограничные ярусы юрской и меловой систем. М.: Наука, 1984. С. 54–66.
- Месежников М.С., Захаров В.А., Шульгина Н.И., Алексеев С.Н. Стратиграфия рязанского горизонта на р. Оке // Верхняя юра и граница ее с меловой системой. Новосибирск: Наука, 1979. С. 71–81
- Митта В.В. Новые данные о возрасте подошвы рязанского яруса // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2005. Т. 13. № 5. С. 51–59.
- Митта В.В. Аммонитовые комплексы базальной части рязанского яруса (нижний мел) Центральной России // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2007. Т. 15. № 2. С. 80–92.
- Сазонова И.Г. Берриасские и нижневаланжинские аммониты Русской платформы // Тр. ВНИГНИ. 1971. Вып. 110. С. 3–110.
- Сазонова И.Г. Аммониты пограничных слоев юрской и меловой систем Русской платформы. М.: Недра, 1977. 97 с. (Тр. ВНИГНИ. Вып. 185).

**ПЕРЕХОД ОТ ГЕТЕРОМОРФНОСТИ К МОНОМОРФНОСТИ
У РАННЕМЕЛОВЫХ ANCYLOCERATINA WIEDMANN (AMMONOIDEA): ФИЛОГЕНЕТИЧЕСКИЕ
И ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИЕ АСПЕКТЫ**

И.А. Михайлова, Е.Ю. Барабошкин
Московский государственный университет

**HETEROMORPH TO MONOMORPH SHELL TRANSITION
IN EARLY CRETACEOUS ANCYLOCERATINA WIEDMANN (AMMONOIDEA): PHYLOGENETIC
AND PALAEOGEOGRAPHIC ASPECTS**

I.A. Mikhailova, E.J. Baraboshkin
Moscow State University

ФИЛОГЕНИЯ И СОСТАВ СЕМ. ANCYLOCERATACEAE GILL.

В новых американских основах палеонтологии [Wright et al., 1996] в составе подотряда Ancyloceratina Wiedmann, как и в предыдущем издании, по-прежнему приведены три его надсемейства: Turrititaceae Gill, Scaphitaceae Gill и Ancylocerataceae Gill. О принципиальных отличиях этих надсемейств неоднократно говорилось во многих публикациях. Помимо собственно надсемейства Ancylocerataceae к подотряду Ancyloceratina отнесены два надсемейства мономорфных аммоноидей: Douvilleicerataceae Parona et Bonarelli, возможно, на завершающем этапе развития вновь приобретающие черты гетероморфности (семейство Astiericeratidae Breistroffer); Deshayesitaceae Stoyanow в объеме семейств Deshayesitidae Stoyanow и под вопросом Parahoplitidae Spath.

Гетероморфные аммониты надсемейства Ancylocerataceae подразделены на восемь семейств: Vochianitidae Spath, Ancyloceratidae Gill, Heteroceratidae Spath, Hemihoplitidae Spath, Hamulinidae Gill, Labeceratidae Spath; Ptychoceratidae Gill и, под вопросом, Macroscaphitidae Hyatt. Два последних по строению лопастной линии следует рассматривать в составе Turrititaceae Gill [Михайлова, 1983].

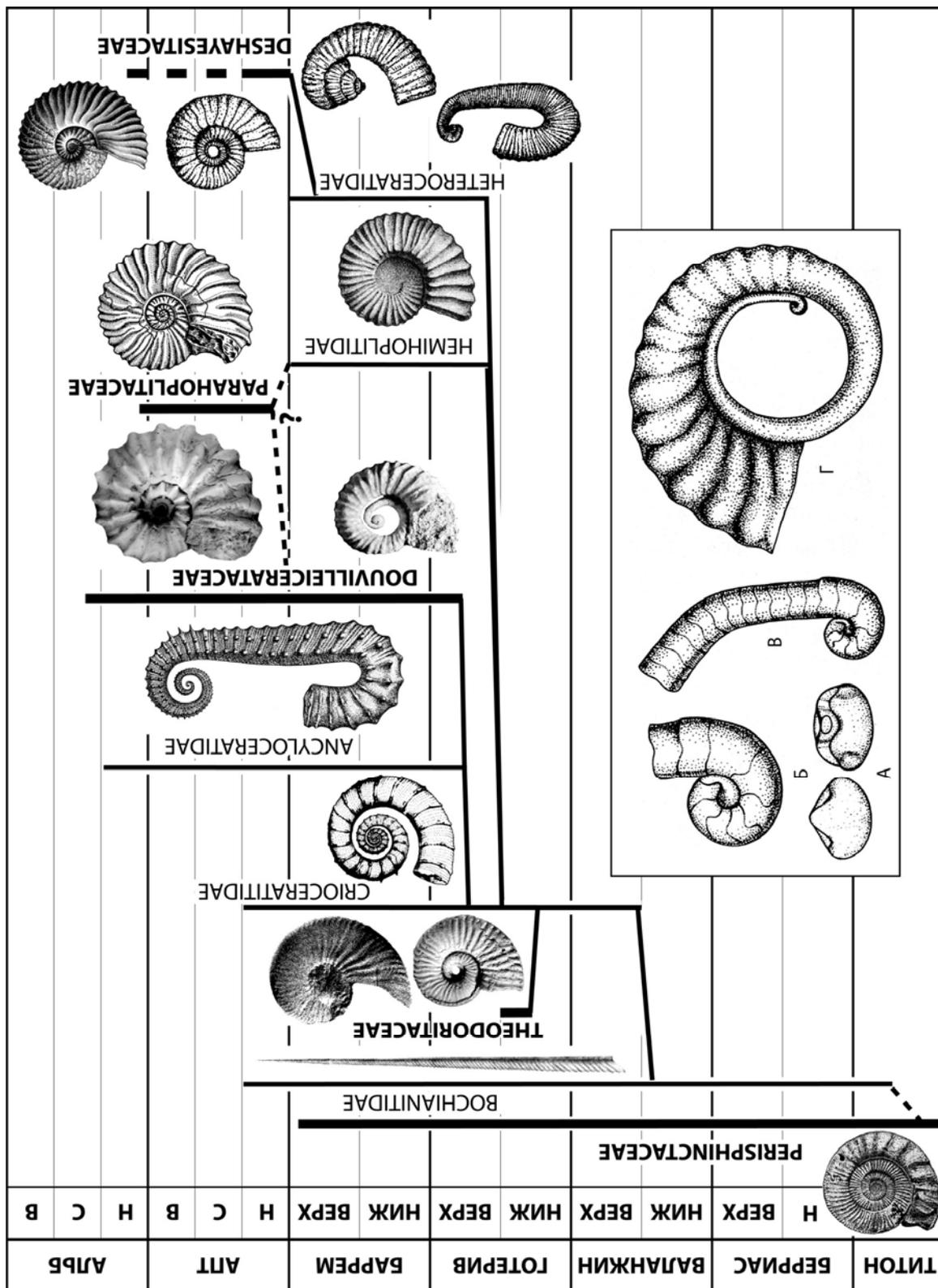
Данные последних лет, в частности установление нового рода *Theodorites* Baraboshkin et I. Michailova [Барабошкин, Михайлова, 2006], позволили дополнить и уточнить филогенетические взаимоотношения таксонов семейственного и надсемейственного ранга.

Происхождение надсемейства Ancylocerataceae от Perisphinctaceae не оспаривается. Исходное семейство Vochianitidae, видимо, явилось родоначальником для нескольких семейств. На рисунке приведены семейства, которые несомненно или предположительно были предками мономорфных Douvilleicerataceae, Parahoplitaceae, Deshayesitaceae и Theodoritaceae Baraboshkin et I. Michailova, superfam. nov. Известно, что эволюционные преобразования раковины у потенциальных предков мономорф приобретают умбиликальное зияние. Это зияние не затрагивает эмбриональную раковину. Первый оборот всегда соприкасается с протоконхом. Второй оборот после первичного пережима представляет собой прямой ствол, переходящий в полую дугу, дающую окружность. Третий оборот начинается после соприкосновения второго зияющего оборота с первым. По мере исчезновения умбиликального зияния завершается переход от гетероморф к мономорфам (см. рисунок). Умбиликальное зияние установлено у нескольких родов Ancyloceratina: *Leptoceras* Uhlig, *Paraspiticeras* Kilian, *Turkmeniceras* Tovbina, *Theodorites* Baraboshkin et I. Michailova, *Lupprovia* Bogdanova, *Kakabadze* et I. Michailova, *Caspianites* Casey, *Hemihoplites* Spath, *Audouliceras* Thomet, *Leptoceratoides* Thompson. Эти роды в одних случаях отнесены к надсемейству Ancylocerataceae, а в других – к их возможному потомкам. Далеко не всегда наблюдается первый оборот с протоконхом, но несомненным является присутствие умбиликального зияния, например у рода *Koeneniceras* Michailova et Baraboshkin. Однако сокращение зияния и смыкание оборотов может не происходить, и мономорфность раковины не достигается.

Учитывая этот факт, а также данные морфогенеза лопастной линии [Михайлова, 1983; и др.], мы считаем, что от четырех гетероморфных семейств Ancylocerataceae (Crioceratitidae Gill, Ancyloceratidae, Hemihoplitidae и Heteroceratidae) несомненно или предположительно происходят четыре мономорфных надсемейства – Theodoritaceae, Douvilleicerataceae, Parahoplitaceae и Deshayesitaceae.

РАСПРОСТРАНЕНИЕ ГЕТЕРОМОРФНЫХ АММОНИТОВ В МЕЛУ, ВОЗМОЖНЫЕ ПРИЧИНЫ КОЛЕБАНИЙ РАЗНООБРАЗИЯ И ПОЯВЛЕНИЕ МОНОМОРФНЫХ ПОТОМКОВ

В последнее время большинство авторов склоняются к точке зрения о "полупланктонном" или мегапланктонном образе жизни для большей части гетероморф, причем в течение онтогенеза ориентация раковины в пространстве, способ питания и экологическая принадлежность могли меняться [Westermann, 1996; и др.], хотя есть и другие мнения. Исходя из этого, следует предположить, что так же, как и для современного мезо- и мегапланктона, их количественное распространение должно было контролироваться (1) глубинами бассейнов, позволяющими успешно развиваться планктону и, главное, (2) обилием пищевых (в данном случае – планктонных) ресурсов [Виноградов, 1968]. На их распространение и эволюцию должны были влиять такие важнейшие факторы среды обитания, как характеристики водных масс (температура, соленость и др.), направление течений и наличие круговоротов, определяющих распространение популяций, и т.д. [Беклемишев, 1969; Барабошкин и др., 2007; Михайлова, Барабошкин, 2008]. Важным лимитирующим фактором в случае аммонитов являлось и то, что эти формы, обитая в пелагиали, не могли существовать на глубинах более 300–400 м [Westermann, 1996], превышение которых привело бы к разрыву сифона, разрушению наименее прочных элементов раковины и гибели моллюсков.



Филотения надсемейства Аncylocerataceae Gill (без семейств Labeseratidae Spath и Hamulinidae Gill) и его мономорфные потомки. На врезке: А – протоконх, Б – первый оборот и начало прямого ствола, В – переход от прямого ствола к изогнутому, Г – переход к плоско-спиральной раковине и образование умбиликального зияния у рода *Caspianites*.

Таким образом, достаточно очевидным является то, что увеличение разнообразия гетероморфных аммонитов должно было происходить в моменты увеличения площади пелагической части бассейнов – т.е. при эвстатических трансгрессиях и формировании огромных эпиконтинентальных бассейнов. Точка зрения о связи трансгрессий с увеличением разнообразия гетероморфных аммонитов высказывалась [Delanoy, Magnin, 1994], но была оспорена исследователями, отстаивающими трофический фактор как основной в эволюции гетероморф [Сесса, 1997].

Существует четкая связь между максимумами эволюционного разнообразия родов гетероморфных аммонитов с крупнейшими "быстрыми" трансгрессиями, соответствующими колебаниям уровня моря 2-го порядка: готерив–барремской (максимум разнообразия Ancylocerataceae), альб–сеноманской (максимум разнообразия Turrititaceae, появление Scaphitaceae), кампанской (максимум разнообразия Turrititaceae и Scaphitaceae). При этом рост разнообразия гетероморфных аммонитов приходится на сам момент трансгрессии, когда появляются новые площади бассейнов, богатые пищевыми ресурсами, нуждающимися в освоении. Отсюда ясно, что противоречия в точках зрения, связывающих эволюцию гетероморф с трансгрессиями и пищевыми ресурсами, на самом деле нет.

Появление мономорфных потомков Ancylocerataceae (в единичных случаях, когда филогенетические линии доказательно прослежены) связано с регрессивными моментами и падением уровня моря (циклами третьего порядка). Во время регрессий происходит сокращение площади бассейнов, уменьшение их глубин (особенно в случае эпиконтинентальных бассейнов), смещение планктонной продукции в сторону глубоководья. В результате этого организмы, трофически зависящие от обилия планктона, мигрируют, вымирают или эволюционируют. Полупланктонный образ жизни исключал активную миграцию гетероморф, поэтому их разнообразие в моменты регрессивных событий сокращалось, но одновременно происходило "сворачивание" гетероморфной раковины и переход к нектонному и бентосному образу жизни и способам питания – осваивались бентосные и нектонные пищевые ресурсы, появлявшиеся в обилии на мелководье.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект № 06-05-64167) и программы "Ведущие Научные школы" (проект № НШ-841.2008.5).

Литература

Барабашкин Е.Ю., Михайлова И.А. *Theodorites* – новый род нижнеготеривских гетероморфных аммонитов Горного Крыма // Современные проблемы изучения головоногих моллюсков: морфология, систематика, эволюция, биостратиграфия: Материалы Всерос. совещания. М.: ПИН РАН, 2006. С. 19–21.

Барабашкин Е.Ю., Найдин Д.П., Беньямовский В.Н. и др. Пролиты Северного полушария в мелу и палеогене. М.: Изд-во геол. ф-та МГУ, 2007. 182 с.

Беклемишев К.В. Экология и биогеография пелагиали. М.: Наука, 1969. 291 с.

Виноградов М.Е. Вертикальное распределение океанического зоопланктона. М.: Наука, 1968. 320 с.

Михайлова И.А. Система и филогения меловых аммоноидей. М.: Наука, 1983. 280 с.

Михайлова И.А., Барабашкин Е.Ю. Гетероморфность и мономорфность раннемеловых аммоноидей и палеогеография // ПАЛЕОСТРАТ-2008. Годичное собрание секции палеонтологии. Бюлл. МОИП и Моск. отд. палеонтол. об-ва: Тез. докл. М., 2008. С. 41.

Cecca F. Late Jurassic and Early Cretaceous uncoiled ammonites: trophism – related evolutionary processes // C. R. Acad. Sci. Paris. 1997. T. 325. P. 629–634.

Delanoy G., Magnin A. Evolution de l'enroulement des ammonites heteromorphes avec les evenements marin // C. R. Acad. Sci. Paris. Ser. II. 1994. T. 318. P. 843–848.

Westermann G.E.G. Ammonoid Life and Habitat // Ammonoid paleobiology. New York – London: Plenum Press, 1996. P. 607–707.

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

НИЖМЕЛОВЫЕ СТРАТОНЫ И КЛИНОФОРМНАЯ МОДЕЛЬ СТРОЕНИЯ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ

И.И. Нестеров (мл.), В.Н. Бородкин, К.А. Милицкая
Сибирский научно-аналитический центр, Тюмень

LOWER CRETACEOUS STRATIGRAPHIC UNITS AND CLINIFORM MODEL OF WEST SIBERIA

I.I. Nesterov, Jr, V.N. Borodkin, K.A. Militskaya
Siberian Scientific-Analytical Centre, Tyumen

Региональные стратиграфические схемы мезозоя Западно-Сибирской равнины принимались на шести межведомственных стратиграфических совещаниях, начиная с 1956 г. На первом совещании в составе единого мезозойско-кайнозойского чехла в пяти структурно-фациальных зонах выделены 24 свиты. На последующих совещаниях увеличивалось число уровней стратификации, количество районов и принятых стратонтов. На сегодняшний день существуют схемы отдельных уровней, принятые и утвержденные в разные годы. Эти схемы отражают различные состояния изученности и модели строения стратиграфических комплексов.

Стратификация нижнемеловых отложений во многом связана с историей проведения геолого-разведочных работ в Западной Сибири. Освоение мегабассейна начато с постановки опорного бурения в южных

Рис. 1. Распространение ахской и танопчинской свит в Западной Сибири.

1 – область распространения ахской свиты; 2 – область распространения танопчинской свиты; 3 – стратотипы ахской и танопчинской свит; 4 – стратотипы по свитам неокомских отложений Западной Сибири.

и юго-восточных районах. В разрезе Ларьякской опорной скважины неокон расчленен на глинистую куломзинскую свиту (нижний–средний валанжин), тарскую свиту (верхний валанжин) и вартовскую свиту (готерив–нижний апт), представленную зеленоцветными глинами с корневидными растительными остатками, редкими трещинами усыхания и с крупными песчаными пачками мощностью до 100 м [Брадучан, 1989]. Эти три неоконские свиты в 1956 г. были выделены в Покурской опорной скважине и в 1960 г. на Межрегиональном стратиграфическом совещании (МСС-60) распространены на всю территорию центральных районов.

При расширении геолого-разведочных работ в центральные и северные районы мегабассейна установлена фациальная неоднородность разновозрастных толщ, что предопределило выделение различных типов разрезов. Разные возрастные объемы, облик и литологические особенности пород послужили основанием к выделению новых подразделений в неоконском разрезе. К 1991 г. в объеме неокон выделено 34 свиты в составе 20 литофациальных районов.

Для каждой свиты имеется стратотипический разрез: 30 выделено в скважинах, четыре – в обнажениях. 13 неоконских свит выделено по разрезам опорных скважин, пробуренных в 50–60-е годы XX века. Распространение свит закреплялось на МСС в схемах литофациального районирования на значительных по площади территориях.

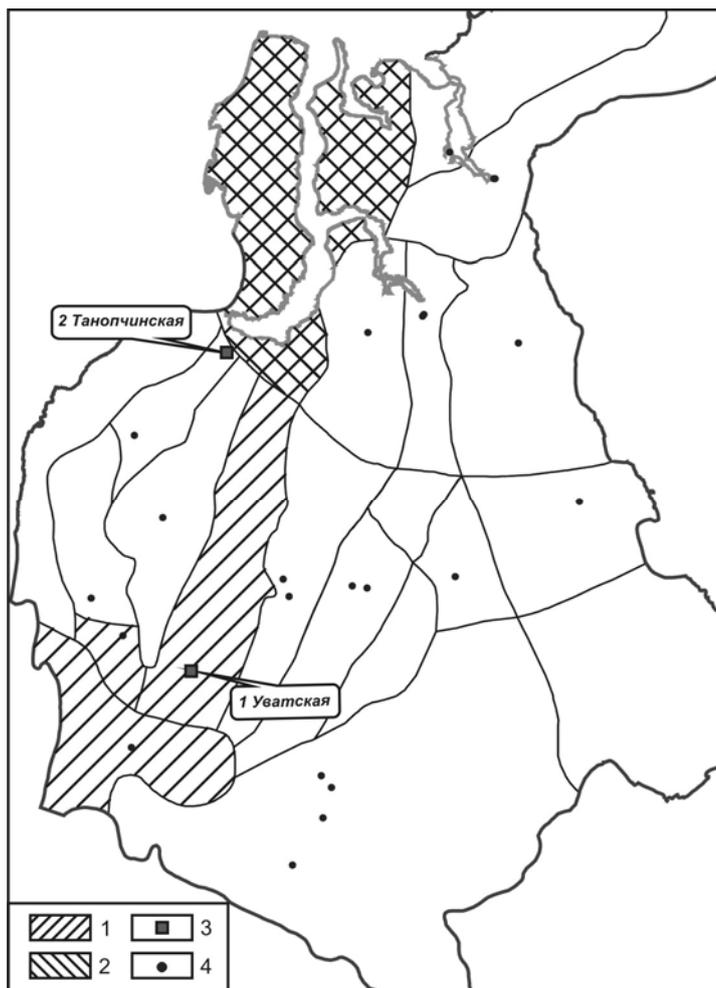
На сегодняшний день выявлен ряд противоречий между литофациальным районированием и стратиграфической моделью бассейна, между стратотипами и фактическими разрезами. Одной из таких территорий является район полуостровов Ямал и Гыданский, где в объеме берриаса–апта выделены две свиты: ахская и танопчинская (рис. 1). Ахская свита выделена в 1960 г. Ли в разрезе Уватской опорной скважины, которая находится более чем в 1000 км от полуостровов. Кроме того, возрастные объемы свиты в Ямало-Гыданском и Приобско-Надымском районах отличаются. В южных районах кровля свиты приурочена к кровле пимской пачки, перекрывающей пласт БС₁, в северных – к кровле арктической пачки, которая по результатам сейсмогеологической корреляции является аналогом быстринской пачки, перекрывающей пласт АС₇.

Что касается стратотипа танопчинской свиты, то он выделен Каргодиным в 1965 г. в разрезе скв. Танопчинская-2, которая расположена на самой границе распространения свиты согласно последнему утвержденному районированию (см. рис. 1).

Современное состояние геолого-геофизической изученности, применение сейсморазведочных методов МОГТ при прослеживании и картировании разноранговых геологических тел, применение новых высокотехнологичных методов исследований и специализированных программных комплексов обработки геологической информации позволяют создать стратиграфическую модель нижнемеловых отложений на качественно новом уровне.

Согласно современным представлениям разрез неокон представляет собой латеральный ряд полого налегающих друг на друга клиноформных тел, возраст которых омолаживается от области питания к центру бассейна. Такое строение обусловлено некомпенсированным осадконакоплением, значительной площадью бассейна седиментации, наличием стабильной области питания и эвстатическими колебаниями уровня мирового океана.

Нижнемеловые резервуары по направлению от периферии к центру бассейна перекрываются более молодыми по возрасту толщами. Границами разделов резервуаров служат трансгрессивные глинистые пачки, регионально развитые в меридиональном направлении, конформно береговым линиям на время накопления того или иного резервуара.



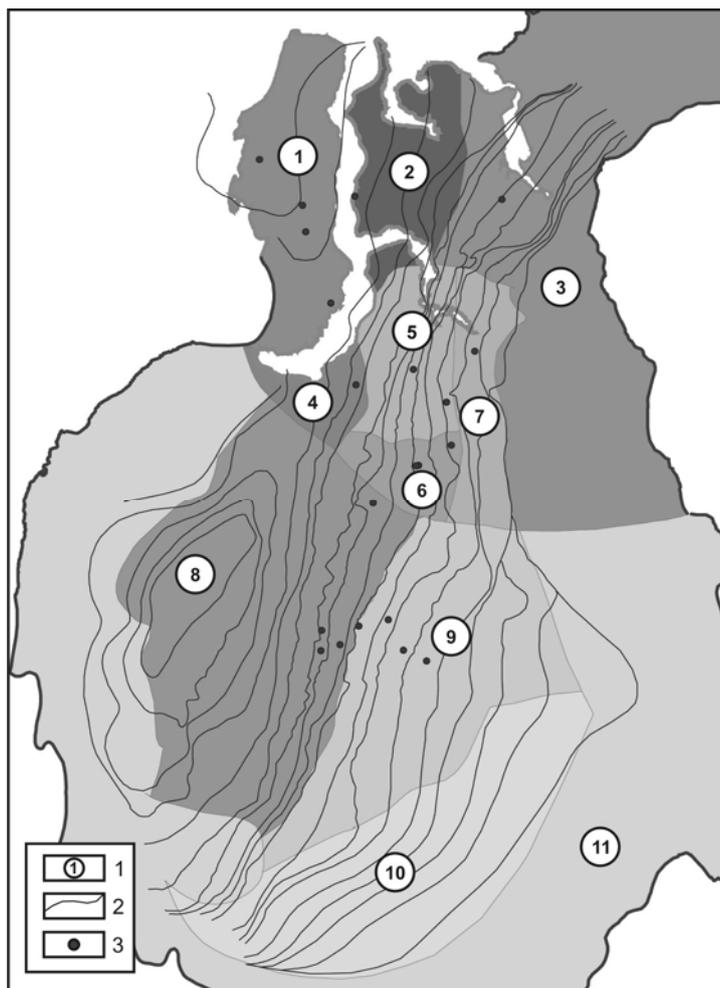


Рис. 2. Типы разрезов неокомских отложений Западной Сибири.

1 – типы разрезов (1 – Ямальский (ТП, БЯ), 2 – Гыданский (ТП, БГ), 3 – Усть-Енисейский (МХ, СД, НХ), 4 – Надымский (АН, БН), 5 – Уренгойский (АУ, БУ), 6 – Пурпейский (АП, БП), 7 – Тазовский (АТ, БТ), 8 – Сургутский (АС, БС), 9 – Нижневартовский (АВ, БВ), 10 – Пайдугинский и Александровский (Б,БП, БА), 11 – район отсутствия пластов); 2 – бровки неокомских палеошельфов; 3 – стратотипы по пластам неокомских отложений Западной Сибири.

В западном направлении шельфовые пласты глинизируются до полного исчезновения проницаемых пород, переходя в склоновые, или подшельфовые, и затем в ачимовские.

В неокоме Западной Сибири выделено десять типов разрезов (рис. 2). Интервалы залегания продуктивных пластов закреплены Решением совещания по вопросам корреляции и индексации продуктивных пластов мезозойских отложений Тюменской области (20–21 февраля 1986 г.). Региональная стратиграфическая схема предписывает применение стратотипических разрезов согласно литолого-фациальному районированию.

Однако изменение преобладающей точки зрения на строение осадочных комплексов и увеличение плотности сейсмо-разведочных и буровых работ выявили противоречия в корреляции между стратотипами и гипостратотипами. Количество

выделенных пластов по разным районам также отличается. Поэтому одной из задач является увязанное литолого-фациальное районирование, ревизия утвержденных стратотипических разрезов и выбор дополнительных, наиболее полно характеризующих строение продуктивных и перспективных комплексов, уточнение межрайонного соотношения групп песчаных пластов Западной Сибири и разработка их унифицированной номенклатуры.

На ранней стадии изучения Западной Сибири по пимской глинистой пачке неокон был расчленен на пласты группы А и пласты группы Б. Современное состояние изученности и изменившиеся межрайонные соотношения пластов оставляют справедливым такое разделение только для Сургутского и Приобско-Надымского ЛФР. Для остальных районов, попластовая стратификация которых закреплена стратиграфическими схемами на пласты группы А и Б, современное соотношение уровня подошвы пимской пачки выглядит следующим образом: БС₁ – БУ₅ – БН₇ – АВ₄ – АП₁₁. То есть принцип расчленения разреза на группы А и Б, когда к первой относили преимущественно континентальные отложения, а к последней – морские, утратил свою актуальность.

В этих условиях особую актуальность приобретает разработка унифицированной стратификации отражающих сейсмических горизонтов и взаимоувязанная корреляция продуктивных пластов для всей территории равнины, учитывающие качественные изменения в представлениях о геологическом строении неокомского нефтегазоносного комплекса (НГК).

Для выполнения поставленных целей номенклатура продуктивных пластов и флюидоупоров должна быть приведена в соответствие с принятой моделью строения Западно-Сибирского нефтегазоносного бассейна (НГБ). Для этого необходимо произвести ревизию утвержденных стратотипических разрезов, сделать анализ разрезов скважин по отдельным литофациальным районам (ЛФР) и выделить наиболее информативные разрезы, полнее характеризующие строение продуктивных комплексов. Первоочередными задачами при этом будут устранение противоречия между количеством утвержденных пластов и реальным их представителем в пределах каждого литофациального района, а также обоснование новых стратотипических разрезов.

Разновременность учета выявленных залежей нефти и газа на основе различных стратиграфических моделей, значительная доля субъективных факторов нашли отражение в некорректной привязке залежей УВ, закрепленной в Государственном балансе запасов полезных ископаемых. Поэтому необходима переиндексация всех продуктивных пластов с учетом увязанной модели и современного состояния изученности.

Анализ литофациального районирования показывает площадное несоответствие схем смежных уровней стратификации. При составлении новых схем районирования необходим учет клиноформного строения юрской и меловой частей разреза, уточнение границ распространения покровного и клиноформного залегания горизонтов, учет нефтегеологического районирования, тектонического строения осадочного чехла, контуров месторождений УВ и литолого-фациальных особенностей разрезов отдельных скважин.

Литература

Брадучан Ю.В. Стратиграфический обзор неокома Западной Сибири // Биостратиграфия осадочного чехла Западно-Сибирской равнины / Ред. Ю.В. Брадучан, С.И. Пуртова. Тюмень: ЗапСибНИГНИ, 1989. С. 64–75.

РАДИОЛЯРИЕВЫЙ АНАЛИЗ КРЕМНИСТО-КАРБОНАТНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ КАМЧАТСКОГО МЫСА (ВОСТОЧНАЯ КАМЧАТКА)

Т.Н. Палечек¹, Д.П. Савельев², О.Л. Савельева²

¹Геологический институт РАН, Москва

²Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, Петропавловск-Камчатский

RADIOLARIAN ANALYSIS OF SILICEOUS-CARBONACEOUS SEDIMENTS OF THE KAMCHATSKY MYS (EASTERN KAMCHATKA)

T.N. Palechek¹, D.P. Savelyev², O.L. Savelyeva²

¹Geological Institute of RAS, Moscow

²Institute of Volcanology and Seismology, FEB RAS, Petropavlovsk-Kamchatsky

В районе левого притока р. Каменной (п-ов Камчатский Мыс) был изучен кремнисто-карбонатный разрез (56°03'353 с.ш., 163°00'376 в.д.). Разрез представлен ритмичным чередованием красно-бурых радиоляриевых яшм и розовых известняков, часто содержащих кремнистую примесь. Также в разрезе описаны два прослоя углистых пород [Савельев и др., 2007]. Было сделано предположение, не является ли эта находка одним из свидетельств проявления аноксических событий на территории Восточной Камчатки, следы которых хорошо известны в меловых толщах тетических районов. В свете этой находки возникает необходимость детального датирования разреза, в котором были найдены прослои углей.

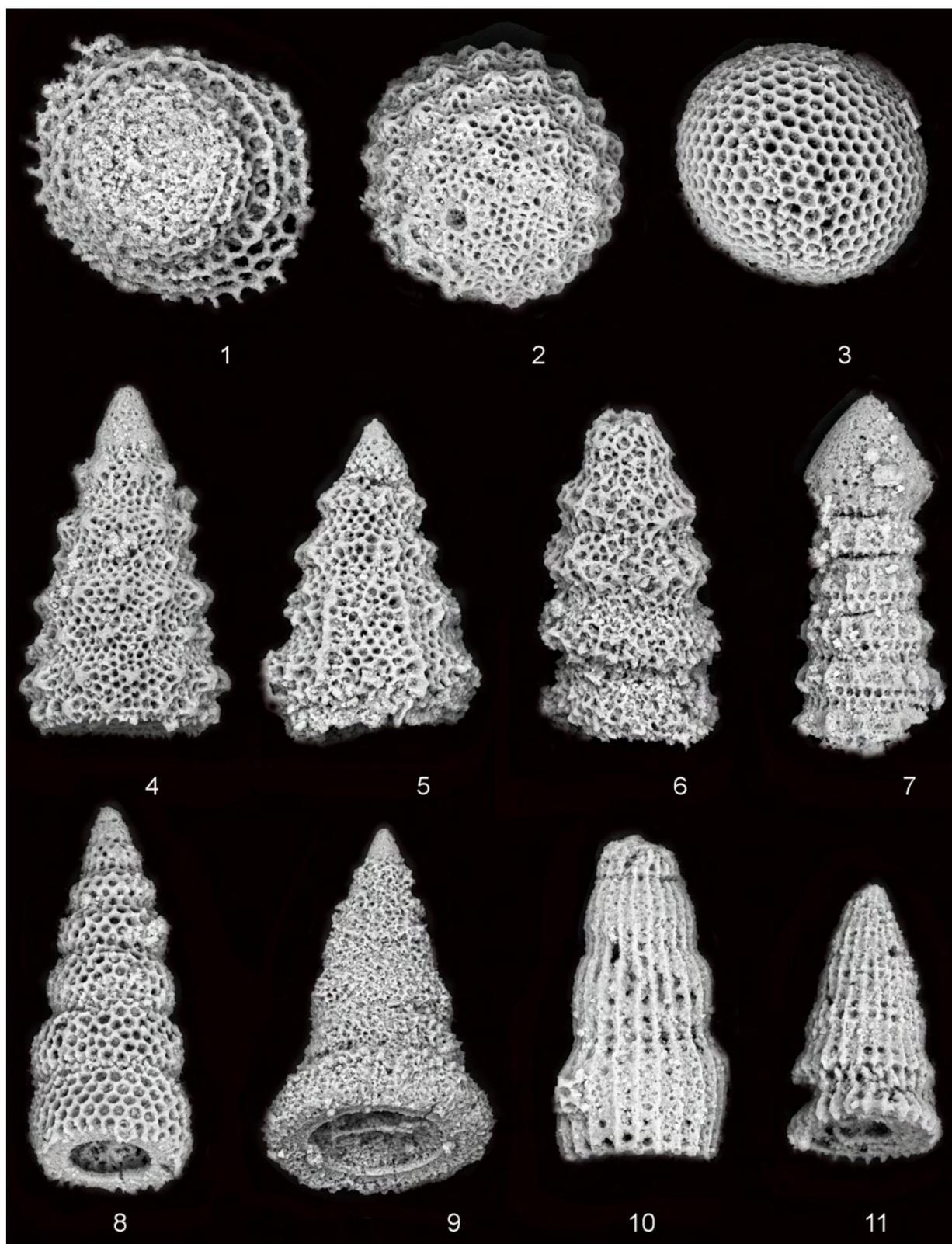
Изученный разрез находится в южной части п-ова Камчатский Мыс. Здесь развиты образования мелового офиолитового комплекса, имеющего сложное гетерогенное строение и являющегося частью аккреционной системы Камчатки [Хотин, Шапиро, 2006]. Вулканогенно-осадочные породы слагают смагинскую свиту альб-сеноманского возраста, согласно перекрытую терригенной пикежской свитой турон-кампанского возраста [Государственная геологическая карта..., 2007]. Некоторые исследователи считают океанические базальты, гиалокластиты, яшмы и известняки (по которым получен альб-сеноманский возраст) олистолитами и тектоническими блоками в сантон-кампанском туфосилицитовом матриксе, слагающем основной объем смагинской свиты [Федорчук и др., 1989; Хотин, Шапиро, 2006]. По мнению В.С. Вишневской [2001], нижне-среднемеловые кремнистые образования п-ова Камчатский Мыс являются экзотическими для Восточной Камчатки и сформировались значительно южнее современного положения.

Ранее Н.Ю. Брагиным [Брагин и др., 1986] из кремнистых пород смагинской свиты на левобережье р. Первой Перевальной были установлены альб-сеноманские радиолярии. В.С. Вишневской из коллекции образцов А.В. Федорчука был описан комплекс позднеальб-сеноманских радиолярий, включающий обилие типичных тетических видов [Вишневская, 2001]. Кроме этого, из смагинской свиты Н.Н. Литвиновой получены богатые комплексы позднеальб-сеноманских радиолярий [Государственная геологическая карта..., 2007]. Возраст смагинской свиты обоснован также результатами определения фораминифер, спор и пыльцы. Комплекс фораминифер, по заключению Н.Н. Литвиновой, незначителен: здесь встречены представители родов *Trochammina*, *Dentalina*, *Lenticulina*, *Marginulina*, *Bulimina*, *Anomalina*, *Haplophragmoides*, имеющие широкое распространение в мелу.

Из описываемого нами разреза были детально отобраны образцы из кремнистых и известняковых прослоев для проведения микропалеонтологического анализа (см. рис. в статье Савельевой и др., наст. сборник). После изучения прозрачных шлифов и предварительной разбраковки проведено химическое препарирование образцов, в результате которого извлечены радиолярии различной сохранности. Фораминифер удовлетворительной сохранности выделить не удалось.

Часть образцов средней сохранности отнесена к альбу–сеноману (образцы R565-36, R565-A39), к нижнему мелу, возможно, альбу–сеноману (обр. R565-A27), среднему альбу–сеноману (обр. D565-4), к верхнему альбу–сеноману (обр. R565-67).

Обр. R565-92b (верхняя часть IX пачки) можно отнести к сеноману по присутствию *Holocryptocanium tuberculatum* Dumitrica, известного из сеноманских отложений Румынии [Dumitrica, 1970], сеномана францисканского комплекса Грэй Вaley (Great Valley) Калифорнии [Pessagno, 1977], пограничного сеномана/турона Польских Карпат [Bak, 2000] и не встречаемого, по литературным данным, ниже подошвы сеномана, а также *Rhopalosyringium majuroensis* Scaaf, описанного из верхов верхнего альба–нижнего сеномана из скв. 465A поднятия Хесса [Scaaf, 1981], но отнесенного к верхнему сеноману–нижнему турону [Scaaf, 1984]. В Северо-



Фототаблица. Сеноманские радиоларии из кремнисто-карбонатных отложений Камчатского Мыса (обр. R565-58).

Пояснение к фототаблице: 1 – *Petasiforma glascockensis* Pessagno, x300; 2 – *Holocryptocanium tuberculatum* Dumitrica, x250; 3 – *Cryptamphorella* ? sp., x250; 4 – *Xitus asymbatos* (Foreman), x250; 5 – *Schaafella* ex gr. *tochilinae* Vishnevskaya, x250; 6 – *Schaafella* sp., x250; 7 – *Pseudodictyomitra pseudomacrocephala* (Squinabol), x300; 8 – *Stichomitra communis* Squinabol, x250; 9 – *Schaafella* cf. *deweveri* Vishnevskaya, x180; 10 – *Archaeodictyomitra* sp., x350; 11 – *Archaeodictyomitra simplex* Pessagno, x350.

Восточной Атлантике Ж. Туров [Thurrow, 1988] выделяет зону *R. majuroensis*, соответствующую сеноману. Ос- тальные встреченные виды широкого распространения. Таким образом, исходя из вышеизложенного, выде- ленную нами ассоциацию радиолярий, скорее всего, следует отнести к сеноману.

Образцы R565-53 и R565-56 по присутствию в ассоциации *Holocryptocanium tuberculatum* Dumitrica так- же можно датировать сеноманом.

В одной из наиболее представительных проб (R565-58) выделены радиолярии, свидетельствующие о сеноманском, скорее всего, раннесеноманском возрасте вмещающих отложений: *Petasiforma glascockensis* Pessagno, *P. foremanae* Pessagno, *Dactyliosphaera maxima* (Pessagno), *Cryptamphorella conara* (Foreman), *Holocryptocanium tuberculatum* Dumitrica, *H. barbui* Dumitrica, *Xitus asymbatos* (Foreman), *X. subitus* Vishnevskaya, *X. ex gr. spinosus* (Squinabol), *X. ex gr. spineus* Pessagno, *Novixitus* sp., *Schaafella tochilinae* Vish- nevskaya, *S. deweveri* Vishnevskaya, *Pseudodictyomitra pseudomacrocephala* (Squinabol), *P. pentacolaensis* Pes- sagno, *Stichomitra communis* Squinabol, *S. tosaensis* Nakaseko et Nishimura, *Thanarla praeveneta* Pessagno, *Ar- chaeodictyomitra simplex* Pessagno, *Mita* cf. *magnifica* Pessagno, *Crolanium* ex gr. *pulchrum* (Squinabol), *Acaeniotyle* cf. *longispina* (Squinabol), *Triactoma* cf. *cellulosa* Foreman, *Praeconocaryomma* sp., *Quinquecapsularia* ? sp. Нижняя граница изученного нами комплекса была установлена по присутствию в об- разце *Holocryptocanium tuberculatum* Dumitrica, широко распространенного в сеномане и не встречающегося ниже его подошвы. Верхняя граница была проведена по присутствию в образце *Schaafella tochilinae* и *S. deweveri*, описанных В.С. Вишневской как верхнеальб-нижнесеноманские из поднятия Хесса [Басов, Виш- невская, 1991], а также учитывалось распространение всех встреченных видов. Анализ морфологии раковин *Pseudodictyomitra pseudomacrocephala*, в частности псевдоцефалиса, из альбских и сеноманских отложений различных регионов мира [Pessagno, 1977; Scaaf, 1984; Thurrow, 1988; O'Dogherty, 1994; Вишневская, 2001] позволяет сделать вывод об изменчивости псевдоцефалиса и всей раковины этого вида в целом на протяже- нии альб-сеноманского времени. Так, у альбских раковин *P. pseudomacrocephala* псевдоцефалис округлой формы, а у сеноманских – более вытянут, и раковина выглядит более вытянутой, утонченной. Встреченные нами раковины *P. pseudomacrocephala* по морфологии, скорее всего, ближе к сеноманским морфотипам (см. фототаблицу, фиг. 7).

Таким образом, часть разреза, заключенная между двумя углистыми прослоями, может быть отнесена к сеноману; в одном из образцов (565-58), отобранном в центральной части описываемого фрагмента (см. рис. в статье Савельевой и др., наст. сборник), предполагается нижний сеноман.

Авторы благодарны В.С. Вишневской за ценные советы и замечания.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (проекты № 06-05-64859, 07-05-00080) и программы государ- ственной поддержки ведущих научных школ (проект НШ-651.2008.5).

Литература

- Басов И.А., Вишневская В.С. Стратиграфия верхнего мезозоя Тихого океана. М.: Наука, 1991. 200 с.
- Брагин Н.Ю., Зинкевич В.П., Ляшенко О.В. и др. Среднемеловые (апт-туронские) отложения в тектони- ческой структуре Восточной Камчатки // Очерки по геологии Востока СССР. М.: Наука, 1986. С. 21–34.
- Вишневская В.С. Радиоляриевая биостратиграфия юры и мела России. М.: ГЕОС, 2001. 376 с.
- Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:200 000. Изд. 2-е. Серия Восточно-Камчатская. Лист 0-58-XXVI, XXXI, XXXII (Усть-Камчатск). Объяснительная записка. СПб.: Карто- графическая фабрика ВСЕГЕИ, 2007.
- Савельев Д.П., Ландер А.В., Пронина Н.В., Савельева О.Л. Первая находка углистых пород в меловых палеоокеанических комплексах Восточной Камчатки // Вестн. КРАУНЦ. Науки о Земле. 2007. № 2. Вып. 10. С. 102–104.
- Федорчук А.В., Вишневская А.С., Извеков И.Н., Румянцева Ю.С. Новые данные о строении и возрасте кремнисто-вулканогенных пород полуострова Камчатский Мыс (Восточная Камчатка) // Изв. вузов. Геол. и разведка. 1989. № 11. С. 27–33.
- Хотин М.Ю., Шапиро М.Н. Офиолиты Камчатского Мыса (Восточная Камчатка): строение, состав, гео- динамические условия формирования // Геотектоника. 2006. № 4. С. 61–89.
- Bak M. Radiolaria from the Upper Cenomanian–Lower Turonian deposits of the Silesian Unit (Polish Flysch Carpathians) // *Ceologica Carpatica*. 2000. Vol. 51. No. 5. P. 309–324.
- O'Dogherty L. Biochronology and Paleontology of Mid-Cretaceous Radiolarians from Northern Apennines (It- aly) and Betic Cordillera (Spain) // *Mem. Geol. Lausanne*. 1994. No. 21. 415 p.
- Dumitrica P. Cryptocephalis and cryptothoracic Nassellaria in some Mesozoic deposits of Romania // *Rev. Roum. Geol. Geophys. Geogr. Ser. Geol.* 1970. Vol. 14. No. 1. P. 45–124.
- Pessagno E.A. Lower Cretaceous radiolarian biostratigraphy of the Valley sequence and Franciscan Complex, California Coast Ranges // *Cushman Found. Foram. Res. Spec. Publ.* 1977. Vol. 15. P. 1–87.
- Schaaf A. Late Early Cretaceous Radiolaria from Deep Sea Drilling Project Leg 62 // *Init. Repts. DSDP. Wash. (D.C.)*. 1981. Vol. 62. P. 419–470.
- Schaaf A. Les Radiolaires du Crétacé Inférieur et Moyen: Biologie et systématique // *Univ. Louis Pasteur, Strasbourg Inst. Geol., Sci. Geol. Mem.* 1984. No. 75. 189 p.
- Thurrow J. Cretaceous Radiolarians of the North Atlantic Ocean (Leg 103 ODP Sites 638, 640, 641; Leg 93 DSDP Site 603; Leg 47 DSDP Site 398) // *Proc. Ocean Drill. Prog., Sci. Results*. 1988. Vol. 103. P. 379–418.

**СРАВНЕНИЕ ПОЗДНЕМЕЛОВЫХ КОМПЛЕКСОВ ФОРАМИНИФЕР
ЮГО-ВОСТОКА ЗАПАДНОЙ СИБИРИ И СОПРЕДЕЛЬНЫХ ПРОВИНЦИЙ ДЛЯ УТОЧНЕНИЯ
ВОЗРАСТА РЕГИОНАЛЬНЫХ СТРАТИГРАФИЧЕСКИХ ПОДРАЗДЕЛЕНИЙ**

В.М. Подобина

Томский государственный университет

**COMPARISON OF THE LATE CRETACEOUS FORAMINIFERAL ASSEMBLAGES
OF THE SOUTH-EAST OF WESTERN SIBERIA AND ADJACENT PROVINCES FOR REFINEMENT
OF THE AGE OF REGIONAL STRATIGRAPHIC UNITS**

V.M. Podobina

Tomsk State University

В последние годы установлено большое сходство позднемиловых комплексов фораминифер юго-востока Западной Сибири с одновозрастными комплексами южных и сопредельных провинций. В данной работе приведены новые данные по комплексам фораминифер славгородской и ганькинской свит одноименных горизонтов этой части региона. Вопрос о возрасте славгородской свиты, по сравнению с другими региональными стратиграфическими подразделениями верхнего мела Западной Сибири, является одним из наиболее спорных. Автор считает эту свиту сантон-нижекампанской [Подобина, 1966, 1975, 2000; Подобина, Ксенева, 2006].

На основании исследования образцов из разрезов вновь пробуренных скважин ЗН-1, ЗН-2, ЗН-3 и Н-15, Н-33 (район городов Томска и Северска) получены представительные комплексы фораминифер, позволяющие установить в верхнем мелу, в частности в разрезе славгородской и ганькинской свит одноименных горизонтов, юго-восточной окраины Западной Сибири сантон, кампан и нижний маастрихт. Эти исследования подтверждают сантон-раннекампанский возраст славгородского горизонта и позднекампан-маастрихтский – ганькинского, как это доказывалось автором [Подобина, 1975, 2000; и др.] на протяжении многих лет в публикациях и на региональных стратиграфических совещаниях по мезозою Западной Сибири. Полученные из разрезов скважин ЗН-1 и Н-15, принятых нами за типовые, комплексы фораминифер содержат смешанный видовой состав – Западно-Сибирской и смежных провинций. Кроме того, в разрезе скв. ЗН-1 в самом нижнем образце (гл. 356,0 м) обнаружены многие виды агглютированных кварцево-кремнистых форм, широко распространенные в центральном и других более северных районах Западной Сибири в раннесантонском комплексе с *Ammobaculites dignus*, *Pseudohastata admota*. На указанной глубине оба вида-индекса присутствуют в комплексе. Однако выше по разрезу скв. ЗН-1 (гл. 354,0 м) наряду с агглютированными кварцево-кремнистыми формами (13 видов) обнаружены секреторно-известковые раковины (10 видов), характерные для южных и сопредельных провинций Бореально-Атлантической области. Виды известковых раковин известны в раннесантонском комплексе с *Gavelinella infrasantonica*, распространенном в европейской части России (Восточно-Европейская провинция) и на территории Казахстана. Из известковых секреторных форм этого комплекса обнаружены виды *Stensioeina exculpta* Reuss *gracilis* Brotzen, *Osangularia whitei* (Brotzen) и *Gavelinella* cf. *infrasantonica* (Balakhmatova), т.е. виды, характерные для нижнесантонской зоны *Gavelinella infrasantonica* Восточно-Европейской провинции (таблица).

Новые данные, полученные из разреза скв. ЗН-1, представляют большой интерес, так как дают возможность предположить, что в начале раннего сантона прямая связь с Арктическим бассейном еще не была нарушена, на что указывают широко распространенные в Западно-Сибирском бассейне комплексы агглютированных кварцево-кремнистых фораминифер. Однако в этом же разрезе (ЗН-1) на глубине 354,0 м комплекс отличается присутствием многих характерных известковых форм из сопредельных бассейнов Бореально-Атлантической области. Постепенно возникающие поднятия в Арктике сопровождалось одновременно опусканием южных территорий, в частности юго-востока Западной Сибири, и открытием здесь ряда проливов, соединяющих этот бассейн с южными морями. Благодаря присутствию в комплексе микрофауны нижней половины славгородского горизонта фораминифер-иммигрантов из южных морей можно утверждать, что эта часть разреза, как и вышележащие слои этого же горизонта, по присутствию характерных для верхнего сантона фораминифер относятся к сантонскому, а не кампанскому ярусу, как это было принято в последних региональных стратиграфических схемах по мезозою Западной Сибири.

Верхний сантон установлен в разрезах скважин ЗН-1 (гл. 340,0 м) и Н-15 (инт. 342,0–330,0 м), соответствующих средней части славгородской свиты. В комплексах фораминифер из этих разрезов агглютированные кварцево-кремнистые формы единичны, зато увеличивается состав и количество известковых секреторных и секреторно-агглютированных форм. В этих разрезах встречаются такие характерные для южных провинций виды, как *Spiroplectammia rosula* (Ehrenberg), *Ataxophragmium orbignynaeformis* Mjatljuk, *Gaudryina rugosa* Orb., *Hagenowella obesa* (Reuss), *Gavelinella santonica* (Akimez), *G. cf. stelligera* (Marie), *Stensioina* sp. ind., *Osangularia whitei* (Brotzen) *praeceps* (Brotzen). Наряду с сохранившимися раковинами присутствуют окатанные кремнистые псевдоморфозы. По присутствию характерных видов обнаруженный комплекс известковых раковин может быть сопоставлен с комплексом *Gavelinella stelligera*, известным в верхнем сантоне Восточно-Европейской провинции. Наряду с ними присутствуют виды агглютированных кварцево-кремнистых форм из центрального и более северных районов Западной Сибири, т.е. виды из разных провинций, относящихся в сантонском веке к Арктической и Бореально-Атлантической областям. Следовательно, сантонские комплексы, установленные в разрезах скважин ЗН-1 и Н-15 юго-востока Западной Сибири, дают возможность судить о разных путях миграции фораминифер в этот район – более ограниченно из Арктического бассейна и напрямую из сопредельных южных морей через существовавшие тогда проливы.

Таблица

Корреляция фораминиферовых зон и слоев верхнего мела Западно-Сибирской плиты и Восточно-Европейской платформы

Система	Отдел	Ярус	Подъярус	Западно-Сибирская плита		Восточно-Европейская платформа		
				Гори-зонт	Центральный район		Юго-восточный район (р-н гг. Томск и Северск)	
					Зоны	Слои	Зоны	
Меловая	Верхний	Маастрихт	Нижний	Ганькинский	Spiroplectamina variabilis, Gaudryina rugosa spinulosa	Spiroplectamina variabilis, Gaudryina rugosa spinulosa	Brotzenella complanata, Angulogavelinella gracilis	
					Cibicidoides primus	Cibicidoides primus	Globorotalites emdyensis, Brotzenella monterelensis	
		Кампан	Верхний		Славгородский	Bathysiphon vitta, Recurvoides magnificus	Recurvoides magnificus	Gavelinella clementiana
						Cribrostomoides exploratus, Ammomarginulina crispa	Gavelinella stelligera	Gavelinella stelligera
		Сантон	Верхний	Нижний	Славгородский	Ammobaculites dignus, Pseudoclavulina admota	Gavelinella infrasantonica	Gavelinella infrasantonica
							Ammobaculites dignus, Pseudoclavulina admota	

Нижний кампан установлен в верхних слоях славгородской свиты одноименного горизонта также по смешанным комплексам фораминифер, состоящим как из западно-сибирских видов, в том числе видов-индексов, так и видов из южных провинций. В разрезе скв. Н-15 в интервале 279,0–231,8 м обнаружен комплекс фораминифер, обозначенный одним видом-индексом *Recurvoides magnificus* Podobina без второго известного вида – *Bathysiphon vitta* Nauss. Кроме единичных агглютинированных кварцево-кремнистых форм определены более разнообразные и многочисленные известковые секретионно-агглютинированные и секреторные раковины, попавшие сюда из южных провинций. Наиболее характерными видами являются *Heterostomella* cf. *praefoveolata* (Marsson), *Orbignyna variabilis* (Orb.), *Nonionellina taylorensis* (Hofker), *Gavelinella* cf. *clementiana* (Orb.). Благодаря этим видам слои с фораминиферами, обозначенными нами в данном разрезе как комплекс *Recurvoides magnificus*, могут быть сопоставлены с нижнекампанской зоной *Gavelinella clementiana* Восточно-Европейской провинции. Следовательно, самые верхи славгородской свиты, выделяемые в Западно-Сибирской провинции в качестве зоны *Bathysiphon vitta*, *Recurvoides magnificus*, и соответствующие им слои с *Recurvoides magnificus* в исследуемом районе (на юго-востоке) датированы нижним кампаном [Подобина, 2000; Подобина, Ксенева, 2006].

Верхний кампан с комплексом *Cibicidoides primus* выделяется в нижних слоях ганькинской свиты. На исследуемой территории этот комплекс установлен в разрезе скв. Н-15 на глубине 231,8 м. В этом комплексе обнаружены многие характерные для кампана, в частности для его верхнего подъяруса, виды фораминифер, слои с которыми в пределах Западной Сибири относятся к зоне *Cibicidoides primus* (низы ганькинской свиты). Некоторые из обнаруженных на глубине 231,8 м видов, такие как *Ataxophragmium* cf. *crassus* (Orb.) *caspium* Vassilenko, *Ceratobulimina* aff. *cretacea* Cushman et Harris, *Nonionellina taylorensis* (Hofker), *Cibicidoides* cf. *voltzianus* (Orb.), характерны для верхнего кампана Казахстанской и Восточно-Европейской провинций Бореально-Атлантической области, в состав которой в позднекампанское время входила также и Западно-Сибирская провинция. По присутствию указанных видов можно сопоставить слои с этим комплексом или выделяемому в Западно-Сибирской провинции зоне *Cibicidoides primus* с зоной *Cibicidoides voltzianus* Казахстанской провинции или с зоной *Globorotalites emdyensis*, *Brotzenella monterelensis* Восточно-Европейской провинции. Следует отметить, что Западно-Сибирская провинция по систематическому составу фораминифер автором относилась к Бореально-Атлантической области в кампане–маастрихте в отличие от турон-сантонского времени, когда большая территория этой провинции была частью Арктической области [Подобина, 2000; Podobina, Kseneva, 2005].

Нижний маастрихт, выделяемый выше по разрезу в ганькинской свите, установлен в разрезах двух скважин – скв. ЗН-1 (инт. 275,4–272,5 м) и скв. Н-15 (гл. 229,4–229,2 м). В породах с этих глубин установлен комплекс фораминифер с *Spiroplectamina variabilis*, *Gaudryina rugosa spinulosa*, слою с которыми относятся в Западной Сибири к одноименной зоне. Западно-сибирский нижнемаастрихтский комплекс довольно разнообразен в видовом отношении. В разрезе скв. ЗН-1 определены 32 характерных вида, но в центральной районе их разнообразие достигает более сотни видов. По составу многих характерных видов западно-сибирская зона *Spiroplectamina variabilis*, *Gaudryina rugosa spinulosa* коррелируется с нижнемаастрихтской зоной *Brotzenella complanata*, *Angulogavelinella gracilis* Восточно-Европейской провинции. В разрезе скв. Н-15 обнаружен очень разнообразный по составу видов комплекс фораминифер. Характерными для нижнего маастрихта являются виды *Orbignyina cf. pinguis* Voloshinova, *Pseudouvigerina cristata* (Marsson), *Globorotalites cf. emdyensis* Vassilenko, *Stensioeina praecaucasica* Vassilenko, известные в сопредельных провинциях на данном стратиграфическом уровне.

Открывшиеся новые пути миграции и обмена западно-сибирских фораминифер с таковыми из соседних бассейнов обогатили западно-сибирские сантон-маастрихтские комплексы южными видами-эмигрантами, использованными для уточнения возраста славгородского и ганькинского региональных горизонтов Западно-Сибирской провинции (см. табл.).

Литература

- Подобина В.М. Фораминиферы верхнего мела Западно-Сибирской низменности. М.: Наука, 1966. 148 с.
Подобина В.М. Фораминиферы верхнего мела и палеогена Западно-Сибирской низменности, их значение для стратиграфии. Томск: Изд-во Том. гос. ун-та, 1975. 264 с.
Подобина В.М. Фораминиферы и биостратиграфия верхнего мела Западной Сибири. Томск: Изд-во НТЛ, 2000. 387 с.
Подобина В.М., Ксенева Т.Г. Стратиграфия верхнего мела Западной Сибири на основании фораминифер // Меловая система России и ближнего Зарубежья: проблемы стратиграфии и палеогеографии: Сб. материалов Третьего Всерос. совещания. Саратов: Изд-во СО ЕАГО, 2006. С. 116–119.
Podobina V.M., Kseneva T.G. Upper Cretaceous zonal stratigraphy of the West Siberian Plain based on foraminifera // Cretaceous Res. 2005. Vol. 26. No. 1. P. 133–143.

НОВЫЕ ДАННЫЕ ПО БИОСТРАТИГРАФИИ ВЕРХНЕГО МЕЛА ЮГА ЗАПАДНОЙ СИБИРИ

В.М. Подобина, Т.Г. Ксенева

Томский государственный университет

NEW DATA ON THE UPPER CRETACEOUS BIOSTRATIGRAPHY IN THE SOUTH OF WESTERN SIBERIA

V.M. Podobina, T.G. Kseneva

Tomsk State University

Получены новые данные по биостратиграфии верхнего мела при исследовании разреза скв. 8 Русско-Полянской площади, расположенной южнее г. Омска (на границе с Казахстаном). Образцы керн присланы на исследование старшим геологом Омской геолого-разведочной экспедиции Ж.А. Доля. В этом разрезе, принятом нами за типовой для южного района Западной Сибири, обнаружена микрофауна в серых и темно-серых, местами с зеленоватым оттенком глинах, алевролитах и песчаниках кузнецовского, ипатовского (седельниковского), славгородского и ганькинского горизонтов. На основании исследования микрофауны – фораминифер и радиолярий – в исследуемом разрезе установлены турон (нижний), коньяк (верхний), сантон (нижний и верхний), кампан (нижний и верхний) и маастрихт (нижний).

Исследуемая микрофауна, особенно фораминиферы, указывает на её обитание в пограничных бассейнах (бореального и южного), что отразилось на систематическом составе. Так, с трансгрессией из Казахстанской провинции в течение раннего турона (кузнецовский горизонт), позднего коньяка (ипатовский или седельниковский горизонт), позднего кампана и раннего маастрихта (ганькинский горизонт) связаны, по видимому, комплексы фораминифер, содержащие редкие известковые раковины и большей частью их окварцованные псевдоморфозы, зачастую относительно крупных размеров. В сантоне и раннем кампане (славгородский горизонт), исходя из систематического состава фораминифер, наблюдается преобладание бореальной трансгрессии.

МЕЛОВАЯ СИСТЕМА

Верхний отдел

Туронский ярус

Нижний подъярус

В образцах керн из интервала 402,1–389,0 м, представленных глинами темно-зеленовато-серыми, песчанистыми, плотными (кузнецовский горизонт), обнаружены фораминиферы. Из них определены следующие виды: *Gaudryina angustata* Akimez, *G. arenosa* Akimez, *G. folium* Akimez, *G. aff. variabilis* Mjatljuk, *Gaudryina nopsis aff. subserrata* (Vassilenko), *Hedbergella holtzli* (Hagn. et Zeil), *H. aff. articulata* V. Korchagin, *H. aff. portsdawnensis* (Williams-Mitchel), *Brittonella aff. brittonensis* (Loeblich et Tappan), *Whiteinella aff. archeocretacea* (Pessagno), *Tappanina aff. eouvigeriniformis* (Keller), *Gavelinella aff. vesca* (N. Bykova), *G. aff. moniliformis* (Reuss), *Brotzenella cf. berthelini* (Keller), *Lenticulina* sp. ind., *Marginulina* sp. ind.

Указанный комплекс фораминифер состоит из единичных раковин и относительно крупных окремнелых псевдоморфоз. Некоторые из раковин сравнительно удовлетворительной сохранности и с долей условности определены до рода и вида. Присутствие характерных видов из родов *Gaudryina*, *Hedbergella*, *Brittonella*, *Gavelinella* дает основание датировать вмещающие породы нижним туроном. Возможно, самые нижние слои, инт. 402,0–397,0 м, составляют зону *Hedbergella holtzli*, выделяемую на этом стратиграфическом уровне в пределах Казахстанской и Восточно-Европейской провинций. В Западной Сибири породам из инт. 402,1–389,0 м соответствует нижнетуронская зона *Gaudryinopsis angustus* (нижняя половина кузнецовского горизонта), включающая в центральном районе в основном агглютинированные кварцево-кремнистые фораминиферы, сходные в некоторой мере по систематическому составу с таковыми Канадской провинции Арктической области Арктического циркумполярного пояса.

Коньякский ярус Верхний подъярус

В образцах из верхних слоев ипатовского (седельниковского) горизонта, инт. 377,1–372,0 м, представлены песчаниками мелкозернистыми, темно-зеленовато-серыми, глинистыми, с глауконитом, обнаружены разные по систематическому составу и облику фораминиферы. Здесь присутствуют относительно крупные светлые окремнелые псевдоморфозы и раковины таксонов из южных провинций. Наряду с ними обнаружены мелкие коричневатого цвета формы, принадлежащие видам из Бореально-Атлантической области Бореального пояса, ранее встреченные в верхнем коньяке в западном и восточном районах Западно-Сибирской провинции. В целом в составе комплекса определены единичные экземпляры видов *Bolivinaopsis embaensis* (Mjatljuk), *Gaudryina laevigata* Franke, *G. frankei* Brotzen, *Siphogaudryina* aff. *carinata* (Franke), *Verneuilina* aff. *münsteri* Reuss, *Eponides* aff. *concinus* (Brotzen), *Stensioeina* aff. *praeexculpta* (Keller), *Gavelinella* aff. *thalmanni* (Brotzen), *G.* aff. *praeinfrasantonica* (Mjatljuk), *Cibicidoides* cf. *praeeriksdalensis* (Vassilenko), *Valvulineria* aff. *laevis* (Brotzen), *Epistomina* aff. *fax* Nauss.

Из указанного списка видов к мелким коричневого цвета формам относятся *Eponides* aff. *concinus*, *Gavelinella* aff. *praeinfrasantonica*, *Valvulineria* aff. *laevis*, *Cibicidoides* cf. *praeeriksdalensis*. Данные виды обнаружены ранее в более разнообразном комплексе фораминифер в западном районе (Зауралье) совместно с коньякской макрофауной. Они также известны в коньяке Швеции и Австрии. Слои с этими фораминиферами в Западной Сибири составляют верхнеконьякскую зону *Dentalina tineaeformis*, *Cibicides sandidgei* [Подобина, 2000; Подобина, Амон, 1994]. Все остальные из указанного списка – это относительно крупные формы (в основном псевдоморфозы), которые проникли на исследуемую территорию из южных провинций.

Сантонский ярус Нижний подъярус

В образцах из интервала 367,1–352,0 м, сложенного песчаниками темно-серыми с зеленоватым оттенком, мелкозернистыми, глинистыми, плотными (славгородский горизонт), обнаружены грубозернистые агглютинированные кварцево-кремнистые фораминиферы и радиолярии. Комплекс фораминифер известен как *Ammobaculites dignus*, *Pseudoclavulina admota* и широко распространен в нижних слоях славгородского горизонта в пределах Западной Сибири. В таксономическом составе этого комплекса следующие виды: *Rhabdammina cylindrica* Glaessner, *Psammosphaera fusca* Schultze, *Saccammina sphaerica* (M. Sars), *Reophax remotus* Podobina, *Labrospira collyra* (Nauss) *senonica* Podobina, *L. fraseri* (Wickenden) *propensa* Podobina, *Haplophragmoides tumidus* Podobina, *H. eggeri* Cushman, *Adercotryma glomeratoformis* (Zaspelova), *Recurvoides optivus* Podobina, *Ammoscalaria* cf. *incultus* (Ehremeeva), *Ammobaculites agglutiniformis* Podobina, *A.* cf. *dignus* Podobina, *Haplophragmium obesus* (Bulatova), *Spiroplectammina senonana* Lalicker *pocurica* Balakhmatova, *S.* aff. *multiversurata* Kisselman, *Trochammina wetteri* Stelck et Wall *senonica* Belousova.

Как указывалось, все агглютинированные раковины грубозернисты, удовлетворительной сохранности. Слои с этим комплексом выделяются в зону *Ammobaculites dignus*, *Pseudoclavulina admota*. Второй вид-индекс отсутствует или пока не обнаружен. По сопоставлению со слоями на востоке и в Зауралье, вмещающими аналогичный комплекс с характерными нижнесантонскими видами, данная зона отнесена к нижнему сантону. Учитывался тот факт, что подстилающие отложения (верхи ипатовского или седельниковского горизонтов) по присутствию характерных фораминифер и моллюсков отнесены к коньяку [Подобина, Амон, 1994]. При исследовании разрезов скважин на юго-востоке Западной Сибири (окрестности городов Томска и Северска) получены новые данные по комплексам фораминифер, подтверждающие принадлежность данной зоны к нижнему сантону [Подобина, Ксенева, 2007].

Во всех образцах из интервала 367,1–352,0 м обнаружены многочисленные виды радиолярий комплекса с *Prunobrahium crassum*: *Porodiscus vulgaris* (Lipman), *Prunobrahium crassum* (Lipman), *P. articulatum* (Lipman), *P. incisum* Koslova, *Amphibrachium ornatum* Lipman, *Amphimenum sibiricum* Lipman, *Orbiculiforma impressa* (Lipman), *Lithocampe animula* (Gorbovetz), *Praeconocaryomma lipmanae* Pessagno. Наиболее многочисленны лепешковидные формы родов *Porodiscus* и *Orbiculiforma*. Слои с этим комплексом широко распространены в нижней части славгородского горизонта и почти полностью совпадают в вертикальном разрезе с вышеуказанной зоной фораминифер.

Верхний подъярус

Выше по разрезу, в образцах из интервала 347,0–332,0 м, отобранных из глин темно-серых, песчанистых, плотных, обнаружены фораминиферы верхнесантонского комплекса с *Cribrostomoides exploratus*, *Ammomarginulina crispa*. Агглютинированные кварцево-кремнистые раковины комплекса сравнительно грубозернисты и удовлетворительной сохранности. Кроме первого вида-индекса, который здесь отсутствует, обнаружены почти все характерные для данной части разреза виды: *Rhizammina indivisa* Brady, *Rhabdammina cylindrica* Glaessner, *Psammosphaera laevigata* White, *P. fusca* Schultze, *Saccammina complanata* Franke, *S. sphaerica* (M. Sars), *Reophax angustus* Belousova, *R. remotus* Podobina, *R. inordinatus* Young, *Labrospira collyra* (Nauss) *senonica* Podobina, *Hap-*

lophragmoides tumidus Podobina, *Recurvoides optivus* Podobina, *R. magnificus* Podobina, *Adercotryma glomeratiformis* (Zaspelova), *Ammomarginulina* cf. *crispa* (Kyprianova), *Ammobaculites agglutiniformis* Podobina, *Haplophragmium* cf. *obesus* (Bulatova), *Spiroplectammina lata* Zaspelova, *Trochammina boehmi* Franke, *T. wetteri* Stelck et Wall *senonica* Belousova, *Verneuilinoides canadensis* (Cushman), *Eponides concinnus* Brotzen *plana* Vassilenko. Только последняя форма – известковая раковина, характерная для аналогичного верхнесантонского комплекса с *Cibicidoides luteus*, распространенного в прибрежно-морских фациях окраинных районов и включающего, как указывалось, характерные сантонские виды [Подобина, 2000; Подобина, Ксенева, 2006, 2007].

В этих же образцах определены многочисленные виды радиолярий комплекса с *Prunobrachium articulatum*: *Cromyodruppa concentrica* Lipman, *Orbiculiforma impressa* (Lipman), *Amphibrachium ornatum* Lipman, *A. concentricum* Lipman, *Amphimenum sibiricum* Lipman, *Crucella aster* (Lipman), *Prunobrachium articulatum* Lipman, *Theocampe animula* (Gorbovetz), *Lithostrobos rostovzevi* Lipman, *Dictyomitra striata* Lipman. В огромных количествах встречены лепешковидные формы представителей родов *Cromyodruppa* и *Orbiculiforma*. Отмытые фракции состоят почти полностью из скелетов этих радиолярий. Слои с указанным радиоляриевым комплексом по разрезу средней части славгородского горизонта почти полностью совпадают с верхнесантонской зоной фораминифер *Cribrostomoides exploratus*, *Ammomarginulina crispa*.

Кампанский ярус

Нижний подъярус

В образцах из интервала 327,0–317,0 м, состоящих из песчаников темно-серых с зеленоватым оттенком, глинистых, плотных (верхняя часть славгородского горизонта), обнаружены агглютированные кварцево-кремнистые, очень грубозернистые раковины фораминифер. Радиолярии в этих образцах отсутствуют. Фораминиферы составляют нижнекампанский комплекс с *Bathysiphon vitta*, *Recurvoides magnificus*, широко распространенный в пределах Западно-Сибирской провинции. В составе комплекса определены виды: *Rhabdammina cylindrica* Glaessner, *Bathysiphon* cf. *vitta* Nauss, *Psammospaera fusca* Schultze, *Saccammina sphaerica* (M. Sars), *Reophax* cf. *angustus* Belousova, *R.* cf. *inordinatus* Young, *Labrospira* cf. *collyra* (Nauss) *senonica* Podobina, *Haplophragmoides* cf. *tumidus* Podobina, *H.* cf. *crispus* Podobina, *Adercotryma* cf. *glomeratiformis* (Zaspelova), *Recurvoides* cf. *magnificus* Podobina, *Ammomarginulina* cf. *crispa* (Kyprianova), *Trochammina* cf. *boehmi* Franke. Раковины недостаточно хорошей сохранности, сравнительно крупных размеров, в составе их стенки присутствуют не только зерна кварца, но и глауконита. Установленный возраст подтверждается как ранее проведенными исследованиями [Подобина, 2000], так и новыми находками характерных для нижнего кампана фораминифер на юго-востоке Западной Сибири [Подобина, Ксенева, 2007].

Верхний подъярус

В образцах из интервала 311,0–306,0 м, отобранных из песчаников темно-зеленовато-серых, мелкозернистых, глинистых, плотных (низы ганькинского горизонта), обнаружены фораминиферы в виде относительно крупных окварцованных псевдоморфоз. По систематическому составу это преимущественно представители отряда Rotaliida – семейства Discorbidae, Anomalinidae, Nonionidae и др., проникшие в бассейн исследуемой территории из Казахстанской провинции. Слои с этим комплексом соответствуют верхнекампанской зоне *Cibicidoides primus*, широко распространенной на территории Западной Сибири и приуроченной по разрезу к низам ганькинского горизонта [Подобина, 2000; Подобина, Ксенева, 2006].

Маастрихтский ярус

Нижний подъярус

В образцах из интервала 301,0–282,0 м, представленного преимущественно глинами темно-серыми, песчанистыми и алевролитами темно-серыми плотными (ганькинский горизонт), обнаружены фораминиферы нижнемаастрихтского комплекса со *Spiroplectammina variabilis*, *Gaudryina rugosa spinulosa*. Сравнительно разнообразны фораминиферы на двух глубинах – 301,0 и 292,0 м [Подобина, 2000; Подобина, Ксенева, 2006].

В образцах из инт. 301,0–292,0 м и гл. 287,0 м определены следующие виды: *Bathysiphon* cf. *vitta* Nauss, *Glomospira gordialiformis* Podobina, *Ammodiscus* cf. *cretaceous* Reuss, *Recurvoides optivus* Podobina, *Spiroplectammina baudouiniana* Orb., *S. variabilis* Neckaja, *Ataxophragmium crassus* (Orb.) *caspium* Vassilenko, *Gaudryina rugosa* Orb. *spinulosa* Neckaja, *Siphogaudryina stephensoni* (Cushman) *distincta* Podobina, *Quinqueloculina stolleyi* Brotzen *kasarinovi* Putrja, *Lenticulina truncata* (Reuss), *L. tchizapkensis* Podobina et Orlov, *L. ovalis* (Reuss), *Robulus trachyomphalis* (Reuss), *Globulina lacrima* (Reuss) *subsphaerica* Berthelin, *Guttulina trigonula* (Reuss), *Pyrulina cylindroides* (Roemer), *Conorbina disca* (Mello), *Valvulineria procera* Podobina, *Gyroidinoides turgidus* (Hagenow), *G. obliquaseptatus* (Mjatljuk), *Eponides sibiricus* Neckaja, *Epistomina fax* Nauss, *Ceratobulimina cretacea* Cushman et Harris, *Cibicides gankinoensis* Neckaja, *Cibicidoides primus* Podobina, *Anomalinoides pinguis* (Jennings) *neckajae* Vassilenko, *A. obliquaseptatus* (Balakhmatova), *Brotzenella pseudopapilosa* (Carsey), *Reussella minuta* Marsson, *Bulimina quadrata* Plummer. Фораминиферы относительно хорошей сохранности и по сравнению с центральным районом значительно обеднены по количественному и видовому составу.

Литература

Подобина В.М. Фораминиферы и биостратиграфия верхнего мела Западной Сибири. Томск: Изд-во НТЛ, 2000. 387 с.

Подобина В.М., Амон Э.О. Микропалеонтологическая характеристика коньякского яруса Западной Сибири // Вопросы геологии Сибири / Ред. В.М. Подобина, С.А. Родыгин. Томск: Изд-во Том. гос. ун-та, 1994. С. 183–192.

Подобина В.М., Ксенева Т.Г. Стратиграфия верхнего мела Западной Сибири на основании фораминифер // Меловая система России и ближнего Зарубежья: проблемы стратиграфии и палеогеографии: Сб. материалов Третьего Всерос. совещания. Саратов: Изд-во СО ЕАГО, 2006. С. 116–119.

Подобина В.М., Ксенева Т.Г. Новые данные по комплексам фораминифер и стратиграфии верхнего мела юго-востока Западной Сибири // Новые идеи в науках о Земле: Материалы докл. VIII Междунар. конф. Москва: Изд-во РГГУ, 2007. Т. 1. С. 270–273.

О НАХОДКЕ ЗУБНЫХ ПЛАСТИН
ХИМЕРОВЫХ РЫБ *EDAPHODON CRASSUS* NEWTON, 1878 (HOLOCEPHALI, CHIMAEROIDEI)
В АЛЬБЕ ЗАПАДНОГО КАЗАХСТАНА (МАНГЫШЛАК)

Е.В. Попов

Саратовский государственный университет

ON A RECORD OF TOOTH PLATES
OF CHIMAEROID FISH SPECIES *EDAPHODON CRASSUS* NEWTON, 1878 (HOLOCEPHALI, CHIMAEROIDEI)
FROM THE ALBIAN OF WESTERN KAZAKHSTAN (MANGYSHLAK PENINSULA)

E.V. Popov

Saratov State University

Химеровые рыбы рода *Edaphodon* Buckland, 1838 (семейство Edaphodontidae Owen, 1846) – обычный в мелу и кайнозойское компонент химеровых комплексов. Род включает 35 номинальных видов [Stahl, 1999], распространенных кругосветно (Евразия, Австралия, Африка, Сев. Америка) и известных в палеонтологической летописи по находкам зубных пластин и плавниковых шипов с апта (нижний мел) по плиоцен. Судя по размерам зубных пластин (до 25 см медиодистальной длины), меловые эдафодоны были самыми крупными из когда-либо обитавших химер, а особое устройство зубной системы предполагало возможное присутствие в рационе падали [Несов, Аверьянов, 1996].

Меловые химеровые рыбы Казахстана изучены очень слабо: известно лишь около 10 местонахождений их остатков [Там же] в альбе Западного (п-ов Мангышлак) и туроне–маастрихте Северного Казахстана (Актюбинская и Кустанайская области). Несмотря на это, описано несколько новых видов [Аверьянов, 1991; Аверьянов и др., 1999], а в последнее десятилетие появились новые материалы, в том числе и из новых местонахождений (Чилисай, Куюлус, Бессокты и др). Небольшая коллекция химер (около 100 зубных пластин и фрагментов, несколько головных шипов) из верхнеальбского местонахождения Кольбай (Мангышлак) была передана в СГУ В.А. Козловым (г. Екатеринбург) в 2000 г. (N = 90+) и Дэвидом Уордом (David Ward, Orpington, London, UK) в 2007 г. (N = 9). Таксономический состав включает следующие виды: *Ischyodus gubkini* Nessov, 1986, *Ischyodus* cf. *bifurcatus* Case, 1878 (пластины молодых особей; вид доминирует), *Edaphodon* sp. и “*Ischyodus* cf. *colei*” (мелкая мандибулярная пластинка, близкая к виду *Ischyodus colei* (Agassiz, 1843) из средней юры (бат) Англии).

В 2007 году в ходе ревизии коллекций химеровых рыб в музеях Великобритании [Попов, 2008a] были уточнены диагнозы и стратиграфическое распространение меловых видов рода, в том числе для *Edaphodon crassus* Newton, 1878. Этот вид (типовая серия хранится в колл. Британской геологической службы, Киурт, Ноттингем; дополнительные материалы – также в музее естественной истории в Лондоне) характеризуется своеобразным строением зубной системы и, в первую очередь, мандибулярных зубных пластин. Они имеют коробчатый профиль, часто редуцированный клюв, часто редуцированный (вплоть до полного исчезновения) передненаружный тритор (последний обычно тесно обличен со срединным и задненаружным триторами), резко и под прямым углом смещенную на симфизную поверхность медиальную часть срединного тритора и объединенный с ней псевдовнутренний тритор, крупные лабиальную и симфизную фасетки стирания. Кроме того, небные пластины несут крупный субтреугольный задне-внутренний тритор, а сошниковые пластины имеют, вероятно, достаточно крупные размеры (что не характерно для эдафодонов с редуцированным клювом мандибулярных пластин). Указанный комплекс признаков хорошо выделяет *E. crassus* среди других меловых и кайнозойских эдафодонов, система которых пока еще остается запутанной. По уточненным данным, *E. crassus* распространен в альбе Англии (формации Gault и Upper Greensand (типовой горизонт)), его присутствие в верхнемеловых формациях Middle Chalk и Upper Chalk (турон–кампан) пока остается под вопросом [Попов, 2008b].

Анализ английского материала показал, что большинство (5 экз.: Km = 9, 14, 15, 15 и 18) мандибулярных пластин кольбайских эдафодонов близки к виду *Edaphodon crassus* [Newton, 1878, табл. 7, фиг. 1–16] и могут быть отнесены к этому виду. Лишь одна мандибулярная пластина в коллекции существенно отличается от остальных по строению узкого срединного тритора и меньшей массивностью пластины и классифицирована пока как *Edaphodon* sp. Несколько небных пластин эдафодонов, имеющих в коллекции, сохранились не полностью, что не позволяет определить их до вида.

Находка вида *Edaphodon crassus* в альбе Западного Казахстана позволяет расширить биогеографию вида, поскольку ранее он не был известен за пределами Англии. Характерно, что в хорошо изученных альбских местонахождениях химер европейской части России (в их числе – крупнейшие в мире по количеству и разнообразию химер разрезы Стойленского и Лебединского карьеров в Белгородской области [Попов, Аверьянов, 2001]) отмечен лишь один, но другой, вид эдафодонов – *E. sedgwicki* (Agassiz, 1843), тогда как кольбайские и стойленские виды исхиодусов (*Ischyodus gubkini*, l. cf. *bifurcatus*) идентичны (интересно отметить, что сохранность белгородского и кольбайского материала очень близка). Вероятно, среди части видов химер в меловое (или, по крайней мере, в альбское) время существовало разделение на бореальные и тетические формы.

Кольбайский комплекс демонстрирует низкое разнообразие химер (3 рода) по сравнению с разновозрастными (комплекс формации Upper Greensand, Англия – 10 родов; альб–сеноман Стойленского и Лебединского карьеров, Россия – 11–12 родов). Возможная причина этого – ограниченность сборов (белгородский материал в колл. СГУ и ЗИН РАН, например, включает около 4500+ экземпляров химер). Разрез Кольбай весьма перспективен на новые находки химер и может считаться ключевым местонахождением альбского возраста в Казахстане.

Работа выполнена при финансовой поддержке гранта Президента РФ (МК-2843.2007.5) для молодых ученых – кандидатов наук.

Литература

- Аверьянов А.О. Новый вид химер рода *Ischyodus* из кампана Западного Казахстана // Изв. АН Каз.ССР. Сер. геол. 1991. № 1. С. 32–34.
- Аверьянов А.О., Приземлин Б.В., Ярков А.А., Потапов Д.О. Новые химеры (Chondrichthyes, Holocephali) мела России и Казахстана // Вопр. палеонтологии. Межвуз. сб. СПб., 1999. Т. XI. С. 133–140.
- Несов Л.А., Аверьянов А.О. Древние химерообразные рыбы России, Украины, Казахстана и Средней Азии. I. Некоторые экологические особенности химер и обзор местонахождений // Вестн. СПбГУ. Сер. 7. 1996. Вып. 1. № 7. С. 11–19.
- Newton E.T. The chimaeroid fishes of the British Cretaceous rocks // Mem. Geol. Surv. U. K. 1878. Vol. 4. P. 1–62.
- Popov E.V. Revision of Mesozoic and Cenozoic chimaeroid fishes (Holocephali, Chimaeroidei) in British museums // The Palaeontology Newsletter. 2008a. 67. P. 83–86.
- Popov E.V. A revision of the chimaeroid fishes (Holocephali, Chimaeroidei) from the British Cretaceous // Acta Geol. Polonica. 2008b. Vol. 58. No. 2. P. 247–251.
- Popov E.V., Averianov A.V. Early Cretaceous holocephalans from Belgorod Province, Russia: the Mesozoic success of a Paleozoic group // Obruchev Symposium “Evolutionary Palaeoichthyology”, Moscow, 13–16 March 2001, Palaeontological Institute of the RAS: Programme and Abstracts Volume. M., 2001. P. 41–42.
- Stahl B.J. Chondrichthyes III. Holocephali / Ed. H.-P. Schultze. Handbook of Paleoichthyology. Part 4. Verlag Dr. Friedrich Pfeil; Munchen, 1999. 164 p.

БИОСТРАТИГРАФИЯ МЕЛОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ МАГЕЛЛАНОВЫХ ГОР

Т.А. Пунина¹, С.П. Плетнев², В.Д. Худик¹, М.Е. Мельников³, Ю.Д. Захаров¹

¹Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, Владивосток

²Тихоокеанский океанологический институт ДВО РАН, Владивосток

³ГНЦ “Южморгеология”, Геленджик

BIOSTRAIGRAPHY OF CRETACEOUS DEPOSITS OF THE MAGELLAN SEAMOUNTS

T.A. Punina¹, S.P. Pletnev², V.D. Khudik¹, M.E. Melnikov³, Yu.D. Zakharov¹

¹Far-Eastern Geological Institute, DVO RAN, Vladivostok

²Pacific Oceanological Institute, DVO RAN, Vladivostok

³GNZ “Uuzhmorgeologiya”, Gelendzhik

В течение 2002–2008 гг. ФГУГП ГНЦ “Южморгеология” организовал ряд морских экспедиций на НИС “Геленджик” для изучения геологического строения гайотов Магеллановых гор (северо-западная часть Тихого океана) с целью перспективной оценки запасов редкоземельных металлов в железомарганцевых образованиях. В процессе выполнения комплексных геолого-геофизических работ (батиметрическая съемка многолучевым эхолотом, подводное фотографирование, драгирование и мелкое бурение) был собран разнообразный фактический материал, в том числе палеонтологический (остатки микро- и макрофаун), проведены большие палеонтолого-биостратиграфические исследования. Изученный район с позиций общих геологических задач интересен тем, что расположен на наиболее древнем (среднеюрском) сохранившемся участке океанической коры, непрерывно исчезающей в зонах субдукции. Кроме того, высокая плотность по площади и линейная протяженность гайотов Магеллановых гор с разной морфологией определяют их как важнейший источник палеогеографической летописи эвстатических колебаний уровня океана, региональных тектонических движений дна, активизации вулканической деятельности и изменения уровня карбонатной компенсации в позднем мезозое–кайнозое.

Представительность фактического материала по гайотам, как и степень их изученности, различны. К наиболее изученным следует отнести гайоты Ита-Май-Таи (37а), Геленджик (37б), Федорова (МЖ-35), Говорова (МА-8); к менее исследованным – Вулканолог (МА-9), Пегас (МА-12), Ильичева (МА-13), Бутакова (МЖ-39). По гайотам МЖ-33, 40, 41 получены первые палеонтологические данные.

Среди карбонатных пород, поднятых с глубин, обнаружены фораминиферовые, нанофораминиферовые, оолитовые, органогенно-обломочные, кораллово-водорослевые, моллюсковые, детритовые известняки. Поверхность большинства известняков кавернозная, пропитанная гидроокислами железа с каемочками фосфата. В этих известняках обнаружены многочисленные остатки ископаемых организмов – фораминиферы, криноидеи, моллюски, морские ежи, губки, кораллы, водоросли, единичные находки аммонитов [Захаров и др., 2007].

В результате исследования остатков организмов выделены трансгрессивные и регрессивные фазы в развитии изученных гайотов.

Трансгрессивные фазы определяются развитием планктонных организмов, регрессивные – мелководной бентосной фауной фораминифер, кораллами и моллюсками. В трансгрессивные фазы происходило преимущественное накопление пелагических известняков и эдафогенных брекчий с богатым содержанием остатков планктонных организмов. В регрессивные фазы в основном формировались известняки мелководных фаций (рифогенные, органогенно-обломочные, моллюсковые, оолитовые), которые содержат раковины крупных бентосных фораминифер, моллюсков, иглокожих, водорослей, губки и кораллы.

На данном этапе исследования нами выделено четыре трансгрессивных (позднеальб-туронский, кампан-маастрихтский, позднепалеоцен-среднеэоценовый и позднемиоцен-плейстоценовый) и четыре регрессивных (аптский, коньяк-сантонский, раннепалеоценовый и позднеэоцен-среднемиоценовый) этапа.

Анализ позднемеловой бентосной фауны фораминифер (*Ticinella*, *Planomalina* и *Rotalipora*, *Globotruncana*, *Rugoglobigerina* и *Abathomphalus*) указывает, что во время трансгрессивных фаз над вершинами современных гайотов существовали условия верхней батиали, и они же сохранялись в начале палеогена. Регрессию в это время могли вызвать либо активизация вулкано-магматической деятельности (наращивание вулканической постройки), либо эвстатическое понижение уровня океана, или возможна комбинация этих двух процессов. Однако существование достаточно глубоководных условий над вершинами гайотов в трансгрессивные фазы мела снижает возможную роль эвстатических колебаний, так как амплитуда их была значительно ниже. В то же время отмеченная метахронность начала и конца регрессий на разных гайотах может указывать на ведущую роль эруптивной деятельности.

Кроме выделения фаз удалось выяснить, что на гайотах Федорова и Альба образовывались настоящие рифовые постройки, в строении которых отчетливо выделяются ранняя и зрелая стадии развития. На ранней стадии формировались фации банки, образованные рудистами (*Gyropleura*, *Biradiolites*) и другими двустворчатыми (*Lopha*, *Gryphaea*, *Neithea*, *Corbula*, *Liopista*) и брюхоногими (*Aplocus*, *Ovactaeonella*, *Rostellaria*) моллюсками.

Судя по относительно хорошей степени сохранности остатков, их неокатанной форме, можно предположить, что все они не подвергались транспортировке и захоронились на месте своего обитания. Органогенная банка очевидно, находилась на небольшой глубине, но не выходила в зону влияния вод. Зрелая стадия рифа характеризуется практически полным набором фаций, присущих рифовым комплексам. Рифовые породы обладают большим текстурным разнообразием, высокой плотностью. Здесь обнаружены каркасные известняки, образованные кораллами, водорослями, губками. Кораллы и водоросли, обнаруженные в этих образцах, взаимно обрастают, образуя устойчивый каркас. В строении ядра решающая роль принадлежит водорослям, губкам и кораллам, среди которых преобладают *Placosmilia*, *Mesomorpha*, *Smilotrochus*, *Cepteria*. Лагунные фации представлены фораминиферовыми и оолитовыми разностями известняков. Комплекс органических остатков в них беднее и представлен в основном фораминиферами (*Astracolus*, *Lenticulina*), мелкими моллюсками ювенильной стадии развития. Фации рифового склона представлены органогенно-обломочными известняками. В основном это известняки полидетритовые, несортированные, от детритовых до шламовых, с обломками и целыми скелетами моллюсков, иглокожих, губок, водорослей, кораллов.

На гайотах Пегас (МА 12), Говорова (МА 8), Ита-Май-Тай обнаружены только начальные фации зарождения органогенной постройки – банки, образованные многочисленными моллюсками. Среди них рудисты (*Gyropleura*), иноцерамы (*Birostrina*), взрослые и ювенильные формы представителей других двустворчатых моллюсков (*Neithea*, *Exogyra*, *Amphidonta*, *Periploma*, *Gyrostrea*, *Mantellum*, *Trigonarca*, *Pholadomya*), а также головоногие (*Hypophylloceras*, *Siphodontalium*). Иногда в этих фациях встречаются одиночные мелкие кораллы *Caryophyllia*, *Trochocyathus*.

Литература

Захаров Ю.Д., Плетнев С.П., Мельников М.Е. и др. Находки меловых белемнитов в Магеллановых горах Тихого океана и предварительные условия их обитания // Тихоокеан. геология. 2007. Т. 26. № 1. С. 35–50.

К ВОПРОСУ О СОБЫТИЙНОЙ ВЫРАЖЕННОСТИ ОТДЕЛОВ МЕЛОВОЙ СИСТЕМЫ

Д.А. Рубан

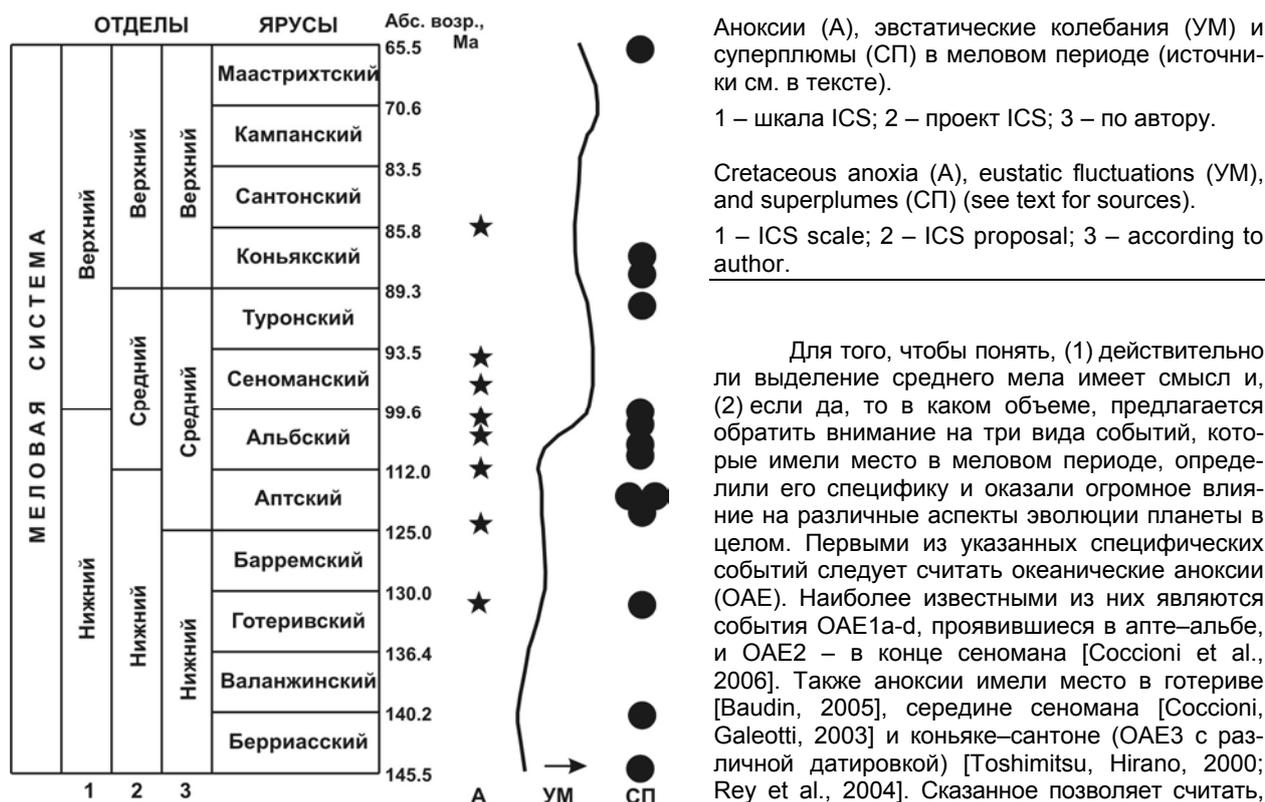
Южный федеральный университет, Ростов-на-Дону

ON EVENT ESSENCE OF THE CRETACEOUS SERIES

D.A. Ruban

Southern Federal University, Rostov-na-Donu

Представление о двучленном делении меловой системы является традиционным, общепризнанным и закреплено в действующей на настоящее время международной стратиграфической шкале [Gradstein et al., 2004]. Вместе с тем, в современной геологической литературе все чаще можно встретить термин “средний мел”. Необходимость его использования продиктована спецификой событий, которые происходили в середине мела и документацию которых можно отнести к числу крупнейших достижений геологии последних трех десятилетий. В настоящее время Международная комиссия по стратиграфии (ICS) обсуждает проект упрощенного варианта шкалы геологического времени (A Proposal for Simplifying the International Geological Time Scale Chart), ознакомиться с которым можно на официальном сайте ICS (www.stratigraphy.org). Согласно этому проекту предполагается разделить меловую систему на три отдела, при этом средний мел объединяет альбский, сеноманский и туронский ярусы (рисунок). Абсолютная длительность раннего, среднего и позднего мела составляет 33,5, 22,7 и 23,8 Ма соответственно, что подчеркивает некоторую диспропорциональность выделенных эпох. Некоторое время назад автор предлагал выделение среднего мела в объеме апта-сеномана с возможным включением турона [Рубан и др., 2005].



Аноксии (А), эвстатические колебания (УМ) и суперплюмы (СП) в меловом периоде (источники см. в тексте).
1 – шкала ICS; 2 – проект ICS; 3 – по автору.

Cretaceous anoxia (A), eustatic fluctuations (УМ), and superplumes (СП) (see text for sources).
1 – ICS scale; 2 – ICS proposal; 3 – according to author.

Для того, чтобы понять, (1) действительно ли выделение среднего мела имеет смысл и, (2) если да, то в каком объеме, предлагается обратить внимание на три вида событий, которые имели место в меловом периоде, определили его специфику и оказали огромное влияние на различные аспекты эволюции планеты в целом. Первыми из указанных специфических событий следует считать океанические аноксии (ОАЕ). Наиболее известными из них являются события ОАЕ1а-d, проявившиеся в апте–альбе, и ОАЕ2 – в конце сеномана [Coccioni et al., 2006]. Также аноксии имели место в готериве [Baudin, 2005], середине сеномана [Coccioni, Galeotti, 2003] и коньяке–сантоне (ОАЕ3 с различной датировкой) [Toshimitsu, Hirano, 2000; Rey et al., 2004]. Сказанное позволяет считать, что апт–сеноманский интервал действительно выделяется концентрацией аноксийных событий.

Анализ эвстатической кривой [Haq, Al-Qahtani, 2005] позволяет обозначить в меловом периоде два интервала: берриас–апт с относительно низким стоянием глобального уровня моря и альб–маастрихт с относительно высоким стоянием уровня моря. Вместе с тем, интервал альб–ранний коньяк соответствует самостоятельному эвстатическому циклу: с альба по середину сеномана уровень моря рос, а затем падал. Наконец, еще одним видом событий является активность суперплюмов. Из 14 событий такого рода, установленных в меловом периоде, 8 имело место в течение апта–турона, причем 7 из них произошло в апте–альбе [Abbott, Isley, 2002]. Два события проявились одновременно (118,5 Ma) [Abbott, Isley, 2002]. Такое распределение событий, связанных с активностью суперплюмов, подчеркивает значительную специфику середины мела.

Таким образом, необходимость трехчленного подразделения мела достаточно очевидна с точки зрения проанализированных видов событий (см. рисунок). Несомненно, средний мел должен включать апт, альб и сеноман, что уже отмечалось ранее [Рубан, 2005], а также турон. Однако лишь самое широкое обсуждение информации о всем многообразии геологических событий, равно как и других стратиграфических данных, может однозначно подтвердить или, наоборот, опровергнуть необходимость выделения среднего мела как самостоятельного отдела и определить его стратиграфический объем.

Литература

Рубан Д.А., Ищенко Ю.В., Малиновская А.А. Отделы меловой системы с точки зрения событийной стратиграфии // Научная мысль Кавказа. Прил. 2005. № 14. С. 134–136.
Abbott D.H., Isley A.E. the intensity, occurrence, and duration of superplume events and eras over geological time // J. Geodynamics. 2002. Vol. 34. P. 265–307.
Baudin F. A Late Hauterivian short-lived anoxic event in the Mediterranean Tethys: the “Faraoni Event” // Comptes Rendus Geosciences. 2005. Vol. 337. P. 1532–1540.
Coccioni R., Galeotti S. The mid-Cenomanian Event: prelude to OAE 2 // Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol. 2003. Vol. 190. P. 427–440.
Coccioni R., Luciani V., Marsili A. Cretaceous oceanic anoxic events and radially elongated chambered planktonic foraminifera: Paleocological and paleoceanographic implications // Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol. 2006. Vol. 235. P. 66–92.
Gradstein F.M., Ogg J.G., Smith A.G. et al. A Geologic Time Scale 2004. Cambridge: Cambridge Univ. Press, 2004. 589 p.
Haq B.U., Al-Qahtani A.M. Phanerozoic cycles of sea-level change on the Arabian Platform // GeoArabia. 2005. Vol. 10. P. 127–160.
Rey O., Simo J.A., Lorente M.A. A record of long- and short-term environmental and climatic change during OAE3: La Luna Formation, Late Cretaceous (Santonian–early Campanian), Venezuela // Sedimentary Geology. 2004. Vol. 170. P. 85–105.
Toshimitsu S., Hirano H. Database of the Cretaceous ammonoids in Japan. Stratigraphic distribution and bibliography // Bull. Geol. Surv. Japan. 2000. Vol. 51. P. 559–613.

ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИЕ РЕКОНСТРУКЦИИ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ НИЖНЕМЕЛОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ УСТЬ-ЕНИСЕЙСКОГО РАЙОНА

Т.А. Рязанова, Н.С. Соловьёва

Сибирский научно-исследовательский институт геологии, геофизики и минерального сырья, Новосибирск

PALEOGEOGRAPHIC RECONSTRUCTIONS OF LOWER CRETACEOUS SEDIMENTS OF THE UST-YENISEY REGION

T. A. Ryazanova, N. S. Soloviova

Siberian Institute of Geology, Geophysics and Mineral Resources, Novosibirsk

С целью реконструкции условий формирования нижнемеловых отложений Усть-Енисейского района применён комплексный анализ результатов литологических и палеонтологических исследований, включающих изучение строения разреза, типов слоистости, гранулометрии, вещественного состава пород, минералов-индикаторов, фаунистических остатков, обугленного растительного детрита и т.д. В статье использованы материалы изучения параметрической скв. Туколандо-Вадинская-320. Палеонтологические определения аммонитов выполнены А.Н. Алейниковым, двустворчатых моллюсков – О.В. Языковой, Н.И. Курушиным, фораминифер – В.А. Мариновым, В.В. Сапьяником, Г.Н. Татьяниным.

Условия осадконакопления реконструировались по динамогенетическим диаграммам Р. Пассега, Г.Ф. Рожкова, Л.Б. Рухина, кумулятивным кривым Д. Дугласа.

В основании нижнемелового разреза скв. Туколандо-Вадинская-320 находится **нижнехетская свита** (K_1b-v_1 , инт. 3374–3737 м), представленная переслаиванием алевролитов, песчаников, их переходных разновидностей и глинистых пород. Согласно классификации В.Д. Шутова [1967], преобладающая часть обломочных пород нижнехетской свиты представлена граувакковыми аркозами и собственно аркозами, но отмечаются также полевошпато-кварцевые и мезомиктовые песчаники.

Алевритопесчаные породы обеднены фаунистическими остатками, представленными одним-двумя видами. Подобные осадки накапливались в прибрежных и мелководно-морских условиях, динамика среды которых существенно варьировала. Так, текстуры пород из интервала 3720–3723 м свидетельствуют об относительно высокой волновой энергии или энергии потоков (приливно-отливная полоса, предфортальная зона пляжа, бары, намывные косы). Интервал 3608,6–3620,8 м представлен преимущественно песчаниками, насыщенными углефицированными фрагментами растений. Оптимальными условиями для выявленного в них фаунистического комплекса (преобладают двустворки родов *Entolium* и *Buchia*) являются хорошо аэрируемая прозрачная вода, близкая по солености к нормальной морской, и участки дна, покрытые мелкозернистым, хорошо сортированным песком. Очевидно, формирование пород происходило в условиях мелководья, в прибрежных обстановках, в спокойных водах, о чем свидетельствует прекрасная сохранность экземпляров двустворок и их захоронение параллельно плоскости напластования. Данные интервалы входят в состав аналогов песчаных пластов, выделенных в разрезе нижнехетской свиты Hx-VI, Hx-III₁ [Кринин и др., 2003; Соловьёва, Крель, 2006].

Интервалы 3389–3394 и 3469–3500,3 м представлены глинистыми и алевритоглинистыми породами. Определенные в них фаунистические комплексы отличаются большим видовым разнообразием. Например, остатки вида *Buchia* cf. *keyserlingi* встречаются на севере Сибири и в Западной Сибири в широком диапазоне фаций – от прибрежно-мелководных песчаных до относительно глубоководных и удаленных от источника сноса глинистых [Захаров, 1981], но наиболее насыщены ими тонкозернистые глубоководные отложения. Учитывая условия существования остальных видов, можно предположить, что глинистые породы нижнехетской свиты, в частности интервал 3482–3494 м, формировались в условиях глубин, близких к 100 м.

По данным гранулометрического анализа алевропесчаные слои сформированы в прибрежных условиях – пески низин, заливаемых приливами (кумулятивные кривые типа S+T). Кривые дифференциального распределения обломков имеют одномодальный либо приближающийся к нему вид. Степень сортированности песчаников различна. Коэффициент отсортированности варьирует от 1,237 до 1,315.

В интервале разреза 3634–3661 м текстуры слабо ориентированные, однородные. В породах присутствует пирит, характеризующий восстановительные условия среды осадконакопления, и реже – глауконит, формирующийся в нейтральной геохимической среде седиментогенеза. Пласт Hx-IV₁ (3634–3661 м) отнесен к IV классу коллекторов по классификации Ханина.

Мелко-тонкозернистые песчаники и алевролиты составляют около 70 % мощности **суходудинской свиты** ($K_1v_1-g_1$, инт. 2589–3374 м), по составу преобладают граувакковые и собственно аркозы. Доминируют косослоистые текстуры, наблюдаются признаки взмучивания.

Темно-серые алевролиты в основании свиты (инт. 3372,7–3374 м) сформированы в условиях средней-нижней сублиторали. Хорошая сохранность раковин двустворчатых моллюсков, отсутствие обломочного материала, наличие моновидовых скоплений *Buchia* свидетельствуют об автохтонном характере танатоценоза, слабой гидродинамике среды, удаленной от палеоберега. Отсутствие *Heterodonta*, тяготеющих к мелководью, также указывает на значительные глубины формирования отложений.

В раннем готериве осадконакопление происходило в более мелководных условиях. Песчаники из интервала 3125,3–3128,1 м (пласт Сд-IX) сформировались в условиях лагунно-морских фаций песчаных валов. Обнаруженные в них многочисленные экземпляры двустворчатых моллюсков рода *Pronaella*, имеющие крупные раковины с толстым раковинным слоем, свидетельствуют о благоприятных условиях существования в зоне небольших глубин с хорошей аэрацией и освещенностью при активной гидродинамике. В массивных

алевролитах из верхней части пласта (гл. 3123,4 м) найдены двусторчатые моллюски рода *Oxytoma*, которые селились на мелководных участках дна, периодически подверженных сильному влиянию волн. Обилие углефицированных остатков растений свидетельствуют о формировании отложений вблизи берега.

Пласт Сд-IX перекрывается пачкой переслаивания алевролитов, аргиллитов и их переходных разновидностей. Толщина прослоев колеблется в пределах от 1 до 15 см. Породы в различной степени насыщены фрагментами растительного детрита, в аргиллите с глубины 3118 м они идентифицированы как углефицированные остатки покрытосеменных. Характер пород, захоронение остатков флоры параллельно плоскости напластования позволяют предположить формирование в условиях фаций закрытых лагун (рисунок).

Крутая форма кумулятивных кривых, а также одномодальные кривые распределения обломков свидетельствуют об однородности гранулометрического состава терригенного материала. Осадконакопление происходило в мелководной прибрежной зоне, реже в условиях пляжей.

Интервалы разреза, соответствующие пластам Сд-0₁, Сд-I, Сд-IX, характеризуются частой сменой типов кумулятивных кривых Д. Дугласа. Верхняя часть пласта Сд-0₁ по коллекторским свойствам отвечает коллекторам III–IV класса, а также содержит прослои практически непроницаемых пород. По данным ГИС нижняя часть пласта соответствует коллектору III класса.

В пласте Сд-I отмечается чередование различных типов кумулятивных кривых Д. Дугласа (S, R+S, S+T), коллекторские свойства пород соответствуют IV классу.

Порода	Типы дифференциальных кумулятивных кривых по Д. Дугласу	Кривые дифференциального распределения обломков	C – максимальный диаметр, мм	Md – медиана, мм	So – коэффициент отсортированности	Класс коллектора по А.А. Ханину
Пласт Сд-0 ₁ (2602–2628 м)						
Алевролит песчаный (2604,5 м)			0,230	0,100	1,269	IV
Алевролит песчаный (2607,2 м)			0,170	0,084	1,254	IV-ПНП
Песчаник с-м/з (2608,1 м)			0,500	0,228	1,298	III-IV
Алевролит песчаный (3115,6 м)			0,130	0,062	1,244	ПНП
Пласт Сд-IX (3123–3231 м)						
Песчаник м-т/з алевролитистый (3128,3 м)			0,500	0,145	1,220	IV
Алевролит песчаный (3131,9 м)			0,350	0,082	1,369	VI
Алевролит (3135,5 м)			0,100	0,051	1,228	VI

Условия формирования алевропесчаных тел суходудинской свиты.

Малохетская свита (инт. 2215–2589 м) представлена переслаиванием песчаников и алевролитов, глинистые породы составляют около 10 % мощности. Породы повсеместно содержат преобразованный углефицированный растительный детрит, иногда с “ячеистым” строением.

Песчаники имеют преимущественно граувакково-аркозовый состав, среднюю сортировку ($S_o > 1,193-1,282$) и плохую окатанность зерен. О периодической смене тиховодных условий формирования осадков обстановкой с высокой гидродинамической активностью среды свидетельствуют статистические параметры распределения гранулометрических показателей – положительные значения асимметрии и эксцесса.

Песчаники преимущественно мелкозернистые, иногда средне-, тонкозернистые, с примесью алевроитовой фракции, что свидетельствует о переносе осадков во взвешенном состоянии. Широкое распространение в разрезе тонкозернистых осадков доказывает, что их аккумуляция происходила на значительном удалении от источника сноса.

Осадконакопление периодически происходило при активизации гидродинамики среды, что сопровождалось укрупнением размерности зерен, появлением косослоистых текстур. Асимметрия и эксцесс увеличиваются, при этом закономерно возрастает и коэффициент отсортированности (отложения пляжей).

В верхней части разреза малохетской свиты выявлена ритмичная смена следующих типов кумулятивных кривых Д. Дугласа: S – характерных для банок, отмелей, защищенных участков; S+T – соответствующих прибрежным отложениям, пескам низин, заливаемых приливами; T – указывающих на образование осадков в спокойных местах – в низинах, заливах, береговых валах. Пласт Мх₃ (инт. 2283–2293 м), отнесенный к V классу коллекторов, характеризуется только кривыми типа S, в интервалах между пластами имеют место все вышеперечисленные типы кривых.

Яковлевская свита (инт. 1800–2215 м) представлена переслаиванием песчаников, алевролитов и аргиллитов с прослоями песчано-алеврито-глинистого состава и углей. Песчаники имеют преимущественно граувакково-аркозовый состав.

Осадконакопление происходило в прибрежно-морских условиях – об этом свидетельствуют периодическое появление в разрезе косой слоистости, взмучивания и многочисленный углистый детрит.

В интервале 2043,5–2049 м были найдены остатки агглютинирующих фораминифер. Общий облик обнаруженных форм и особенности их строения, характеристика ГИС и литологическая характеристика вмещающих пород свидетельствуют о том, что алевролитистые отложения данного интервала сформировались в мелководных обстановках морского побережья с повышенными гидродинамическими характеристиками придонных вод.

Гранулометрический анализ образцов из пластов ПК₁₇ (инт. 1996–2048 м) и ПК₁₉ (инт. 2078–2092 м) показал, что они представлены песчаниками тонко-мелкозернистыми алевролитистыми и мелко-среднезернистыми алевролитистыми соответственно. Кумулятивные кривые Д. Дугласа относятся к типу R+S, характеризующему фациальную обстановку сильных морских течений и деятельности волн вблизи берегов и отмелей. Кривые дифференциального распределения обломков имеют бимодальную конфигурацию. Коэффициент отсортированности зёрен изменяется в пределах 1,259–1,309. Коллекторские свойства пород соответствуют IV классу.

Литература

- Захаров В.А. Бухиды и биостратиграфия бореальной верхней юры и неокома. М.: Наука, 1981. 270 с.
- Кринин В.А., Ларичев А.И., Рязанова Т.А. и др. Новые данные по геологии юрско-мелового разреза восточного борта Большехетской впадины // Проблемы геологии и географии Сибири: Материалы науч. конф. Вестн. ТГУ. Серия “Науки о Земле” (геология, география, метеорология, геодезия). Прил. № 3 (II). Томск, 2003. С. 293–295.
- Соловьева Н.С., Кроль Л.А. Характеристика среднеюрско-нижнемеловых резервуаров восточной части Большехетской впадины // Актуальные проблемы прогнозирования, поисков, разведки и добычи нефти и газа в России и странах СНГ. Геология, экология, экономика. СПб.: Недра, 2006. С. 362–372.
- Шутов В.Д. Классификация песчаников // Литология и полезн. ископаемые. 1967. № 5. С. 86–103.

МЕЛОВОЕ АНОКСИЧЕСКОЕ СОБЫТИЕ НА КАМЧАТКЕ

О.Л. Савельева¹, Д.П. Савельев¹, Т.Н. Палечек², Б.Г. Покровский²

¹Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, Петропавловск-Камчатский

²Геологический институт РАН, Москва

CRETACEOUS ANOXIC EVENT ON KAMCHATKA

O.L. Savelyeva¹, D.P. Savelyev¹, T.N. Palechek², B.G. Pokrovskiy²

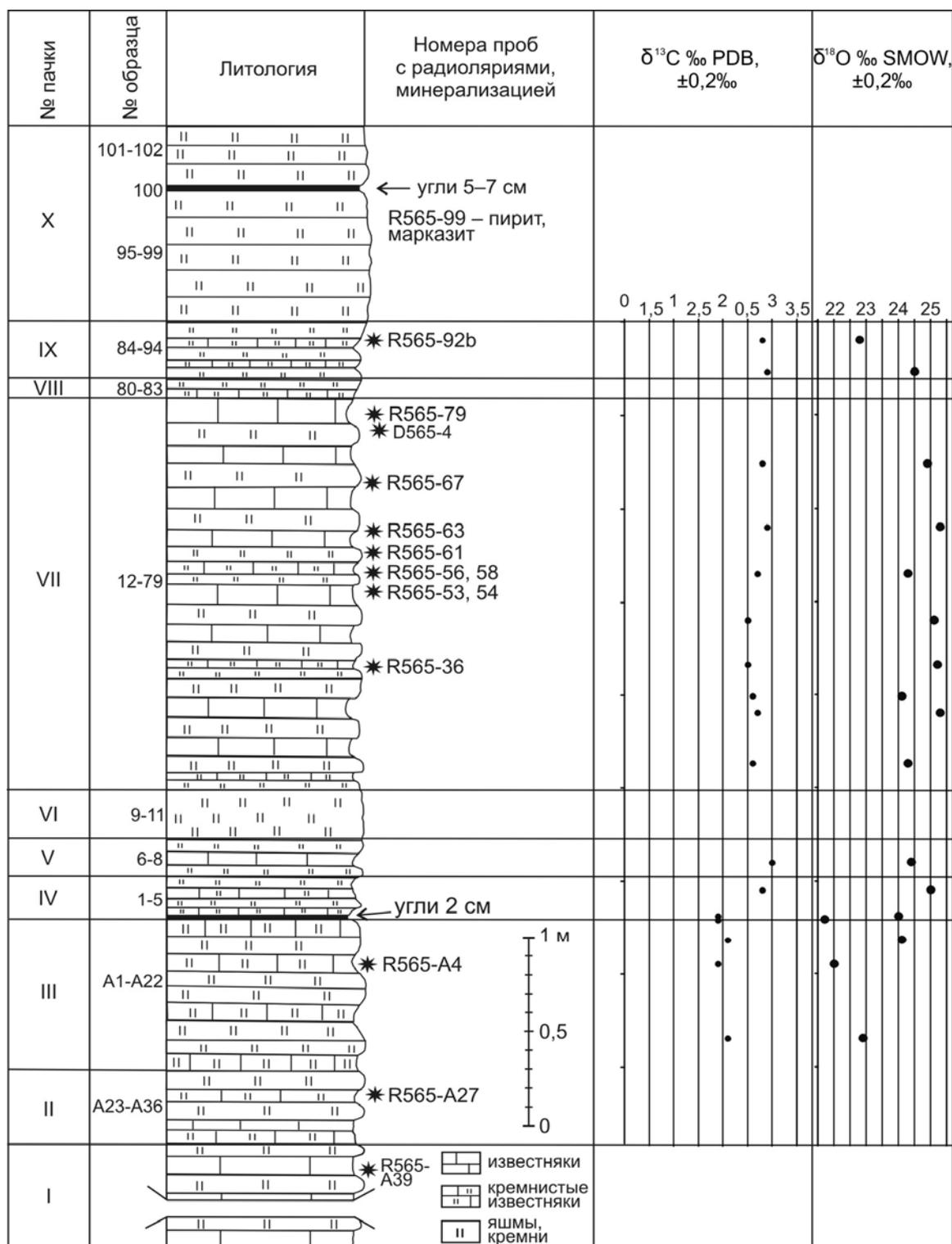
¹Institute of Volcanology and Seismology, FEB RAS, Petropavlovsk-Kamchatsky

²Geological Institute of RAS, Moscow

Одновременное отложение черных сланцев на больших площадях океанов является проявлением океанских аноксических событий (ОАЕ – oceanic anoxic events). Меловой период характеризуется наличием семи ОАЕ [Takashima et al., 2004], следы которых хорошо изучены в разрезах Тетиса, Атлантики, меньше – в Палеоокеане. Некоторые из этих событий фиксируются в осадочных толщах не только горизонтами с повышенным содержанием органики, но и сменой фаунистических комплексов и резкими колебаниями изотопного состава углерода, указывающими на изменение палеогеографических условий [Вишневская и др., 2006].

На северо-западе Тихого океана вблизи Камчатки обогащенные S_{org} горизонты отмечены на поднятиях Шатского и Хесса [Басов, Вишневская, 1991].

На Восточной Камчатке нами изучен разрез меловых палеоокеанических отложений, в котором ранее были обнаружены обогащенные органическим веществом прослои [Савельев и др., 2007]. Выделенные комплексы радиолярий ограничивают фрагмент разреза между прослоями углистых пород сеноманским возрастом, что позволяет предположить соответствие этих прослоев двум событиям сеномана – МСЕ (среднесеноманское) и ОАЕ-2 (на границе сеномана и турона).



Строение изученного разреза и графики соотношений стабильных изотопов углерода и кислорода в известняках.

Изученный разрез находится в южной части п-ова Камчатский Мыс на левом притоке р. Каменной (56°03'353 с.ш., 163°00'376 в.д.). В районе развиты образования мелового офиолитового комплекса, которые включают гипербазиты, габбро, долериты, базальты и туфогенно-осадочные породы [Хотин, Шапиро, 2006]. По данным одних исследователей, вулканогенно-осадочные породы слагают единую смагинскую свиту альб-сеноманского возраста [Государственная геологическая карта..., 2007], другие считают альб-сеноманские палеоокеанические образования (яшмы, известняки, базальты и гиалокластиты) олистолитами и тектоническими блоками в сантон-кампанском туфосилицитовом матриксе [Федорчук и др., 1989; Хотин, Шапиро, 2006]. Изученный разрез имеет мощность 10 м, представлен в основном ритмичным переслаиванием красно-бурых радиоляриевых яшм и розовых планктоногенных известняков. В средней и верхней части разреза наблюдаются маломощные прослои сапропелевых углистых пород, вблизи которых слои яшм и известняков теряют красные и розовые окраски и становятся серыми и черными (а на выветрелой поверхности почти белыми). Непосредственно ниже верхнего прослоя углей наблюдается пачка черных кремнистых пород (бурых на выветрелой поверхности из-за окисленного пирита).

Верхняя половина разреза была послойно опробована для определения возраста с помощью радиоляриевого анализа. В 17 пробах известняков из разреза было определено соотношение изотопов $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$ (в валовых пробах) (лаборатория ГИН РАН). Схематичное строение разреза, места отбора проб и результаты аналитических исследований представлены на рисунке. Один из главных полученных результатов – уточнение возрастного интервала для изученного фрагмента разреза (см. статью Палечек и др., наст. сборник). Это позволяет исключить из рассмотрения альбские аноксические события.

Наши построения основаны на двух допущениях. Во-первых, мы привязываемся к известным ОАЕ, следы каждого из которых обнаружены во множестве разрезов по всему миру и приурочены к определенным стратиграфическим уровням. Во-вторых, мы считаем, что скорости осадконакопления были достаточно низкими, сравнимыми со скоростями осадконакопления в современных океанах на участках, удаленных от терригенного сноса. Этому не противоречат и данные по скважинам DSDP, в соответствии с которыми скорости осадконакопления в апте-сеномане на подводных тихоокеанских возвышенностях (Хесса, Шатского, Центрально-Тихоокеанской и др.) могут колебаться от 1–9 до 10–27 мм/тыс. лет (материалы DSDP, тома 32, 33, 62). В изученных нами породах о низких скоростях осадконакопления свидетельствуют часто встречающиеся на границе и внутри ритмов микрослойки, обогащенные оксигидроксидами железа и марганца. Их образование может быть связано с небольшими перерывами в осадконакоплении.

Кроме наличия двух углистых прослоев важной особенностью изученного нами разреза является четкая ритмичность отложений. Такая ритмичность характерна для многих меловых разрезов, содержащих следы аноксических событий. Чаще всего в них переслаиваются светлые известняки и темные мергели, возможны и другие сочетания пород. Так, одновозрастные нашим пелагические отложения формации Scaglia Bianca (Центральная Италия) представлены светло-серыми и серыми известняками с многочисленными конкрециями и линзами темно-серых и черных кремней, а также прослоями черных мергелей и сланцев; в кровле наблюдается битуминозно-радиоляриевый горизонт мощностью 1 м, лишенный карбоната, отвечающий событию ОАЕ 2 (Bonarelli Level) [Coccioni, Galeotti, 2003]. Скорость осадконакопления оценивается авторами в 10 мм/тыс. лет. Т. Herbert и А. Fischer [1986] связывают образование ритмов-двуслоев, наблюдаемых в разрезах Центральной Италии, с циклами прецессии (21 тыс. лет). Цикличность более высокого порядка (на уровне пачек), по данным этих авторов, отражает короткие циклы эксцентриситета (около 100 тыс. лет). Эти данные позволяют нам привязывать цикличность осадконакопления в нашем разрезе (чередование яшм и кремнистых известняков) к циклам Миланковича.

В описанном нами разрезе ясная ритмичность наблюдается в пачках VII–VIII (см. рисунок) на протяжении 2,2 м, пачки содержат 34 ритма средней мощностью 6,5 см. Если применить к нашим данным выводы [Herbert, Fischer, 1986] и взять продолжительность одного ритма, равной 21 тыс. лет, мы получим скорость осадконакопления порядка 3,1 мм/тыс. лет. Пачки, близкие к углистым прослоям (IV–VI и IX–X), имеют менее четкую ритмичность, известняков в них меньше, чем в пачках VII–VIII, вероятно, в связи с их растворением при аноксии. Условно принимая скорость накопления кремнистого материала постоянной, мы вычислили продолжительность накопления всего интервала между углистыми прослоями – около 1,4 млн лет. Видимо, эта цифра занижена из-за неучета перерывов в осадконакоплении, фиксируемых микропрослоями оксигидроксилов железа и марганца.

В упомянутых выше разрезах Центральной Италии [Coccioni, Galeotti, 2003] в сеномане выделяется два аноксических события: МСЕ (средний сеноман) и ОАЕ 2 (граница сеномана и турона). МСЕ представляет собой поворотный момент в развитии океанов и климата и отмечает начало двухмиллионного периода циклического отложения слоев, богатых органическим углеродом, который достигает высшей точки на уровне Bonarelli (ОАЕ 2). На уровне МСЕ наблюдается позитивный экскурс $\delta^{13}\text{C}$; кроме того, значения $\delta^{13}\text{C}$ до этого события заметно ниже, чем после него.

В нашем разрезе кривая $\delta^{13}\text{C}$ характеризуется четко выраженной ступенью на уровне нижнего углистого прослоя. Ниже него и в сантиметровом перекрывающем слое кремнистого известняка $\delta^{13}\text{C}$ имеет значения 1,9–2,1 ‰, выше – 2,5–3 ‰ (см. рисунок). Примерно на этом же уровне в кремнистом известняке, подстилающем нижний углистый прослой, наблюдается минимальное значение $\delta^{18}\text{O}$ (см. рисунок), что может свидетельствовать о временном потеплении во время аноксии, но этот вывод ненадежен, поскольку изотопные соотношения кислорода более подвержены вторичным изменениям.

Если принять, что накопление каждого прослоя сапропелевых углей вызвано отдельным ОАЕ, то с учетом определения возраста наших отложений, наиболее вероятно, что нижний прослой соответствует МСЕ, а верхний – ОАЕ 2. Если мы значительно ошибаемся в оценке скоростей осадконакопления, и чередование известняков и яшм вызвано другими причинами, накопление обоих углистых прослоев может быть разделено

значительно меньшим временным интервалом. В этом случае накопление прослоев, обогащенных ОВ, могло быть связано с локальными изменениями палеообстановки и соответствует двум эпизодам одного и того же ОАЕ. Полученные биостратиграфические данные (см. статью Палечек и др., наст. сборник) свидетельствуют о сеноманском, может быть, раннесеноманском возрасте изученного нами фрагмента разреза, что оставляет открытым вопрос, с каким аноксическим событием его связывать.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (проекты № 07-05-00080, 06-05-64859) и программы государственной поддержки ведущих научных школ (проект НШ-651.2008.5).

Литература

Басов И.А., Вишневская В.С. Стратиграфия верхнего мезозоя Тихого океана. М.: Наука, 1991. 200 с.

Вишневская В.С., Горбачик Т.Н., Копаевич Л.Ф., Брагина Л.Г. Развитие фораминифер и радиолярий на критических рубежах альба–сеномана и сеномана–турона (Северный Перитетис) // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2006. Т. 14. № 5. С. 42–63.

Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:200 000. Изд. 2-е. Серия Восточно-Камчатская. Лист 0-58-XXVI, XXXI, XXXII (Усть-Камчатск). Объяснительная записка. СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2007.

Савельев Д.П., Ландер А.В., Пронина Н.В., Савельева О.Л. Первая находка углистых пород в меловых палеоокеанических комплексах Восточной Камчатки // Вестн. КРАУНЦ. Науки о Земле. 2007. № 2. Вып. 10. С. 102–104.

Федорчук А.В., Вишневская А.С., Извеков И.Н., Румянцева Ю.С. Новые данные о строении и возрасте кремнисто-вулканогенных пород полуострова Камчатский Мыс (Восточная Камчатка) // Изв. вузов. Геол. и разведка. 1989. № 11. С. 27–33.

Хотин М.Ю., Шапиро М.Н. Офиолиты Камчатского Мыса (Восточная Камчатка): строение, состав, геодинамические условия формирования // Геотектоника. 2006. № 4. С. 61–89.

Coccioni R., Galeotti S. The mid-Cenomanian Event: prelude to OAE 2 // *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.* 2003. Vol. 190. P. 427–440.

Herbert T.D., Fischer A.G. Milankovitch climatic origin of mid-Cretaceous black shale rhythms in central Italy // *Nature*. 1986. Vol. 321(19). P. 739–743.

Takashima R., Kawabe F., Nishi H. et al. Geology and stratigraphy of forearc basin sediments in Hokkaido, Japan: Cretaceous environmental events on the north-west Pacific margin // *Cretaceous Res.* 2004. Vol. 25. P. 365–390.

РОЛЬ ФАЦИАЛЬНО-ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКОГО И СТРАТИГРАФИЧЕСКОГО ФАКТОРОВ В ФОРМИРОВАНИИ РЕЗЕРВУАРА И ЭКРАНА ГИГАНТСКОЙ ВЕРХНЕМЕЛОВОЙ НЕФТЕГАЗОНОСНОЙ ЗОНЫ СЕВЕРНЫХ И АРКТИЧЕСКИХ ОБЛАСТЕЙ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ

А.А. Самохин

Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН, Новосибирск

THE ROLE OF FACIAN-PALEO GEOGRAPHIC AND STRATIGRAPHIC FACTORS IN FORMING OF RESERVOIR AND COVER OF UPPER CRETACEOUS OIL AND GAS ZONE OF NORTH AND ARCTIC AREAS OF WESTERN SIBERIA

A.A. Samokhin

Trofimuk Institute of Petroleum Geology and Geophysics, SB RAS, Novosibirsk

В северных и арктических областях Западной Сибири продуктивно нефтегазоносен широкий (обширный) стратиграфический интервал мезозойских отложений – от юры до верхнего мела включительно. Кроме того, промышленные залежи углеводородов выявлены и в палеозойских отложениях Новопортовского месторождения Ямальской нефтегазоносной области. Однако основные запасы газа, в том числе гигантские залежи Уренгоя, Ямбурга и другие месторождения, сосредоточены в сеноманских отложениях. Поэтому имеет смысл рассмотреть именно этот временной интервал с целью выяснения влияния фациально-палеогеографического и стратиграфического факторов на формирование резервуара и экрана этой гигантской преимущественно газовой верхнемеловой зоны.

Верхнемеловой разрез рассматриваемой территории представлен всеми ярусами (рисунок). По схеме районирования сеноманские отложения Западной Сибири делятся на девять районов, два из которых – Тазовско-Уренгойский и Полуйско-Ямальский имеют непосредственное отношение к рассматриваемой в данной работе территории. В Тазовско-Уренгойском районе выделена мощная (до 900 м и более), в основном песчаная покурская свита. В объеме сеноманского яруса в Полуйско-Ямальском районе выделена достаточно мощная (до 500 м), преимущественно песчано-алевролитовая марресалинская свита [Стратиграфический кодекс, 1992].

Верхнемеловые отложения (без сеномана) Западно-Сибирского бассейна по литолого-фациальному признаку разделены на десять районов. Рассматриваемая территория входит в состав Ямало-Уренгойского подрайона, который, в свою очередь, является частью Ямало-Тюменского района.

В разрезе турон-маастрихтских отложений (мощностью 600–800 м), имеющих преимущественно глинистый состав, Ямало-Тюменского района выделяется несколько литостратонов: турон и большая часть нижнего коньяка представлены кузнецовской свитой; коньяк и сантон – нижеберезовской подсвитой (40–120 м);



Условные обозначения

- границы нефтегазоносных областей
- границы нефтегазоносных районов
- граница Ямало-Ненецкого автономного округа

Месторождения (классификация по типу резервуара):

- массивный резервуар
- пластовый резервуар

Ямальская названия нефтегазоносных областей

Нефтегазоносные районы:

- 1 - Малыгинский
- 2 - Тамбейский
- 3 - Нурминский
- 4 - Южно-Ямальский
- 5 - Щучинский
- 6 - Северо-Гыданский
- 7 - Гыданский
- 8 - Напалковский
- 9 - Мессовский
- 10 - Большешехетский
- 11 - Тазовский
- 12 - Уренгойский
- 13 - Губкинский
- 14 - Надымский
- 15 - Ярудейский
- 16 - Казымский

Систематика месторождений по типу резервуара для северных и арктических областей Западной Сибири.

практически всему кампану (за исключением небольшой части его верхнего подъяруса) соответствует по объему верхнеберезовская подсвита (40–150 м); маастрихт представлен ганькинской свитой (140–240 м).

Турон-маастрихтские отложения – трансгрессивная и финально-трансгрессивная фазы (апт-неогенового) седиментационного цикла [Карогодин, 2006], контролируют сеноманские, преимущественно газозоносные залежи.

Для территории исследования построена карта, на которой цветом показан тип верхнемелового резервуара (массивный или пластовый) и приведены два примера типичных месторождений [Открытые горизонты, 2002] с массивным типом резервуара (см. рисунок). Массивный тип резервуара явно доминирует.

Таким образом, мощный экран (600–800 м), представленный глинистыми отложениями турон-маастрихтского возраста (кузнецовская, березовская и ганькинская свиты), и сеноманский коллектор (500–900 м), имеющий в основном песчано-алевролитовый состав (марресалинская или покурская свиты, усть-тазовская серия), предопределили формирование мощного, преимущественно массивного резервуара, способствующего формированию и сохранению гигантских залежей газа в северных и арктических областях Западной Сибири.

Литература

Карогодин Ю.Н. Системная модель стратиграфии нефтегазоносных бассейнов Евразии. В 2-х томах. Т. 1: Мел Западной Сибири. Новосибирск: Академическое изд-во "Гео", 2006. 166 с.

Открытые горизонты. Т. 1: 1962–1980 / Сост. Брехунцов А.М., Битюков В.Н. Екатеринбург: Сред.-Урал. кн. изд-во, 2002. 680 с.

Стратиграфический кодекс. 2-е изд., доп. СПб: ВСЕГЕИ, 1992. 120 с.

ПАЛИНОЛОГИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ВАЛАНЖИНСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ПЕШСКОЙ КОТЛОВИНЫ (ЕВРОПЕЙСКИЙ СЕВЕРО-ВОСТОК РОССИИ)

Л.А. Селькова

Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

PALYNOLOGICAL RESEARCHES OF THE VALANGINIAN DEPOSITS OF PESHA DEPRESSION (EUROPEAN NORTHEAST OF RUSSIA)

L.A. Selkova

Institute of Geology Komi SC, UB RAS, Syktyvkar

Нижнемеловые отложения на территории Пешской котловины имеют ограниченное распространение. Долгое время песчано-глинистые осадочные отложения нижнего мела были известны в одной точке Пешской котловины – в скважине, пробуренной в 1959 г. в пос. Белушье. Хотя валуны с нижнемеловой фауной встречались и ранее, но коренные выходы отложений этого возраста не были установлены [Данилов, 1984].

Позднее М.А. Даниловым были изучены нижнемеловые отложения в долине р. Безмошицы (правый приток р. Пеша), вскрытые расчистками и канавами. Им описаны песчано-глинистые породы, в которых обнаружена многочисленная фауна двустворок (бухий), белемнитов и аммонитов [Данилов, 1984]. Среди них Н.И. Шульгиной (ВНИИОкеангеология) определены *Temnoptychites* sp., *Buchia* ex gr. *crassa* (Pavl.), *B. inflata* (Lah.), *B. ex gr. crassicollis* (Keys.) валанжинского возраста [Шульгина, Бурдыкина, 1985]. На побережье Чешской губы встречены крепкие валуны и конкреции мелкозернистого песчаника, содержащие нижневаланжинскую фауну. Из-под валунов отобраны образцы на палинологический анализ. Выделенный палинокомплекс, в котором преобладали споры семейства *Gleicheniaceae* и пыльца семейства *Pinaceae*, В.В. Павлов датировал как готерив–баррем [Шульгина, Бурдыкина, 1985].

Производственным объединением "Архангельскгеология" на Безмошицком участке, расположенном в долине р. Безмошицы, были пробурены скважины, которые прошли породы четвертичной, меловой, юрской и триасовой систем. В юрско-меловом разрезе были выделены четыре свиты.

В данной работе рассматривается гусинецкая свита. Свита названа по ручью Гусинец. Основанием для ее выделения являются характерные литологические особенности, геохимические признаки, вещественный состав, комплекс органических остатков, четко отличающие данную толщу от подстилающих песчано-глинистых верхнеюрских пород [Данилов, Юдович, 1981]. Свита представлена светло-серыми, почти белыми алевритами, глинистыми мелкозернистыми и алевритистыми песками, зеленоватыми и светло-серыми алевритистыми глинами. Особенностью является отсутствие четко выраженной слоистости алевритов и песков, светлые тона окраски пород, преобладающий алевритовый состав, крайне бедное содержание ископаемых органических остатков, повышенная фосфатность. В породах обнаружены остатки раковин двустворок *Buchia inflata* (Lah.), *B. keyserlingi* (Traut.), *B. subovalis* (Keys.) валанжинского возраста [Мезозойские марганценовые отложения..., 1990].

С целью уточнения возраста свиты нами проведен палинологический анализ. В результате выделены два палинокомплекса. Комплексы сходны по систематическому составу спор и пыльцы, отличия выражаются в процентных соотношениях основных групп мiosпор, присутствием или отсутствием остатков микрорифитопланктона.

Первый палинокомплекс. Для него характерно преобладание спор над пылью. Основу споровой части спектров составляют споры глейхениевых папоротников, представленных различными видами: *Gleicheniidites angulatus* (Bolch.), *G. dicarpoides* (Grig.), *G. delicatus* (Bolch.), *G. granulatus* (Grig.), *G. laetus* (Bolch.), *G. radiatus* (Bolch.), *G. rasilis* (Bolch.), *G. senonicus* (Ross), *G. toriconcavus* Krutsch., *G. triplex* (Bolch.), *G. umbonatus* (Bolch.). Многочисленна группа спор *Cyathidites* с видами *Cyathidites australis* Coup., *C. junctum* (K.-M.), *C. minor* Coup. Характерным для комплекса является присутствие небольшого количества спор семейства схизейных. Это ребристые споры рода *Cicatricosisporites* – *C. australiensis* (Cook.) Pot., *C. exilioides* (Bolch.), *C. perforatus* (Marc.) Doring, *Cicatricosisporites* sp. Другая группа схизейных – споры рода *Lygodiumsporites*, она содержит *L. asper* Bolch., *L. ornatum* Ivan., *L. subsimplex* (Naum.), *L. valanginicus* K.-M., *Lygodiumsporites* sp. Из остальных спор определены *Stereisporites* sp., *Toroisporis soluthion* Krutsch., *Ornamentifera echinata* (Bolch.), *Foveosporites pseudoalveolatus* (Coup.), *Osmundacidites jurassicus* (K.-M.), *Lycopodiumsporites subrotundum* (K.-M.), *Neoraistrickia rotundiformis* (K.-M.), *Klukisporites variegatus* (Coup.).

Среди пыльцы многочисленна группа двухмешковых (*Disaccites*), состоящая из *Piceapollenites exilioides* (Bolch.), *P. longisaccata* (Rovn.), *P. mesophyticus* (Pokr.) *P. valanginicus* (Rovn.), *P. variabiliformis* (Mal.), *Pinuspollenites pernobilis* (Bolch.), *P. divulgatus* (Bolch.), *P. insignis* (Naum.), *Podocarpidites enodatus* (Bolch.), *P. multiformis* (Bolch.), *P. unicus* (Bolch.). Единичны зерна двухмешковых древнего облика – *Protoconiferus* sp., *Paleopicea* sp. Субдоминирующую роль играет пыльца *Classopollis* с видами *Classopollis classoides* Pf. et Pot., *C. minor* Coup. Не во всех спектрах отмечается наличие пыльцевых зерен *Sciadopityspollenites mesozoicus* Coup., *S. multiverrucosus* Sach. et Il., *Ginkgocycadophytus* sp. Наряду с миоспорами присутствует микрофитопланктон *Pareodinia*, *Chlamydophorella*, *Fromea*, *Gonyaulacysta*, *Olygosphaeridium*, *Baltiosphaeridium*, *Michrystidium*, *Verychachium*.

Второй палинокомплекс. Пыльца в данном комплексе преобладает над спорами папоротникообразных, плауновых и хвощей. В пыльцевой части доминируют двухмешковые хвойные. Состав их разнообразен – *Pinuspollenites divulgatus* (Bolch.), *P. insignis* (Bolch.), *P. pernobilis* (Bolch.), *Piceapollenites exilioides* (Bolch.), *P. magnifica* (Bolch.), *P. mesophyticus* (Pokr.), *P. rotundiformis* (Mal.), *P. valanginicus* (Rovn.), *P. variabiliformis* (Mal.), *Podocarpidites arquata* (Bolch.), *P. cretaceous* (Naum.), *P. enodatus* (Bolch.), *P. major* (Naum.), *P. multesimus* (Bolch.), *P. paula* (Bolch.), *P. proximus* (Bolch.), *P. unicus* (Bolch.). Постоянны в небольших количествах древние двухмешковые, такие как *Pseudopinus oblatinoides* (Mal.), *Piceites podocarpoides* (Bolch.), *Protoconiferus funarius* (Naum.), *P. grandis* (Bolch.), *Protoconiferus* sp., *Protopicea cerina* (Bolch.), *Pseudopodocarpus typicus* (Mal.), *Paleopicea* sp., *Pseudowalchia* sp. Постоянно присутствуют зерна *Sciadopityspollenites mesozoicus* Coup., *S. multiverrucosus* Sach. et Il. Единична пыльца *Classopollis classoides* Pflug. Спорадичны пыльцевые зерна *Ginkgocycadophytus* sp.

Для споровой части характерны многочисленные треугольной формы споры циатейных папоротников – *Cyathidites australis* Coup., *C. junctum* (K.-M.), *C. minor* Coup., а также глейхениевых папоротников – *Gleicheniidites angulatus* (Bolch.), *G. carinatus* (Bolch.), *G. circinidites* (Cook.), *G. delicatus* (Bolch.), *G. dicarpoides* (Grig.), *G. granulatus* Krutsch., *G. laetus* (Bolch.), *G. senonicus* (Ross), *G. rasilis* (Bolch.), *G. toriconcavus* Krutsch., *G. triplex* (Bolch.), *G. umbonatus* (Bolch.). Споры плауновых – *Lycopodiumsporites intortivalis* Sach. et Il., *L. perplicatum* (Bolch.), *L. subrotundum* (K.-M.), *Lycopodiumsporites* sp., *Neoraistrickia rotundiformis* (K.-M.) – встречаются в небольших количествах. Единичны споры осмундовых папоротников – *Osmundacidites jurassicus* (K.-M.), *O. weimani* (Coup.). Отмечены единичные споры схизейных папоротников с ребристой структурой, характерные для меловых палинокомплексов – *Cicatricosisporites perforatus* (Marc.) Doring., *Anemia* sp. Кроме перечисленных спор присутствуют *Foveosporites pseudoalveolatus* (Coup.), *Camptotriletes cerebriformis* (Naum.). Данный палинокомплекс имеет сходный состав спор и пыльцы с первым палинокомплексом, отличается процентным соотношением спор и пыльцы и отсутствием остатков микрофитопланктона.

В результате исследований дана палинологическая характеристика свиты, выделены два палинокомплекса, отличающиеся друг от друга количественными соотношениями основных групп миоспор. Признаками описанных комплексов является высокое содержание спор глейхениевых папоротников, их видовое разнообразие, наличие видов, характерных для меловых палинокомплексов (*Gleicheniidites angulatus*, *G. carinatus*, *G. circinidites*, *G. delicatus*, *G. radiatus*, *G. rasilis*, *G. triplex*), а также спор схизейных (*Anemia* sp., *Cicatricosisporites perforatus*, *Lygodiumsporites asper*, *Lygodiumsporites ornatum*). Данные палинокомплексы хорошо сопоставляются с аналогичными, выделенными из валанжинских отложений Печорского бассейна [Грязева, 1980]. Общим является большое количество и разнообразие пыльцы хвойных, спор глейхениевых, редкая встречаемость спор схизейных. На основании всего этого возраст описанных палинокомплексов и, соответственно, возраст вмещающей их гусинецкой свиты определен как валанжинский. Находки фауны двустворок также подтверждают валанжинский возраст свиты [Мезозойские марганценовые отложения..., 1990].

Литература

- Грязева А.С. Палинологическое обоснование стратиграфии нижнемеловых отложений Печорского бассейна // Микрофитофоссилии в нефтяной геологии. Л., 1980. С. 96–112.
- Данилов М.А. Меловые отложения бассейна р. Безмощицы (Север Русской плиты) // Докл. АН СССР. 1984. Т. 276. № 4. С. 923–929.
- Данилов М.А., Юдович Я.Э. Первая находка осадочных марганцевых руд в Северном Притиманье // Рудообразование на Тимане и Севере Урала. Сыктывкар, 1981. С. 94–99. (Тр. ИГ КФАН СССР. Вып. 34).
- Мезозойские марганценовые отложения Западного Притиманья / Б.А. Горноста́й, В.А. Молин, М.А. Маськов и др. Сер. препринтов “Научные доклады” КНЦ УрО АН СССР. Сыктывкар, 1990. Вып. 255. 24 с.
- Шульгина Н.И., Бурдыкина М.Д. Новые данные по стратиграфии верхнеюрских и нижнемеловых отложений северного Тимана // Стратиграфия и палеонтология мезозойских осадочных бассейнов Севера СССР. Л., 1985. С. 76–87.

**ГЕТЕРОМОРФНЫЕ ПОЗДНЕМЕЛОВЫЕ АММОНИТЫ
ИЗ ФОНДОВ ВОЛЬСКОГО КРАЕВЕДЧЕСКОГО МУЗЕЯ (САРАТОВСКАЯ ОБЛАСТЬ)**

В.Б. Сельцер¹, В.В. Брехов²

¹Саратовский государственный университет им. Н.Г. Чернышевского, геологический факультет

²Вольский краеведческий музей

**HETEROMORPHIC LATE CRETACEOUS AMMONITES
STORED IN THE VOLSK MUSEUM OF LOCAL LORE (SARATOV REGION)**

V.B. Seltser¹, V.V. Brekhov²

¹Saratov State University nam. N.G. Chernyshevsky, Geology Department

²Volsk Museum of Local Lore

Степень изученности позднемиловых цефалопод в Нижнем Поволжье не одинакова. Эта фауна в регионе представлена остатками белемнойдеи, аммоноидеи и наутилоидеи. В настоящее время наиболее изученными остаются белемниты. Это связано с наибольшей встречаемостью их остатков и чаще всего хорошей, по сравнению с другими группами, сохранностью. Фауна аммонитов является редкой.

При проведении целенаправленных сборов [Сельцер, 2006] установлено, что чаще всего определимые остатки аммонитов содержатся в мергельно-миловых и кремнисто-мергельных отложениях. Аналогичные данные можно почерпнуть из обширного фонда публикаций и производственных отчетов, отражающих более чем 150-летнюю историю изучения миловых отложений. Кроме полевых сборов мы обратились к коллекционным фондам местных краеведческих музеев Саратова, Вольска и Хвалынского. Из всех коллекций наиболее богатыми оказались фонды отдела природы Вольского краеведческого музея. Ведущая роль в их создании принадлежит сотруднику музея, известному геологу-краеведу М.Н. Матесовой, которая в период второй половины 20-х и вплоть до 50-х годов XX века проводила сборы окаменелостей в миловых карьерах “Большевик”, “Красный Октябрь”, “Коммунар”, “Комсомолец” и “Маяк”. Результаты изучения этих разрезов отразились в трех оригинальных публикациях [Матесова, 1927, 1930, 1935]. Вместе с тем, в фондах коллекция М.Н. Матесовой невелика, так как много образцов было ей передано для описаний и определений специалистам научных учреждений Москвы и Санкт-Петербурга (Ленинграда). В последующем традиция проведения геологических экскурсий и расширения коллекций была продолжена научным сотрудником музея В.В. Бреховым.

При работе с коллекционным фондом и экспозициями мы отобрали многочисленные остатки позднемиловых аммоноидеи, среди которых доминируют гетероморфные формы с неточными указаниями уровней находок. В этом случае имеющийся материал может быть использован, прежде всего, для палеобиономических реконструкций, а может быть и для уточнения региональной схемы.

В музее коллекция аммонитов представлена образцами, собранными в основном из двух карьеров: “Большевик” и “Красный Октябрь”. В этих разрезах разрабатывается, на первый взгляд, монотонная толща мергельно-миловых пород, в которых выделены, начиная с верха, литологические комплексы радицевской, карсунской, сенгилеевской, вольской и банновской свит, характеризующие особенность верхнемиловых отложений Поволжья в области Ульяновско-Саратовского прогиба [Олферьев, Алексеев, 2005]. Этот комплекс подстилается парамоновской свитой темно-серых тонкоалевритистых глин верхнего альба.

Таксономический спектр гетероморф представлен родами *Baculites* Lamarck 1799, *Hoploscaphites* Nowak 1911, *Acanthoscaphites* Nowak 1911, включая подрод *Euroscaphites* Jagt, Kennedy, Maschalski, 1999. Более редкими являются представители *Glyptoxoceras* Spath, 1925 и единичны остатки *Diplomoceras* Hyatt, 1900. Остатками аммонитов являются мергельно-миловые целые ядра и отдельные фрагменты, полностью сохранившие общие очертания раковин и особенности скульптуры. Скафитиды представлены ядрами целых раковин или отдельными внутренними оборотами или выпрямленными участками жилой камеры и крючком. Остатки *Glyptoxoceras* и *Diplomoceras* имеются только в изолированных фрагментах. У некоторых экземпляров отчетливо просматриваются элементы лопастной линии. Ядра бакулитов в подавляющем числе являются гладкими.

Наиболее многочисленны остатки бакулитов, представленные в фондах в основном фрагментами, из которых определены: *Baculites vertebralis* Lamarck (наибольшее число экземпляров), *Baculites knorrianus* Desmarest (отдельные крупные фрагменты) и единичные *Baculites anceps* Lamarck. М.Н. Матесова [1935] указывала на находку туронского *Baculites romanowski* Arkhangelsky, однако в коллекциях музея обнаружить этот вид не удалось.

Далее по количеству экземпляров следует отметить остатки не крупных скафитид. Это в основном *Hoploscaphites constrictus* (J. Sowerby) и *Hoploscaphites tenuistriatus* (Kner). Наличие у крупных образцов (длина раковины 50,0–60,0 мм) на внутреннем крае выпрямленной части волнообразного выступа, а также сглаженная скульптура позволяют выявить признаки макроконхов. Микроконхи меньше размером и выделяются более резкой скульптурой. Крупных скафитид представляют экземпляры *Acanthoscaphites tridens* Kner, находящиеся как в фондах, так и в экспозиции. Из других акантоскафитов нами определены представители подрода *Euroscaphites*: *Acanthoscaphites* (E.) *verneuillanus* (d'Orbigny) и *A.* (E.) *varians* (Łopuski).

Остатки *Glyptoxoceras* и *Diplomoceras* хранятся в единичных экземплярах и могут быть определены только с литером cf. или sp. (*Glyptoxoceras* cf. *retrosum* (Schlüter), *Diplomoceras* sp.), так как образцы представлены исключительно фрагментами, по которым сложно сделать более полные определения.

При обработке коллекции установлено, что таксономическое разнообразие гетероморф невелико – не более чем десять видов. За всю историю формирования и пополнения коллекционного фонда отдела природы основное внимание, субъективно, уделялось сборам из меловых толщ, где остатки аммонитов встречаются наиболее часто. По нашим наблюдениям и по опубликованным материалам этому соответствуют в карьерах верхние 55–58 метров разреза.

Сохранность коллекции аммонитов позволяет использовать её для монографического изучения и, без-условно, является уникальной, так как собранный за многие десятилетия материал позволяет существенно расширить картину биоразнообразия поздне меловой фауны цефалопод эпиконтинентальных бассейнов юго-востока Русской плиты. Обнаружение видов *Hoploscaphites constrictus* (J. Sowerby) и *Acanthoscaphites tridens* (Клер) указывает на присутствие маастрихтских отложений в объеме одноименной лоны и подлоны региональной стратиграфической схемы.

Литература

Матесова М.Н. Материалы к изучению и использованию производительных сил Вольского уезда Саратовской губернии (полезные ископаемые) // Тр. Вольского окружного научно-образовательного музея. Вольск: Красный Печатник, 1927. Вып. 1. 24 с.

Матесова М.Н. Геологические экскурсии в окрестности города Вольска // Тр. Вольского окружного научно-образовательного музея. Вольск: Красный Печатник, 1930. Вып. 3. 46 с.

Матесова М.Н. Полезные ископаемые Вольского Поволжья // Тр. Вольского краеведческого музея. Вольск: Красный Печатник, 1935. Вып. 4. 68 с.

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

Сельцер В.Б. Верхнемеловые аммониты Саратовского Поволжья и их биостратиграфический потенциал // Меловая система России и ближнего Зарубежья: проблемы стратиграфии и палеогеографии: Сб. материалов Третьего Всерос. совещания. Саратов: Изд-во СО ЕАГО, 2006. С. 129–131.

ОСОБЕННОСТИ СТРОЕНИЯ И МАКРОФАУНИСТИЧЕСКИЙ КОМПЛЕКС ЭКЗОГЕННО-ДИСЛОЦИРОВАННЫХ СЕНОМАНСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ У СЕЛА СОСНОВКА (САРАТОВСКОЕ ПРАВОБЕРЕЖЬЕ)

В.Б. Сельцер¹, А.В. Иванов¹, В.М. Харитонов²

¹Саратовский государственный университет им. Н.Г. Чернышевского, геологический факультет

²Отделение геологии института естественных наук СГУ им. Н.Г. Чернышевского

STRUCTURAL PECULIARITIES AND MACROFAUNAL ASSEMBLAGE IN THE EXOGENOUSLY DISLOCATED CENOMANIAN BEDS IN THE VICINITY OF SOSNOVKA (SARATOV REGION, RIGHT BANK OF THE VOLGA)

V.B. Seltser¹, A.V. Ivanov¹, V.M. Kharitonov²

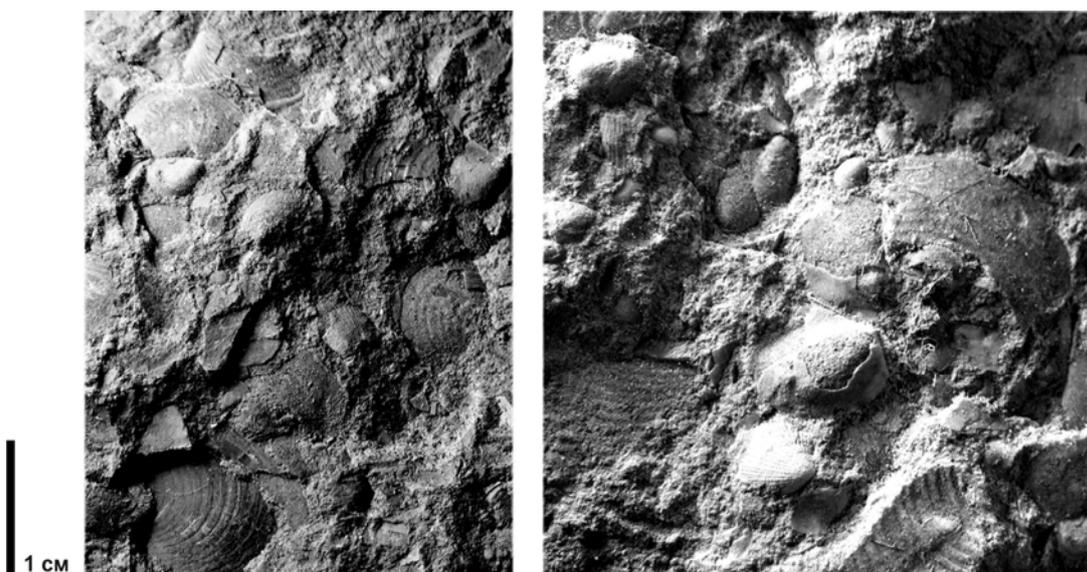
¹Saratov State University nam. N.G. Chernyshevsky, Geology Department

²Geology Branch of the Institute of Natural Sciences, Saratov State University nam. N.G. Chernyshevsky

Широко распространенные сеноманские отложения в Нижнем Поволжье фаунистически охарактеризованы крайне неравномерно. В регионе эти отложения представлены достаточно однообразным разномасштабным псаммитовым материалом, спектр которого меняется от тонкослоистых алевроитовых глин до крупнозернистых и косослоистых песков.

Находки фауны в основном приурочены к отдельным горизонтам конденсации, сложенным фосфоритами. Они трассируются на разных уровнях, что объясняется их формированием в условиях повышенной динамики морских вод. Первые сведения о фауне этих уровней приведены И.Ф. Синцовым [1885]. Значительно позже фауна нижних горизонтов сеномана определялась А.Д. Архангельским, С.А. Добровым [1913] и Е.В. Милановским [1940]. Наименее изученным остается нижний, пограничный с альбом, стратиграфический интервал в силу его весьма редкой и слабой обнаженности.

Наиболее полные разрезы сеномана приурочены к обрывистому берегу Волгоградского водохранилища. Здесь наблюдаются значительные деформации геолого-геоморфологического субстрата, которые (согласно наиболее рациональной рабочей гипотезе) можно интерпретировать как последствия оползневой события, произошедшего, по предварительной оценке, в хвалынское время (поздний неоплейстоцен), и представляющего собой синхронный (спровоцированный морским подтоплением) сход двух крупных (около 2 км) оползневых массивов с выдавливанием нижележащих отложений в зазоре между ними. В центральной части рассматриваемой территории между двумя смещенными массивами среди горизонтально залегающих сеноманских отложений наблюдается зона выдавливания (размером около 100 м), в которой пачка чередования глин и алевроитов постепенно увеличивает угол падения вплоть до вертикального положения слоев в центре дислоцированного участка. В результате деформаций и эрозивной активности в прибрежной полосе Волгоградского водохранилища обнажились наиболее низкие горизонты сеномана. В настоящее время в регионе изучен литологический и микрофаунистический комплекс [Зозырев, 2006], а анализ макрофауны проводился только из конденсированных фосфоритовых горизонтов.



Скопление раковин *Entolium orbiculare* (Sow.) и *Oxytoma pectinata* (Sow.).



Inoceramus crippsi Mant.

Inoceramus orbicularis (Münst) Goldf.

При изучении разреза был обнаружен горизонт тонкослоистых слабоизвестковистых песчаников, переполненных остатками макрофауны, из которой определены белемнит *Praeactinocamax* sp. ind. и двустворчатые моллюски: *Inoceramus crippsi* Mant., *In. orbicularis* (Münst) Goldf., а также *Oxytoma pectinata* (Sow.), *Entolium orbiculare* (Sow.), *Amphidonte conicum* (Sow.), *Gryphaeostrea* sp. ind., *Chlamys* sp. ind., *Solen* (?) sp. ind. Остатки раковин образуют скопления с разной степенью насыщенности. Наибольшее количество принадлежит *Entolium orbiculare* и *Chlamys* sp. ind., а также скоплениям раковин иноцерамов. Раковины окситом и амфидонт встречаются реже. Все створки разрозненны и зачастую фрагментированы. Они образуют поверхности по слоям напластования песчаника, выстланные мелким раковинным материалом, основную массу которого составляют окситомы и энтолиумы. Створки раковин иноцерамов одинаковы по размеру и собраны в беспорядочные группы и также разрозненны, испытав, видимо, незначительные перемещения. То же можно сказать и об остатках раковин *Solen*. Наиболее удаленному переносу подверглись тонкие створки энтолиумов, хламисов, окситом и роостры белемнитов. Сгруженные остатки иноцерамов, амфидонт и соленов испытали незначительные перемещения. Наибольший интерес представляют остатки иноцерамов. Сведения об этой редкой фауне приводились в региональной литературе лишь формально, а специального описания не проводилось. Трассирование уровней их находок позволяет определять присутствие отдельных биоостратонов в монотонном псаммитовом комплексе.

Такой тип захоронения мог формироваться в условиях повышенной динамики придонных вод, под влиянием течений, в связи с проникновением вод, насыщенных карбонатами, способствующих фиксации осадка с остатками раковин. Другой причиной может считаться вспышка численности донной биоты в благоприятных условиях неглубокого моря.

Экзогенные дислокации затронули наиболее древние горизонты сеномана. Породы, выдвинутые на поверхность, охарактеризованы макрофауной с таксономическим спектром, характерным для нижних стратонов – низы лоны *Acanthoceras rathomagense*/*Inoceramus crippsi*, а возможно, и верхи лоны *Turrillites costatus*–*Schloenbachia varians*/*Praeactinocamax primus primus*–*Neohibolites ultimus*/*Inoceramus crippsi* региональной стратиграфической схемы верхнемеловых отложений Восточно-Европейской платформы [Олферьев, Алексеев, 2005]. Работа выполнена при поддержке РФФИ (проект № 08-05-00283-а).

Литература

- Архангельский А.Д., Добров С.А. Геологический очерк Саратовской губернии. М.: Печатня С.П. Яковлева, 1913. Вып. 1. 256 с.
- Зозырев Н.Ю. Сенومان юго-востока Рязано-Саратовского прогиба: стратиграфия и палеонтология: Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Саратов, 2006. 24 с.
- Милановский Е.В. Геологический очерк Нижнего Поволжья. М.-Л.: Гос. науч.-тех. издат., 1940. 270 с.
- Олферьев А.Г., Алексеев А.С. Стратиграфическая схема верхнемеловых отложений Восточно-Европейской платформы. Объяснительная записка. М.: ПИН РАН, 2005. 203 с.
- Синцов И.Ф. Общая геологическая карта России. Лист 93 // Тр. Геол. ком. 1885. Т. II. Вып. 2. 103 с.

**ТЕКТОНО-СЕДИМЕНТАЦИОННАЯ МОДЕЛЬ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ АЧИМОВСКОЙ ТОЛЩИ
В МОРСКОМ БАССЕЙНЕ РАННЕГО НЕОКОМА ЗАПАДНОЙ СИБИРИ**

**З.Я. Сердюк, Л.Д. Слепокурова, И.Ю. Вильковская, Л.И. Зубарева, Л.И. Исакова,
Н.В. Кирилова, С.Н. Смолин, Н.В. Щигорева**
ОАО «Центральная геофизическая экспедиция», Новосибирск

**TECTONIC-SEDIMENT MODEL OF FORMATION OF THE ACHIMOVKA BODY
IN EARLY NEOCOMIAN SEA BASIN OF THE WESTERN SIBERIA**

**Z.Ya. Serdyuk, L.D. Slepokurova, I.Yu. Vil'kovskaya, L.I. Zubareva, L.I. Isakova,
N.V. Kirilova, S.N. Smolin, N.V. Shchigoreva**
JSC «Central Geophysical Expedition», Novosibirsk

Осадконакопление в волжском веке (баженовская свита) и раннем берриасе (подачимовская пачка) происходило при относительном тектоническом покое [Атлас..., 1967; Конторович и др., 1971; Палеобиофауны..., 1978; Сердюк и др., 2004, 2005]. Морской бассейн был относительно глубоководным, тепловодным, с нормальной соленостью вод [Конторович и др., 1971; Палеобиофауны..., 1978]. В нем обитали аммониты, белемниты, фораминиферы, радиолярии, рыбы, и пышно произрастали кокколитофоридовые водоросли. Последние, наряду с остатками фауны, обогащали осадок морского бассейна органикой. Рельеф морского дна был относительно выровненным, спокойным. Поступление обломочного материала с региональных источников сноса было ограниченным, и представлен он был тонкоотмученным глинистым, глинисто-кремнистым, глинисто-известковым веществом. Отложения неплохо биостратифицированы, надежно коррелируются по геологическим и сейсмическим параметрам (отражающий горизонт Б – баженовская, тутлеймская свиты и их аналоги).

Выполненные палеонтологами СО РАН определения фауны аммонитов, моллюсков, фораминифер из нижнего неокома Нижневартковского структурно-фациального района свидетельствуют о берриасском возрасте подачимовской пачки и ранневаланжинском – ачимовской толщ [Маринов и др., 2003]. Начиная со второй половины берриаса и в раннем валанжине (время формирования ачимовской толщ) в рельефе морского дна проявляется тектоническая активность [Рудкевич, 1967; Конторович и др., 1971; Сурков, Жеро, 1981; Шпильман и др., 1999; Сердюк и др., 2004, 2005, 2006]. Она очагово затрагивает унаследованные положительные формы доюрского рельефа (своды, мегавалы, поднятия) и способствует их росту. Это хорошо проявляется на сейсмопрофилях и структурных картах по отражающим горизонтам А, Б, М, Г, С.

Относительно строения и генезиса алевритопесчаных пород ачимовской толщ среди исследователей нет единодушия [Онищук и др., 1976; Нежданов др., 2000; Сердюк и др., 2005, 2006]. В настоящее время существует несколько моделей ее формирования. Наиболее популярной является предложенная А.Л. Наумовым [1977] *клиноформная модель* бокового заполнения «... морского бассейна обломочным материалом, поступавшем в неокоме преимущественно со стороны горных образований...», окружающих Западно-Сибирь с востока, юго-востока и северо-востока. Эта модель в основном базируется на рисунке волнового поля сейсмопрофилей. В ней почти не затронуты факторы тектоники, хроностратиграфии, мощностей и фациального анализа [Онищук и др., 1976; Нежданов и др., 2000].

Литологами и геофизиками ОАО «ЦГЭ» (З.Я. Сердюк, Л.Д. Слепокурова, И.Ю. Вильковская, Л.И. Зубарева, Н.В. Кирилова, С.Н. Смолин, Н.В. Щигорева и др.) разработана и на практике подтверждена *тектонно-седиментационная модель* осадконакопления ачимовской толщ [Сердюк и др., 2005, 2006]. В ее основу положены научно-теоретические исследования Ю.А. Косыгина [1969] о роли тектонического фактора, анализа мощностей, фаций и корректной биостратификации отложений для реконструкции геологических обстановок прошлого. В этой же модели нами использована методика Д.В. Наливкина [1956], сущность которой заключается в том, что при фациальном анализе учитываются морфологические особенности рельефа дна морского бассейна, его динамика, обусловленные тектоническим фактором.

Суть тектоно-седиментационной модели в следующем (рис. 1, 2). После волжско-раннеберриасского морского осадконакопления, происходившего в условиях относительного тектонического покоя и приведшего к накоплению тонкоотмученных осадков баженовской (тутлеймской) свиты и подачимовской пачки, постепенно активизируется тектоническая деятельность. Особенно интенсивно она начала проявляться в рельефе дна берриас-ранневаланжинского моря и, в первую очередь, в пределах активных геоблоков в центральной части Западно-Сибирской равнины [Шпильман и др., 1999]. Это привело к росту разного ранга унаследованных подводных поднятий в рельефе морского дна. В результате своды поднятий размывались, а обломочный

материал переотлагался на их склонах в виде песчано-алевритового осадка. Процессы размыва сводов и переотложения осадка на склонах происходили пульсационно и неоднократно в периоды тектонических толчков, что и обусловило сложное (двух-, трех-, четырех-, пятипластовое) строение разрезов ачимовской толщи и слагающих ее типов пород. В периоды спада тектонической активности происходило осаждение из морской взвеси глинистых частиц. Они покрывали глинистым слоем разной мощности ранее накопившиеся отложения, образуя иногда покрывки для нижележащего ачимовского пласта. Новый всплеск тектонической активности приводил к возобновлению роста подводных поднятий и осадконакоплению нового песчано-алевритового слоя (пласта) по вышеописанной схеме. Характерно, что в породообразующей и акцессорной частях ачимовской толщи преобладают обломки и минералы размывавшихся в своде отложений. По этой модели на склонах растущих подводных поднятий формируются структурно-литологические и структурно-стратиграфические ловушки для залежей УВ.

Аналогичным примером вышеописанной модели формирования алевритопесчаных пластов на склонах растущих подводных поднятий является месторождение «Нефтяные Камни» в Каспийском море. Оно детально изучено Ф.И. Самедовым. Структура «Нефтяные Камни» является юго-восточным структурным элементом антиклинория Большого Кавказа. Для нее характерно уменьшение мощности всех свит «...от эоцена до верхнего плиоцена и песчаных осадков к сводовой части антиклинали». Это обстоятельство свидетельствует о том, что рост структуры происходил «... во время накопления продуктивных свит...». Основная локализация алевритопесчаного материала сосредоточена в виде шлейфа на склонах растущей структуры, т.е. как и в случае с ачимовской толщей Западной Сибири.

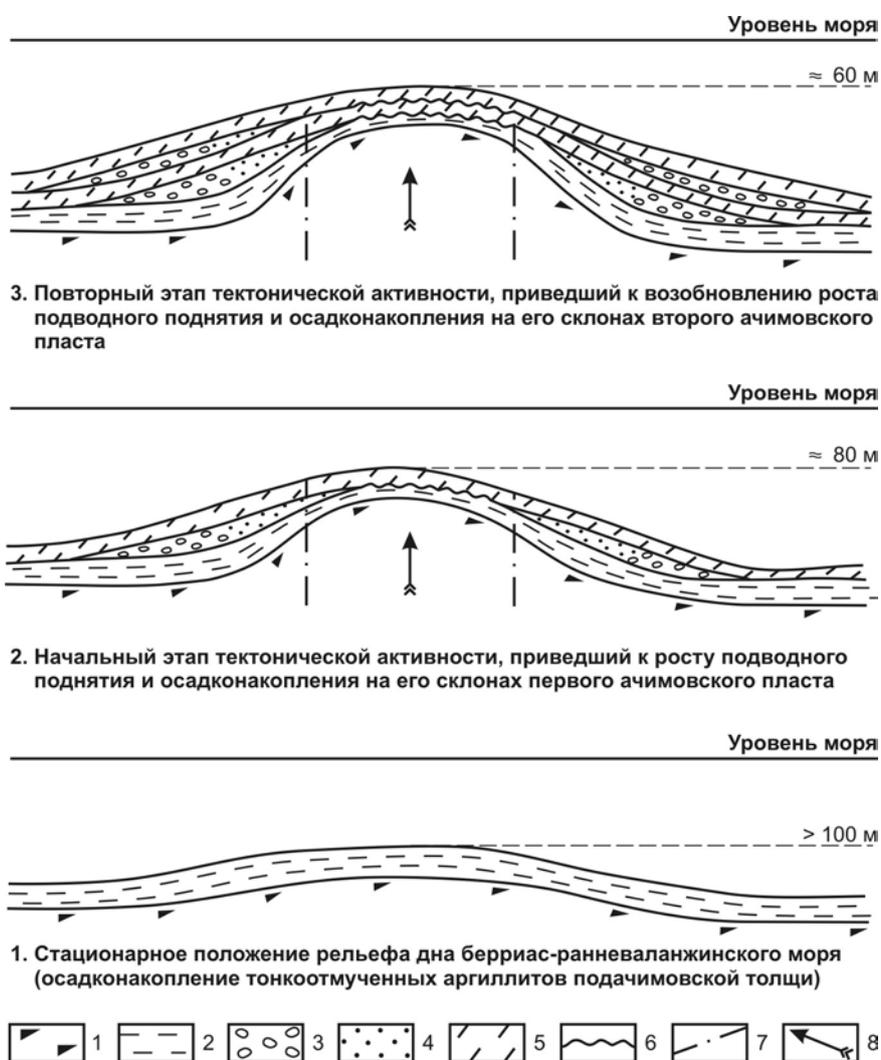


Рис. 1. Схема-модель осадконакопления ачимовских отложений в берриас-ранневаланжинском море Западной Сибири (составила З.Я. Сердюк по методике Д.В. Наливкина).

1 – битуминозные аргиллиты баженовской свиты (J_3v); 2 – аргиллиты подачимовской толщи (K_1b-v); 3 – песчаники средне-мелкозернистые ачимовской толщи (K_1b-v); 4 – песчаники мелкозернистые, алевролиты песчаные ачимовской толщи; 5 – аргиллиты с повышенной радиоактивностью (реперные глины); 6 – размыв отложений; 7 – зона предполагаемой тектонической нарушенности отложений; 8 – направление роста подводного поднятия.

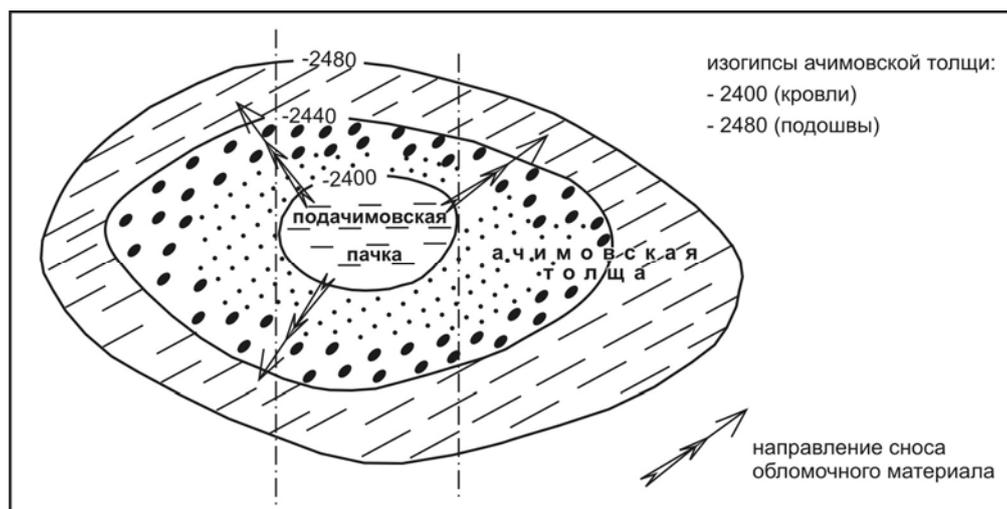


Рис. 2. Схема распределения склоновых (клиноформенных) алевритопесчаных отложений ачимовской толщи в плане растущего подводного поднятия.

В заключение следует отметить, что тектоно-седиментационная модель склонового (клиноформенного) осадконакопления алевритопесчаных пластов в условиях растущих подводных поднятий позволяет рекомендовать заложение первых поисково-разведочных скважин на склонах поднятий. Это убедительно подтверждается нефтегазописковыми работами. В связи с этим предлагается вернуться к бурению глубоких скважин на склонах тех поднятий, где ранее были пробурены скважины в их сводах и на контакте с доюрскими и морскими юрскими породами вскрыты аргиллиты.

Литература

- Атлас литолого-палеогеографических карт СССР / Гл. ред. А.П. Виноградов. Т. III. М.: Главное управление геодезии и картографии МинГео СССР, 1967.
- Конторович А.Э., Берман Е.Л., Богородская Л.И. и др. Геохимия юрских и нижнемеловых отложений Западно-Сибирской низменности. М.: Недра, 1971. 252 с.
- Косыгин Ю.А. Тектоника. М.: Недра, 1969. 462 с.
- Маринюк В.А., Языкова О.В., Захаров В.А. и др. Биостратиграфия нижнего неокома Нижневартовского структурно-фациального района // Пути реализации нефтегазового потенциала ХМАО: Материалы шестой науч.-практич. конф. Ханты-Мансийск: ИздатНаукаСервис, 2003. Т. 1. С. 269–277.
- Наливкин Д.В. Учебник о фациях. М.: Изд-во АН СССР, 1956. Т. 1. 534 с.
- Наумов А.Л. К методике реконструкции рельефа дна Западно-Сибирского раннемелового бассейна // Геология и геофизика. 1977. № 10. С. 38–47.
- Нежданов А.А., Пономарев В.А., Туренков Н.А., Горбунов С.А. Геология и нефтегазоносность ачимовской толщи Западной Сибири. М.: Академия горных наук, 2000. 248 с.
- Онищук Т.М., Наумов А.Л., Векслер Л.А. Корреляция продуктивных пластов нижнего мела в Среднеобской НГО // Геология нефти и газа. 1976. № 6. С. 32–37.
- Палеобиофации нефтегазоносных волжских и неомских отложений Западно-Сибирской плиты / Ред. А.В. Гольберт, А.Э. Конторович. М.: Недра, 1978. 87 с.
- Рудкевич М.Я. Закономерности размещения нефтегазоносных территорий в пределах Западно-Сибирской плиты в связи с основными чертами ее тектоники // Тр. ЗапСибНИГНИ. Вып. 3. М.: Недра, 1967. С. 38–45.
- Сердюк З.Я., Полканова В.Б., Слепокурова Л.Д. К вопросу влияния тектоники на рельеф дна и осадконакопление в морском бассейне раннего мела (Западная Сибирь) // Пути реализации нефтегазового потенциала ХМАО. Ханты-Мансийск: ИздатНаукаСервис, 2004. Т. 1. С. 221–232.
- Сердюк З.Я., Слепокурова Л.Д., Зубарева Л.И. и др. Особенности осадконакопления берриас-ранневаланжинских отложений в центральной части Западной Сибири // Пути реализации нефтегазового потенциала ХМАО. Ханты-Мансийск: ИздатНаукаСервис, 2005. Т. 1. С. 215–223.
- Сердюк З.Я., Слепокурова Л.Д., Зубарева Л.И. и др. Обзор и сопоставление моделей осадконакопления ачимовской толщи неокома // Геофизика. Спец. выпуск. 2006. С. 67–70.
- Сурков В.С., Жеро О.Г. Фундамент и развитие платформенного чехла Западно-Сибирской плиты. М.: Недра, 1981. 143 с.
- Шпильман В.И., Солопахина Л.А., Пятаков В.И. Новая тектоническая карта центральных районов Западной Сибири // Пути реализации нефтегазового потенциала ХМАО. Ханты-Мансийск, 1999. С. 96–122

К РАСЧЛЕНЕНИЮ НИЖНЕМЕЛОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ДАГЕСТАНА (СЕВЕРНЫЙ КАВКАЗ)

В.А. Снежко

*Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П. Карпинского,
Санкт-Петербург*

THE DIVIDING OF THE LOWER CRETACEOUS DEPOSITS OF DAGESTAN (NORTHERN CAUCASUS)

V.A. Snezhko

A.P. Karpinsky All-Russian Geological Research Institute, Saint-Petersburg

При проведении геолого-съёмочных работ на Восточном Кавказе, в междуречье Казикумухское Койсу–Уллучай, развитые там нижнемеловые отложения на основании литологических особенностей разреза были разделены на кулимеэрскую, турклитаускую, гапшиминскую, левашинскую, гундаринскую и хаджалмахинскую свиты. Нижнемеловые отложения этого района относятся к Дагестанской структурно-фациальной зоне, они входят в состав мальм-эоценового структурного этажа, участвуя в строении верхнеюрско-валанжинского карбонатного и готерив-альбского карбонатно-терригенного комплексов, слагая крылья синклинали (Хаджалмахинской, Акушинской, Чохской и др.) и антиклинальных (Кулимеэрской, Гергебильской, Турклитауской др.) складок в пределах Акуша-Цудахарской складчатой зоны и северо-восточное крыло Викринской антиклинали в Джудуга-Викринской антиклинальной зоне. Они накапливались в мелководных морских условиях и характеризуются относительно небольшими мощностями. Выделенные свиты прослеживаются в разрезах нижнего мела восточнее и южнее указанного междуречья.

Кулимеэрская свита (K_{1kl}). Свита названа по горе Кулимеэр (бассейн р. Казикумухское Койсу), где разрез ее наиболее хорошо изучен. Она прослеживается на юго-восток до с. Маджалис, где эти отложения размыты [Мордвилко, 1962]. Вновь выходы свиты появляются восточнее, на р. Рибас, откуда она прослеживается до горы Шахдаг. В западном направлении кулимеэрская свита с незначительными перерывами прослеживается до р. Шароаргун (Чеченская республика). В центральной части разрез свиты (мощностью от 10 до 30 м) в нижней части сложен осадочными брекчиями, алевролитами и глинами с прослоями доломитов, в верхней части преобладают доломиты и известняки. Иногда в основании его наблюдаются конгломераты с галькой подстилающих верхнеюрских известняков. К терригенной части разреза приурочены линзовидные тела целестина. В юго-восточном направлении терригенная часть постепенно исчезает из разреза, и в районе горы Шахдаг он становится преимущественно карбонатным. Западнее р. Казикумухское Койсу свита представлена известняками и доломитами с линзами гипса, прослоями аргиллитов и алевролитов.

Мощность свиты от 8–10 до 100 м. Свита на большей части своего распространения с угловым несогласием залегает на среднеюрских образованиях, а местами с размывом – на верхнеюрских известняках.

На основании органических остатков [Леонов, Логинова, 1956; Мордвилко, 1962; Снежко и др., 1983] возраст свиты определяется как берриасский, однако о полноте яруса судить довольно трудно. По находкам аммонитов можно сделать вывод о том, что свита соответствует не только нижней зоне берриаса – *Berriasella jacobii*, но и вышележащим. Кроме того, двустворки и комплекс брахиопод, а также морские ежи вида *Toxaster granosus*, характерные для берриасских отложений Крыма, Мангышлака и Центральной Азии [Богданова и др., 2004], подтверждают берриасский возраст свиты.

Турклитауская свита (K_{1tr}). Названа по горе Турклитау, в 3 км севернее которой находится её стратотипический разрез, где он представлен пелитоморфными известняками. Аналогичный состав свиты сохраняется на всей площади ее распространения – от бассейна р. Шароаргун до горы Шахдаг. Иногда в ее кровле появляются прослои мелкооолитовых известняков, изредка с многочисленными обломками криноидей. В районе Цудахарского выступа [Мордвилко, 1962] свита отсутствует, что обусловлено существованием во время осадконакопления локальных поднятий. В этих случаях мергели кулимеэрской свиты перекрываются гапшиминской свитой. В большинстве разрезов мощность свиты колеблется в интервале 25–45 м, иногда до 70 м.

На мергелях и доломитах кулимеэрской свиты известняки турклитауской свиты в большинстве случаев залегают согласно, с более древними отложениями свита имеет трансгрессивный контакт с прослоем брекчий в основании. Верхняя граница с гапшиминской свитой резкая, согласная, иногда с незначительным размывом.

Валанжинский возраст свиты косвенно подтверждается находками характерной фауны двустворчатых и брюхоногих моллюсков и морских ежей; возможно, что нижняя часть турклитауской свиты может относиться к верхам берриасского яруса.

Гапшиминская свита (K_{1gp}). Свита названа по с. Гапшима, в районе которого находится её стратотипический разрез. По литологическим особенностям разрез свиты в междуречье Акуша–Кумух разделяется на две подсвиты: нижнюю карбонатно-терригенную и верхнюю карбонатную. Нижняя подсвита имеет четко выраженное трехчленное строение: нижняя и верхняя пачки – песчано-глинистые, а средняя – известняковая. Верхняя подсвита распространена более широко, разрез её более выдержан и представлен известняками с редкими прослоями глин. Мощность свиты здесь составляет до 198 м. К западу и востоку от стратотипического района свита (мощностью от 100 до 300 м) сложена песчаниками с отдельными горизонтами известняков.

Свита без видимых признаков перерыва залегает на известняках турклитауской свиты, иногда с местными перемычками. У с. Цудахар и на хр. Лес она с несогласием перекрывает породы кулимеэрской свиты и

более древние, вплоть до среднеюрских. Верхняя граница свиты проводится в основании песчано-алевролитовых пород левашинской свиты.

В нижней песчано-глинистой пачке нижней подсвиты собраны брахиоподы раннеготеривского возраста (определения Л.Г. Долгих), а в известняках верхней подсвиты – позднеготеривские аммониты [Мордвилко, 1962; Снежко, Овсепянц, 1985].

Левашинская свита (K_{1lv}). Свита названа по с. Леваше и представлена мелкозернистыми глауконитовыми и известковистыми песчаниками, алевролитами, глинами с прослоями мергелей и устричных известняков. В пределах описываемого междуречья состав свиты достаточно выдержанный, но с запада на восток отмечается уменьшение песчаности разреза, и в Южном Дагестане она сложена карбонатными глинами с прослоями известняков, в верхах – песчаников. Западнее р. Казикумухское Койсу левашинская свита сложена карбонатными песчаниками и устричными ракушками. Мощность свиты колеблется от 100 до 230 м.

Породы левашинской свиты согласно перекрывают гапшиминскую свиту (однако местами отмечаются локальные перемавы) и согласно перекрываются гундаринской свитой.

Рассматриваемые отложения богаты фауной двустворчатых моллюсков, однако большая их часть представлена транзитными видами, имеющими широкое стратиграфическое распространение. Барремский возраст свиты определяет комплекс двустворчатых моллюсков и брахиопод [Снежко и др., 1983].

Гундаринская свита (K_{1gn}). Названа по с. Гундара, в окрестностях которого разрез свиты хорошо фаунистически охарактеризован [Мордвилко, 1962; и др.]. Свита сложена песчаниками, глинами, алевролитами и пачками их тонкого переслаивания и по литологическому составу делится на три подсвиты: нижнюю и верхнюю – песчано-глинистые и среднюю – песчаниковую. В средней и верхней частях свиты встречаются шарообразные песчано-известковые конкреции размером до 2 м в диаметре, наличие которых характерно для среднеаптских отложений Закаспия. Обычно к таким конкрециям приурочены многочисленные остатки богатой в систематическом отношении фауны [Богданова и др., 2004]. Свита литологически выдержана, хотя в северном направлении одновременно с уменьшением мощности в разрезе отмечается постепенное увеличение песчанистого материала. Характерной чертой свиты является наличие в основании разреза зеленовато-серых песчаников с многочисленной фауной аммонитов и горизонта "мусорного" песчаника с прослоем песчанистого мергеля с многочисленными остатками фауны ("деезитовый" горизонт), а также наличие многочисленных горизонтов сгущения фауны различных аммонитовых зон. В Южном Дагестане к гундаринской свите относится толща глин с прослоями алевролитов и песчаников, а в Западном Дагестане – глины и алевролиты с горизонтами массивных песчаников с крупными септариевыми конкрециями. Наибольшая мощность свиты (около 500 м) отмечается в районе с. Акуша, а на север и северо-восток она сокращается до 160–350 м.

Свита согласно, местами с размывом, залегает на левашинской свите. Верхняя граница свиты проводится по подошве карбонатных пород хаджалмахинской свиты, вдоль контакта почти повсеместно фиксируется размыв.

Фаунистически гундаринская свита среди нижнемеловых отложений Дагестана является одной из наиболее полно охарактеризованных различными видами фауны, а разрез у с. Акуша считается [Богданова и др., 2004] наиболее полным разрезом апта Дагестана, так как здесь встречаются аммониты всех зон апта и наблюдается палеонтологически охарактеризованная граница с нижним альбом.

Хаджалмахинская свита (K_{1hd}). Свита названа по с. Хаджалмахи, в районе которого находится её стратотип. Эти отложения являются переходными от терригенного цикла осадконакопления к карбонатно-терригенному и карбонатному и представлены чередованием пепельно-серых карбонатных глин и мергелей. В центральной части района разрез свиты достаточно выдержан, нижняя часть преимущественно глинистая, а верхняя – существенно мергельная, здесь же вблизи кровли свиты отмечаются прослои известковых песчаников с многочисленной фауной ауцеллин ("ауцеллиновые" слои). В западном и восточном направлении доля мергелей в составе свиты уменьшается, мощность свиты сокращается от 102 м в окрестностях с. Гергебиль до 20–50 м на флангах, а местами до полного выклинивания.

Хаджалмахинская свита с размывом залегает на гундаринской свите, с прослоем конгломерата в основании, иногда видимых следов размыва не фиксируется, и черные некарбонатные глины гундаринской свиты постепенно сменяются глинами хаджалмахинской.

В междуречье Халагорк–Хохборт (в центральной части района) в хаджалмахинской свите обнаружены представители многих аммонитовых зон альбского яруса. Нижние горизонты свиты в бассейне р. Халагорк охарактеризованы нижнеальбской фауной, в бассейне р. Постегарт была собрана фауна второй зоны нижнего альба. Средний альб охарактеризован находками *Hoplites* sp. ind. и *Daghestanites* sp. ind. Все это свидетельствует об отсутствии в течение альбского века стратиграфического перерыва, предполагавшегося предыдущими исследователями [Мордвилко, 1962; Самышкина, 1983; и др.]. В верхней части свиты были найдены верхнеальбские аммониты, за исключением аммонитов враконской части альба. Однако в верхних слоях свиты наблюдаются скопления раковин *Aucellina gryphaeoides* Sow. Этот вид в Закаспии характеризует самые верхние горизонты альбского яруса, пограничные с сеноманом [Богданова и др., 2004].

Таким образом, выделенные свиты отчетливо отличаются друг от друга литологическими особенностями, а возраст их надежно обоснован палеонтологическими данными. Предлагаемые свиты коррелируются со стратиграфическими подразделениями, предложенными для смежных районов Кавказа [Саламатин, 1979; Меловые отложения..., 1980; Ткачук, 1980], отличаясь деталями литологического строения.

Литература

Богданова Т.Н., Бугрова Э.М., Гаврилова В.А. и др. Атлас важнейших групп фауны мезозойско-кайнозойских отложений Северного Кавказа и Предкавказья. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ. 2004. 126 с.

Леонов Г.П., Логинова Г.А. Основные черты геологического развития Дагестана в эпоху верхней юры и валанжина // Уч. записки МГУ. Сер. геол. 1956. Вып. 176. С. 87–103.

Меловые отложения обрамления Каспийского моря / Ред. М.М. Алиев. М.: Наука, 1980. 243 с.

Мордвилко Т.А. Нижнемеловые отложения Северного Кавказа и Предкавказья. Ч. 2. М.-Л.: Изд-во АН СССР, 1962. 294 с.

Саламатин А.Е. Региональная стратиграфическая схема нижнего мела Северо-Восточного Кавказа // Изв. СевКав. НЦВШ. Сер. естеств. наук. 1979. № 2.

Самышкина К.Г. Фораминиферы и стратиграфия меловых отложений Восточного Кавказа. М.: Наука, 1983. 168 с.

Снежко В.А., Овсепянц Ю.А. К стратиграфии нижнемеловых отложений хр. Лес (Восточный Дагестан) // Тез. докл. VI конф. по геологии и полезн. ископаемым Северного Кавказа. Ессентуки, 1985. С. 57–58.

Снежко В.А., Энна Н.Л., Дзетовецкий М.Б. и др. Отчет Восточно-Дагестанской ГСР по работам 1977–1982 гг. в Дагестанской АССР. Ессентуки, 1983.

Ткачук А.Е. Региональная стратиграфическая схема центральной части Северного Кавказа и Предкавказья // Тез. докл. V конф. по геологии и полезн. ископаемым Северного Кавказа. Ессентуки, 1980. Кн. 1. С. 61–66.

ИСКОПАЕМЫЕ ИЗОЭТОПСИДА И РЕАБИЛИТАЦИЯ ИХ ОПРЕДЕЛЕНИЙ В МЕЛОВЫХ ФЛОРАХ СИБИРИ

Н.С. Снигиревская

Ботанический институт им. В.Л. Комарова РАН, Санкт-Петербург

FOSSIL ISOETOPSIDS AND REHABILITATION A.N. KRYSHTOFOVICH'S FINDS IN CRETACEOUS FLORAS OF SIBERIA

N.S. Snigirevskaya

Komarov Botanical Institute of RAS, Saint-Petersburg

Для начальной и современной фаз эволюции плауновидных для всех наземных флор характерно абсолютное господство травянистых форм. Наиболее древние из них – *Baragwanathia* (Австралия, поздний силур) Канада, ранний девон), *Asteroxylon* (Шотландия, ранний девон) и *Leclercqia* (Канада, ранний девон). В среднем девоне их таксономическое разнообразие значительно расширилось, но все они были вечнозелеными, равноспоровыми, мелкими, ползучими растениями со слегка приподнимающимися над поверхностью земли верхушками олиственных побегов, как у современных плаунов. Только у *Leclercqia* отмечена лигула.

По-разному понимают объем и статус изоэтопсид. Здесь принята концепция А.Л. Тахтаджяна, который выделяет класс Isoetopsida с шестью порядками, в том числе Isoetales с одноименным семейством. Появление этого класса на арене геологической истории связывают с развитием лигулы и разноспоровости, впервые отмеченной в позднем девоне у предположительно древовидных *Jurinodendron* (= *Cyclostigma*), *Helenia* и *Barsotrobus*. Однако, по нашим наблюдениям [Снигиревская, 1987], явной древовидности у них не наблюдается. Например, наличие адвентивных корней на дорсивентральных олиственных стеблях *Helenia* подтверждает ее травянистый облик. Резко отличается от этих форм небольшое травянистое прямостоячее растение с неветвящимся стеблем *Clevelandodendron* из верхнего девона Охайо [Chitaleu, Pigg, 1996], внешне сходное с разноспоровой *Chaloneria* из верхнего пенсильвания США. Он рассматривается как родоначальник филума изоэтопсид, максимальная редукция вегетативной сферы которых завершилась к середине мела с появлением групп родов порядка Isoetales.

К Isoetopsida обычно относят хорошо известные гигантские листопадные плауновидные. У них известны разноспоровость и лигула, погруженная в листовые подушки, строение которых в плане имеет диагностическое значение. Наиболее древние роды с высокоподнятыми и обильно разветвленными кронами появились в раннем карбоне Евразийской палеофлористической области [Мейен, 1970]. Растения *Lepidodendron*, *Lepidophloios*, *Sigillaria* и другие достигали 30 м в высоту при толщине стволов 1–2 м и вполне оправдывали эпитет “древовидные”. Настоящего процветания, наряду с древовидными формами хвощевидных, настоящих и семенных папоротников, гигантские плауновидные достигли в заболоченных лесах среднего карбона. Для них были характерны обильно ветвящиеся, горизонтально распростертые подземные органы, называемые стигмариями (от лат. stigma – глазок, так как они покрыты многочисленными круглыми рубцами от боковых корешков), адаптированные к залеганию в маломощном корнеобитаемом горизонте карбоновых торфяников. В раннем карбоне Евразийской области наряду с настоящими древовидными продолжалось широкое развитие травянистых, безлигульных, равноспоровых (*Lycopodites*, *Carinostrobus*) и разноспоровых плауновидных – *Paurodendron*, *Hizemodendron*, *Oxroadia*, *Selaginellites* и др. [Thomas, 1997]. Последние чаще также рассматриваются в рамках филума изоэтопсид (порядок Selaginellales).

В раннем карбоне умеренных и высоких широт Сибири, в частности в Ангарской палеофлористической области, плауновидные были представлены иными жизненными формами, не имели стигмарий и не ветвились [Мейен, 1980, 1990]. При этом, как вечнозеленые растения маноксилического типа, они были сложены в основном чувствительными к резким понижениям температуры воздуха паренхимными тканями при слабом

развитии проводящей системы и вторичной коры. Это свидетельствует о том, что в Сибири в условиях полярной ночи они не могли быть древовидными прямостоячими “растениями-палками”, как предполагал С.В. Мейен [1980]. По-видимому, они были или наземными, но ползучими растениями, с боковыми корнями, подобно *Helenia*, или вертикальными, но полупогруженными в воду, или даже водными формами. Большинство из них представлено в ископаемом виде небольшими фрагментами стеблей диаметром 5–8 см, за исключением *Tomiodendron*, для которого указано 30 см со знаком вопроса [Мейен, 1990]. Однако, как показало изучение *Takhtajanodoxa* (типичного представителя Isoetopsida с лигулой и разноспоровостью) в нижнем триасе Сибири, толщина стебля плауновидных не является прямо пропорциональной высоте ствола [Снигиревская, 1980]. Реконструкция жизненной формы не может основываться только на измерении его диаметра. В сибирских флорах пермского и триасового периодов встречены только травянистые плауновидные, несмотря на значительную толщину стебля на отпечатках.

Для понимания эволюции мезозойских изозтопсида Сибири наиболее интересны невысокие разноспоровые растения *Viatcheslavia*, *Signacularia* из Печорского бассейна, *Pleuromeia*, широко известная в триасовых флорах Северного полушария [Мейен, 1970, 1980; Снигиревская, 1980; Skog, Hill, 1992]. В составе теплолюбивых флор за пределами тропической зоны в условиях аномального климата Сибири, по-видимому, появились жизненные формы, полупогруженные в воду и приспособленные, подобно современным изозтовым, к обитанию во влажном субстрате или водной среде, наиболее стабильной в отношении температуры. На рубеже перми и триаса возникли и продолжили их существование в юре такие роды, как *Tomiostrabus*, *Takhtajanodoxa*, *Isoetites*, *Isoetopsis* (обсуждению их статуса посвящается специальная статья) с вертикальным стеблем и незначительным вторичным ростом древесины при малой высоте растений. В отличие от древовидных форм они относятся к травянистым растениям с одревесневающим стеблем, именуемым вместе с подземной ризоморфой “каудексом”. Предполагают, что они могли быть непосредственными предками шильниковых или полушильниковых (порядок Isoetales), представленных в современной флоре Старого Света, в том числе в Сибири, всего одним родом *Isoetes*.

В Сибири, где на протяжении всего мезозоя наблюдался режим повышенной геодинамической активности, продуцирующий возникновение огромного разнообразия ландшафтов, травянистые изозтопсида могли обитать в широком диапазоне условий, как и современные растения [Филин, 1978]. Ныне наземные формы обитают на влажных травянистых лугах с постоянным подтоплением грунтовыми водами, на выходах скальных пород при значительной влажности воздуха, а некоторые, как современный *Stylites* (только Перуанские Анды), по-видимому, были приспособлены к известняковым субстратам и суровым условиям высокогорья. Земноводные формы могли расти на дне мелких временных водоемов с переменным возобновлением (отмеченным у триасовых и меловых находок [Снигиревская, 1980]) и периодами покоя с утратой позднее отрастающих листьев; на песчаных донных грунтах в прибрежной зоне неглубоких проточных водоемов, в высокогорных олиготрофных озерах со слабокислой или часто ультрапресной водой, на силикатных породах. Последний тип экотопы с захоронением *Takhtajanodoxa in situ* был обнаружен в нижнетриасовых вулканогенных отложениях близ пос. Амо на Нижней Тунгуске [Там же]. Изозтопсида легко расселялись в смежные области, достигнув флор Австралии и Африки, что, очевидно, еще раз подтверждает связь между древними континентами Ангаридой и Гондваной [Снигиревская, 1989]. В публикациях отмечены находки в юре Сибири травянистых представителей изозтопсида только из порядка Selaginellales. Однако есть основание предполагать, что остатки представителей Isoetales в коллекциях юрских растений Сибири относят к группе проблематичных фитофоссилий из-за трудностей их идентификации.

Для нижнего мела Сибири ссылки на достоверных представителей Isoetales не вызывают сомнения [Криштофович, 1953; Вахрамеев, 1964]. Известно, что в течение мелового периода имела место дальнейшая, весьма значительная редукция потомков раннемезозойских изозтопсид [Thomas, 1997]. Это привело к возвращению фазы господства мелких травянистых форм, как на ранней стадии эволюции плауновидных. Для меловых форм было характерно уменьшение размеров отдельных особей с вертикальным стеблем от нескольких до 25 см в высоту, как, например, у *Isoetopsis*, *Isoetites* и *Nathorstiana* из меловых и третичных отложений Старого и Нового Света [Криштофович, 1953; Skog, Hill, 1992]. По сборам М.С. Чихачева в нижнем мелу в окрестностях пос. Заводоуковска (близ г. Тюмени) в Западной Сибири был детально изучен *Isoetopsis choffatii* (Saporta) Saporta [Криштофович, 1953], описанный в свое время из нижнемеловых отложений Португалии. Позднее этот вид был отмечен в покуровской свите в нижнем мелу (апте-альбе) Западно-Сибирской низменности. На материалах, собранных А.Д. Поповой в верхнемеловых отложениях в бассейне р. Колымы, А.Н. Криштофовичем [1953] был описан *Isoetites onkilonicus* Krysht. Его данные корректно интерпретированы и действительно обнаружены. Однако этот вид был переведен в род *Locyuma* с созданием комбинации *L. onkilonica* (Krysht.) Samyl. [Самылина, 1976, 1988] и отнесен к мохообразным. Автор ошибочно рассматривала верхушки спорофиллов как их основания. Базисом А.Н. Криштофовича [1953] и его определения систематической принадлежности фоссилий, безусловно, подлежат реабилитации. Отмеченные в изобилии остатки изозтопсида в верхнем мелу в р-не Колымы [Самылина, 1976] и в Северном Приохотье в составе аркагалинской флоры, причем с хорошо выраженной разноспоровостью [Самылина, 1988], представляют большой интерес как для эволюции группы в целом, так и для реконструкции палеоэкологических обстановок в районе исследований. Упразднение изозтопсида в составе позднемеозойских флор Сибири вызывало удивление, так как противоречило магистральной линии эволюции плауновидных к концу мелового периода в целом и в Сибирском регионе в частности.

Литература

Вахрамеев В.А. Юрские и раннемеловые флоры Евразии и палеофлористические провинции этого времени. М., 1964. 261 с.

- Криштофович А.Н. Некоторые загадочные растения меловой флоры и их значение для филогении // Тр. ВСЕГЕИ. Палеонтол. и стратигр. М., 1953. С. 17–37.
- Мейен С.В. Каменноугольные флоры // Палеозойские и мезозойские флоры Евразии и фитогеография этого времени. М., 1970. С. 43–110.
- Мейен С.В. “Вымерший” климат // Ежегодник “Земля и люди”. М., 1980. С. 18–25.
- Мейен С.В. Теоретические проблемы палеоботаники. М., 1990. 286 с.
- Самылина В.А. Меловая флора Омсукчана. Л., 1976. 130 с.
- Самылина В.А. Аркагалинская стратофлора Северо-Востока Азии. Л., 1988. 129 с.
- Снигиревская Н.С. *Takhtajanodoxa* Snig. – новое звено в эволюции плауновидных // Систематика и эволюция высших растений. Л., 1980. С. 45–53.
- Снигиревская Н.С. О так называемой лепидодендропсисовой флоре Донецкого бассейна и ее геологическом возрасте // Ботан. журн. 1987. Т. 72. № 12. С. 1561–1571.
- Снигиревская Н.С. Еще раз о статусе рода *Pleuromeia* Corda // Вопросы палеофлористики и стратиграфии. Л., 1989. С. 74–88.
- Филин В.Р. Класс полушниковые // Жизнь растений. М., 1978. Т. 4. С. 112–122.
- Chitaley S., Pigg K.B. *Clevelandodendron ohioensis* gen. et sp. nov., a slender upright lycopsid from the Late Devonian Cleveland shale of Ohio // Amer. J. Botany. 1996. Vol. 83. No. 6. P. 781–789.
- Skog J.E., Hill C.R. The Mesozoic herbaceous lycopsids // Ann. Mo. Bot. Gard. 1992. Vol. 79. No. 3. P. 648–675.
- Thomas V.A. Upper Carboniferous herbaceous lycopsids // Rev. Palaeobot. Palynol. 1997. Vol. 95. P. 129–153.

**ПЕРВЫЕ НАХОДКИ АММОНИТОВ *ACANTHOSCAPHITES TRIDENS* (KNER, 1848)
В МААСТРИХТЕ (ВЕРХНИЙ МЕЛ) ВЕРХНЕГО ТЕЧЕНИЯ Р. ТОБОЛ (ЮЖНОЕ ЗАУРАЛЬЕ)**

Е.С. Соболев, В.А. Маринов

Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН, Новосибирск

**THE FIRST FINDS OF AMMONITES *ACANTHOSCAPHITES TRIDENS* (KNER, 1848)
IN THE MAASTRICHTIAN (UPPER CRETACEOUS) IN THE TOBOL UPPER REACHES
(SOUTHERN TRANSURALIAN)**

E.S. Sobolev, V.A. Marinov

Trofimuk Institute of Petroleum Geology and Geophysics, SB RAS, Novosibirsk

Acanthoscaphites tridens (Kner, 1848) – это крупный скафитовый аммонит, имеющий большое значение для стратиграфии маастрихтского яруса Европейской палеобиогеографической области (ЕПО). Он известен из маастрихта Бельгии, Нидерландов, Дании, Германии, Центральной Польши, Западной Украины, Крыма, Северного Донбасса, Поволжья и Урало-Эмбенской области [Kner, 1848; Schluter, 1871–1876; Найдин, 1974; и др.]. Диапазон его стратиграфического распространения в разрезах Западной Европы и Западной Украины ограничен четырьмя белемнитовыми зонами нижнего маастрихта: *Belemnella lanceolata*, *B. pseudobtusa*, *B. obtusa* и *B. sumensis* [Kennedy, Summesberger, 1987; Birkelund, 1993; Jagt et al., 1999; Neibuhr, 2003].

В зональной стратиграфической схеме верхнего мела Восточно-Европейской платформы *Acanthoscaphites tridens* используется в качестве вида-индекса нижней зоны маастрихтского яруса [Олферьев, Алексеев, 2003]. До последнего времени этот вид в разрезах верхнего мела востока ЕПО (Южное Зауралье, юг Западной Сибири) не был известен.

В 2005 году нами были изучены естественные выходы маастрихтского яруса по р. Уй (левому притоку р. Тобол) в окрестностях поселка Каменка, расположенного в 25 км к востоку от г. Троицка. В обнажении ниже устья р. Каменки (Каменного лога) наблюдалась наиболее полная последовательность маастрихтских отложений (рисунок), снизу вверх: 1) мергели желтовато-светло-серые, песчанистые, видимая мощность 12 м; 2) пески темно-зеленовато-серые, глауконитово-кварцевые, с гравием в верхней части, мощность 3 м. Выше с размывом залегают опоки светло-серые с желтоватым оттенком, видимой мощностью 2 м, вероятно, палеоценового возраста.

А.П. Сигов [1969] относил толщу мергелей данного обнажения к верхнему маастрихту на основании определения содержащихся в ней белемнитов, бакулитов, наутилитов и двустворок.

В результате наших исследований были обнаружены три крупных экземпляра скафитовых аммонитов, определенных нами как *Acanthoscaphites tridens* (Kner, 1848) (2 экз.) и *A. tridens innodosus* (Najdin, 1974). Аммониты были найдены в крупных слабоокатанных глыбах мергеля на речных косах непосредственно под обнажением и приблизительно в 100 м ниже по течению. Судя по матриксу, они происходят из слоя 1 обнажения, расположенного ниже р. Каменки. Извлеченные из матрикса аммонитов фораминиферы принадлежали одному комплексу, характерными видами которого являются *Spiroplectammina variabilis* Neckaja, *Valvulineria imitata* (Olsson), *Valvulinoides umovi* (Kyprianova), *Cibicides gankinoensis* Neckaja, *C. globigeriniformis* Neckaja, *Anomalinoidea pinguis* (Jennings), *Cibicidoides eriksdalensis primus* Podobina, *Bolivina decurrens* Ehrenberg. Тот же комплекс фораминифер был определен в обнажении в средней части толщи мергелей слоя 1.

Таким образом, обнаруженные на речных косах аммониты происходят из мергелей слоя 1 обнажения, расположенного ниже р. Каменки. Отсутствие выше по течению реки, по крайней мере, на расстоянии трех километров, каких-либо выходов верхнего мела, подверженность мергелей быстрому разрушению в водной среде и невозможность перемещения данных пород водными потоками на значительные расстояния также могут служить подтверждением вышесказанному.

На основании наших наблюдений на реке Уй можно сделать следующие выводы по стратиграфии и палеобиогеографии маастрихтского яруса бассейна верхнего течения р. Тобол.

1. Толща мергелей по находкам вида-индекса относится к зоне *Acanthoscaphites tridens* (нижний маастрихт) и, таким образом, имеет более древний возраст, чем считалось ранее. Пески, залегающие без видимого перерыва на толще мергелей и перекрывающиеся гравеллитами (свидетельство перерыва), вероятно, образовались в более позднее маастрихтское время.

2. Установление зоны *Acanthoscaphites tridens* позволяет проводить прямую корреляцию стратиграфической схемы маастрихтского яруса Южного Зауралья и, возможно, юга Западной Сибири со схемами яруса южных областей Восточно-Европейской платформы и Западной Европы, в том числе со стратотипом яруса в окрестностях г. Маастрихта (Нидерланды).

3. В раннем маастрихте возникали кратковременные связи между фаунами Западной Европы, южных областей Восточно-Европейской платформы, Южного Зауралья и, вероятно, юга западной Сибири.

4. Проникновение западно- и восточно-европейских фаун в акватории Южного Зауралья и юга Западной Сибири происходило через Аятский (Орский) и Тургайский проливы во время максимального развития раннемаастрихтской трансгрессии, совпавшей, вероятно, с климатическим оптимумом.

Литература

Найдин Д.П. Класс *Serphalopoda* – головоногие. Надотряд *Ammonoidea* – аммоноидеи // Атлас верхнемеловой фауны Донбасса. М.: Недра, 1974. С. 158–195.

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

Сигов А.П. Металлогения мезозоя и кайнозоя Урала. М.: Недра, 1969. 296 с.

Birkelund T. Ammonites from the Maastrichtian White Chalk of Denmark // Bull. Geol. Soc. Denmark. 1993. Vol. 40. P. 33–81.

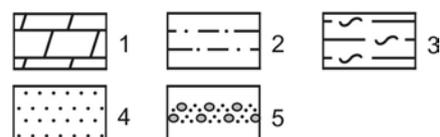
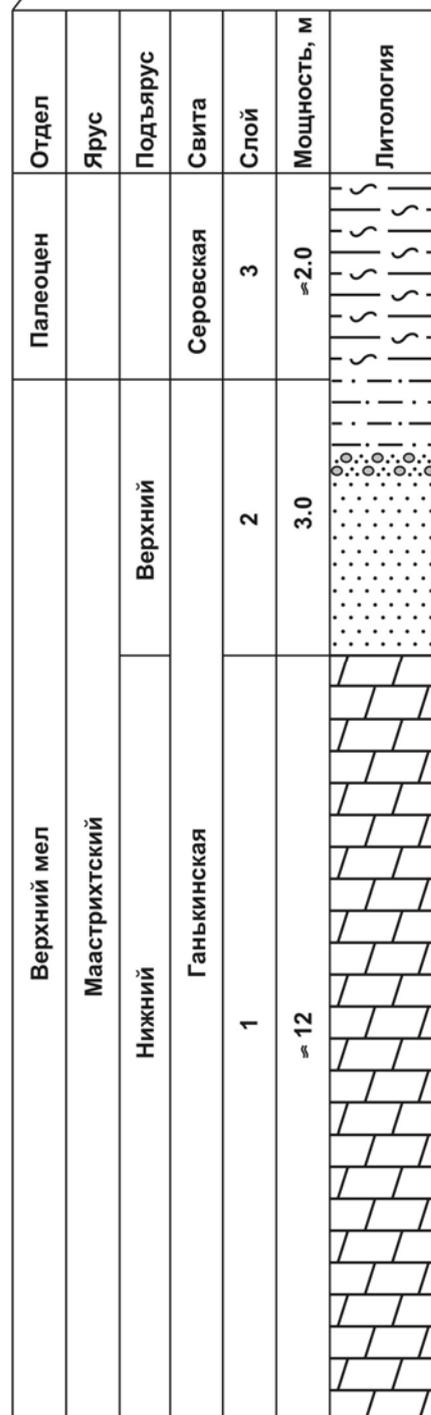
Jagt J.W.M., Kennedy W.J., Machalsky M. Giant scaphitid ammonites from the Maastrichtian of Europe // Bull. Inst. Roy. Sci. Natur. Belgique. Sci. Terre. 1999. Vol. 69. P. 133–154.

Kennedy W.J., Summesberger H. Lower Maastrichtian ammonites from Nagoryany (Ukrainian SSR) // Beitr. Paläont. Österreich. 1987. Bd. 13. S. 25–78.

Kner R. Versteinerungen des Kreidemergels von Lemberg und seiner Umgebung // Haidingers Naturwissenschaftliche Abhandlungen. 1848. Bd. 2. S. 1–42.

Neibuhr B. Late Campanian and Early Maastrichtian ammonites from the white chalk of Kronsmoor (northern Germany) – taxonomy and stratigraphy // Acta Geol. Polonica. 2003. Vol. 53. No. 4. P. 257–281.

Schluter C. Cephalopoden der oberen deutschen Kreide // Palaeontographica. 1871–1876. Bd. 21–24. S. 1–264.



Разрез верхнего мела и палеоцена на р. Уй.

1 – мергели; 2 – алевроиты; 3 – алевролиты кремнистые; 4 – песчаники; 5 – фосфоритовые конкреции.

СРАВНЕНИЕ ТАНАТОЦЕНОЗОВ СЕНОМАНСКИХ ПЛАНКТОННЫХ ФОРАМИНИФЕР ИЗ ВЫСОКИХ ШИРОТ ЮЖНОГО ПОЛУШАРИЯ И НЕКОТОРЫХ РАЗРЕЗОВ ЮГА РОССИИ И БЛИЖАЙШЕГО ЗАРУБЕЖЬЯ

Е.А. Соколова

Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва

COMPARISON OF THE CENOMANIAN PLANKTONIC FORAMINIFERAL THANATOCENOSES FROM HIGH LATITUDES OF THE SOUTHERN HEMISPHERE, WITH THOSE FROM SECTIONS OF NEAREST TO RUSSIA COUNTRIES

E.A. Sokolova

P.P. Shirshov Institute of Oceanology of RAS, Moscow

В настоящей работе сравниваются сеноманские комплексы планктонных фораминифер (ПФ) по 27 скважинам глубоководного бурения (собственные данные) и из ряда разрезов Польши [Peryt, 1980], Мангышлака и Прикаспия [Найдин и др., 1993], в которых вскрываются морские отложения. Климатические зоны, соответствующие разным типам водных масс, были выделены для трех временных срезов сеномана (94, 96 и 98 млн лет). Для каждой скважины и каждого разреза было подсчитано число раковин видов ПФ, относящихся к разным климатическим группам, и определено их соотношение. Районы с разными показателями этих соотношений были отнесены к разным типам танатоценозов. Климатические зоны выделялись на основании пространственного распределения последних. Последовательность исследований, в соответствии с нашей методикой [Соколова, 1998], ведется от молодых и, следовательно, более изученных временных интервалов к более древним. В результате для позднего, затем для среднего и, наконец, для раннего сеномана были выделены четыре основных типа танатоценоза: бореальный, австралийский, промежуточный и тетический. Размеры выделенных зон и очертания их границ плавно менялись в течение сеномана. Положение этих зон и их климатическая сущность подтверждаются рядом палеотемпературных оценок [Huber et al., 2002; Petrizzo, 2002; Wilson, Cooper, 2002].

Проследив за ходом климатических изменений, можно сделать следующие наблюдения. Начало сеномана характеризуется относительно тепловодными условиями (рис. 1). Чисто австралийский тип танатоценоза, отличающийся предельной обедненностью родового состава ПФ и доминирующим содержанием (до 85 %) видов умеренной группы, обнаружен только в южной части Фолклендского плато и вскрыт тремя скважинами в Индийском океане. Северная граница австралийской зоны проходила в районе 50° ю.ш. (здесь и далее имеются в виду палеошироты). Несколько севернее в Индийском океане небольшую акваторию занимала переходная теплоавстралийская зона (см. рис. 1). Аналогичная картина наблюдалась в Северном полушарии. Переход от бореальной зоны к промежуточной тоже был постепенным: фрагмент переходной теплобореальной зоны фиксируется в Атлантическом океане. Ее южная граница проходила на широте 30° с.ш. Это свидетельствует о том, что в высоких широтах Южного полушария было значительно теплей, чем в Северном полушарии. Вскрытые в разрезах Польши отложения характеризуются бореальным типом танатоценоза, а в прикаспийских разрезах – промежуточным. Кроме этого, нижнесеноманские комплексы ПФ промежуточного типа установлены в семнадцати скважинах (см. рис. 1). Такие комплексы включают 20–25 видов, из них не менее 12 относятся к субтропической группе. Они составляют 55–60 % по численности. Виды умеренной группы встречаются почти во всех разрезах, но они имеют подчиненное значение.

В среднем сеномане границы климатических зон немного сместились к полюсам (рис. 2). Это может свидетельствовать о легком, незначительном потеплении. В Южном полушарии разрезы, характеризующиеся австралийскими танатоценозами, по-прежнему плавно сменяются областью теплоавстралийского климата, но северная граница австралийской зоны проходит в Индийском океане уже на широте 60° ю.ш. В Северном полушарии граница бореальной и промежуточной зон по-прежнему проходит между районами разрезов Польши и Прикаспия. В Атлантическом океане эта граница смещается в район 35° с.ш. Промежуточная зона становится несколько шире. Она занимает акваторию от 15 до 35° с.ш. (см. рис. 2).

В позднем сеномане незначительная тенденция к потеплению, как в Северном, так и в Южном полушариях, продолжилась. Границы климатических зон в высоких широтах несколько сместились к полюсам (рис. 3). В южной части Индийского океана по-прежнему была развита австралийская зона, но там стало теплее, чем на Фолклендском плато (в танатоценозах встречаются термофильные виды). Граница австралийской и промежуточной зон обозначилась более четко – областей с переходным теплоавстралийским типом танатоценоза в позднем сеномане не выявлено. В Северном полушарии климат тоже стал более контрастным. Переходная теплобореальная зона не выявлена. Промежуточная зона заняла акваторию от 20 до 40° с.ш. (см. рис. 3). Танатоценоз, соответствующий этой зоне, на 65 % состоит из раковин видов субтропической группы. Однако соотношение умеренных и тропических видов не одинаково. В разрезах морских отложений Мангышлака и Прикаспия виды умеренной группы составляют до 30 %, а в океанических отложениях роль тропических видов (преимущественно рода *Rotalipora*) возрастает до 25 %, а численность видов умеренной группы не превышает 8 %.

Выводы

На основе анализа материалов скважин глубоководного бурения и эпиконтинентальных бассейнов можно сказать, что климат в сеномане был однородным и мягким.

1. В Южном полушарии было теплей, чем в Северном.
2. В течение сеномана в Индийском океане и северной Атлантике происходило постепенное незначительное потепление. Границы климатических зон плавно смещались к полюсам. На Фолклендском плато и в районе эпиконтинентальных бассейнов Северного полушария миграция климатических зон не выявлена. В высоких широтах Атлантического океана было наиболее прохладно в течение всего сеномана.
3. В среднем сеномане в Северном полушарии климат стал контрастней, о чем свидетельствует четко обозначившаяся граница бореальной и промежуточной зон. В позднем сеномане климат стал еще более контрастным. Эта тенденция проявилась и в Южном полушарии.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (проекты № 05-05-65157 и 06-05-65172).

Литература

- Найдин Д.П., Беньямовский В.Н., Копаевич Л.Ф. Палеогеографическое обоснование стратиграфических построений. М.: МГУ, 1993. 137 с.
- Соколова Е.А. Палеоокеанологические реконструкции Тихого океана для конца позднего мела (маастрихт) по планктонным фораминиферам. М.: ВИНТИ, 1998. 174 с.
- Huber B.T., Norris R.D., MacLeod K.G. Deep-sea paleotemperature record of extreme warmth during the Cretaceous // *Geol. Soc. America*. 2002. Vol. 30. No.2. P. 123–126.
- Peryt D. Planktic Foraminifera Zonation of the Upper Cretaceous in the Middle Vistula River Valley, Poland // *Palaeontologica Polonica*. 1980. No. 41. P. 3–101.
- Petrizzo M.R. Palaeoceanographic and palaeoclimatic inferences from Late Cretaceous planktonic foraminiferal assemblages from the Exmouth Plateau // *Marine Micropaleontology*. 2002. Vol. 45. P. 117–150.
- Wilson P.A., Cooper M.J. Testing the Cretaceous greenhouse hypothesis using glassy foraminiferal calcite from the core of the Turonian tropics on Demerare Rise // *Geol. Soc. America*. 2002. Vol. 30. No.7. P. 607–610.

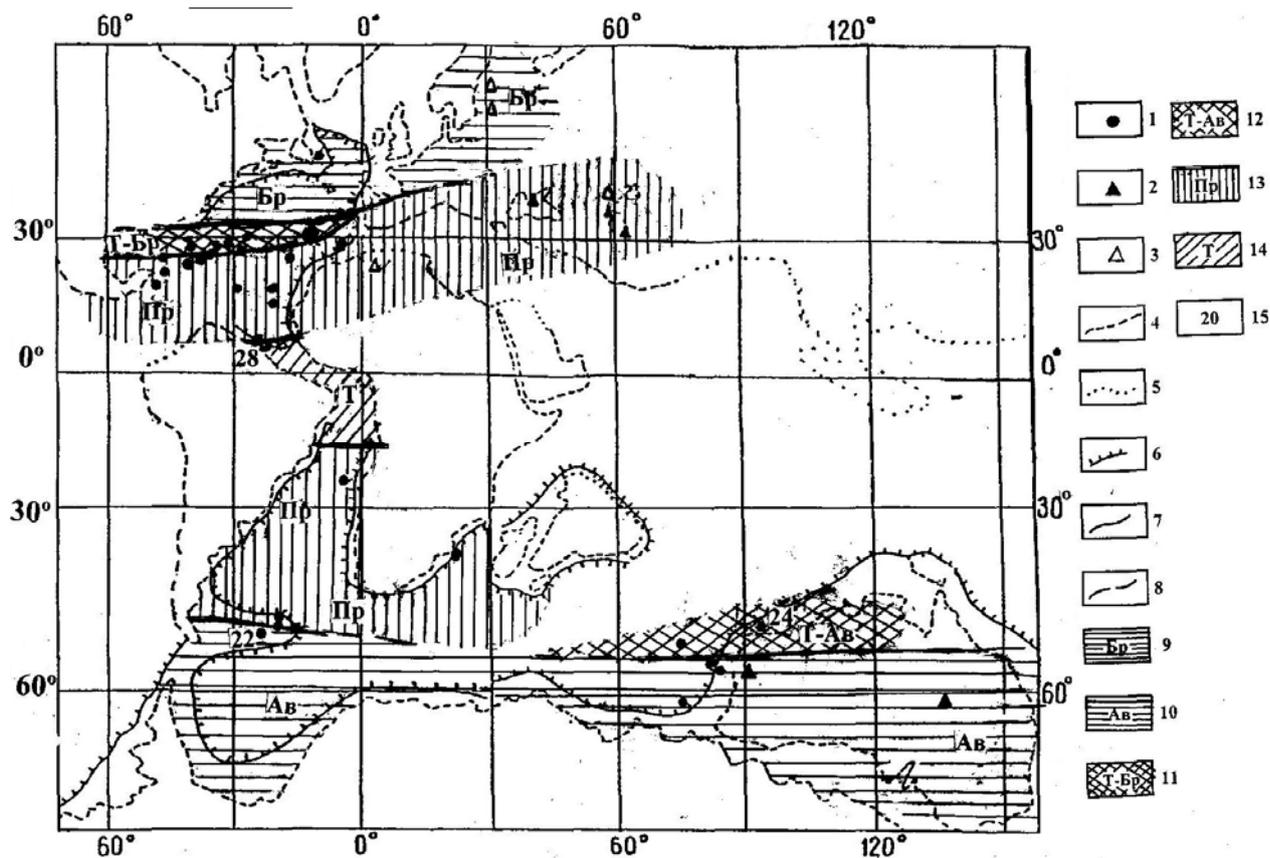


Рис. 1. Климатическая зональность в раннем сеномане.

1 – скважины глубоководного бурения; 2, 3 – разрезы и скважины, описанные на территории современных континентов: 2 – изученные, 3 – по литературным данным; 4 – границы современных континентов; 5 – границы меловых континентов; 6 – границы шельфа; 7, 8 – границы климатических зон: 7 – достоверные, 8 – гипотетические; 9–14 – климатические зоны: 9 – бореальная, 10 – австралийная, 11 – теплобореальная, 12 – теплоавстралийная, 13 – промежуточная, 14 – тетическая; 15 – палеотемпературы по литературным данным.

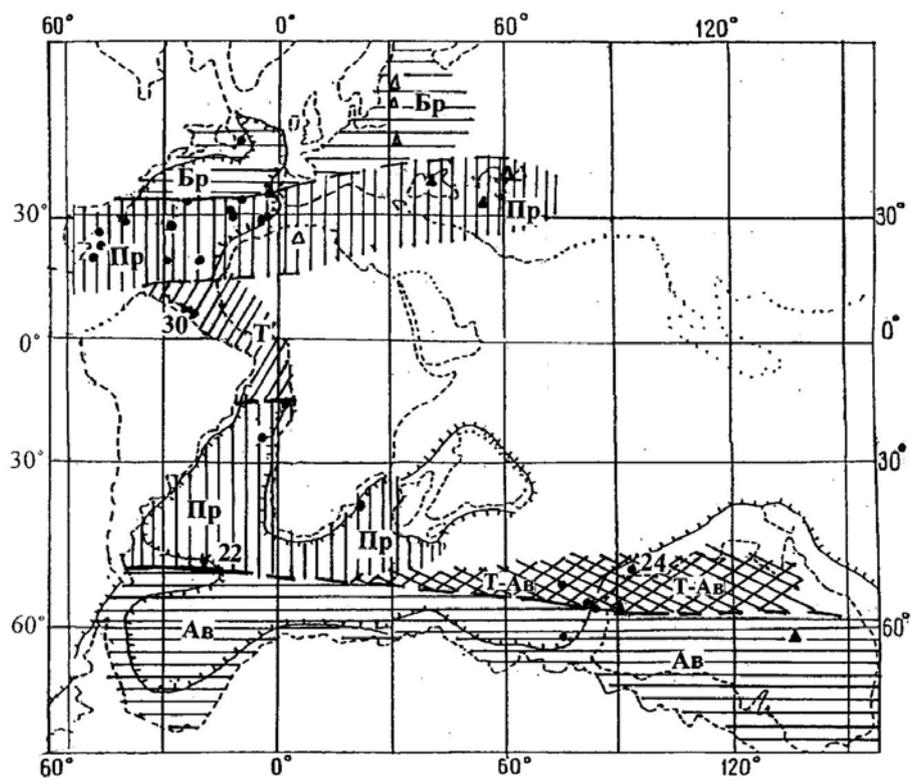


Рис. 2. Климатическая зональность в среднем сеномане.
Усл. обозн. см. на рис. 1.

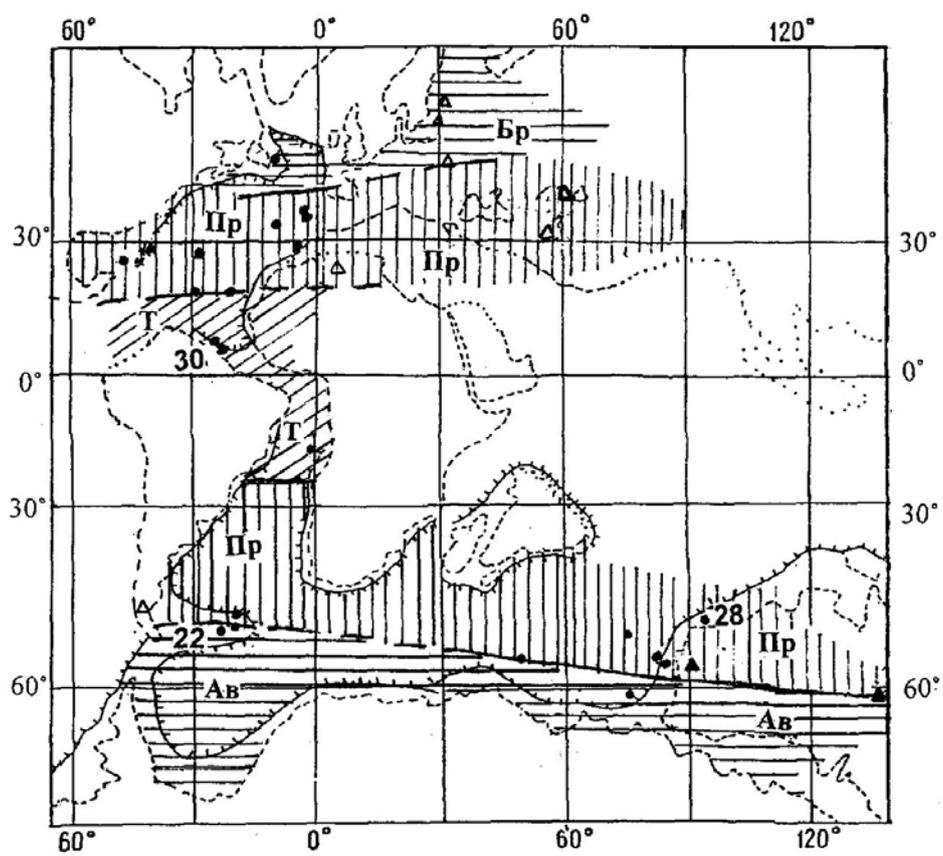


Рис. 3. Климатическая зональность в позднем сеномане.
Усл. обозн. см. на рис. 1.

БЕРРИАСКИЕ МОРСКИЕ ЕЖИ

А.Н. Соловьев¹, А.В. Марков¹, С.В. Лобачева²

¹Палеонтологический институт РАН, Москва

²Всероссийский научно-исследовательский геологический институт, Санкт-Петербург

BERRIASIAN ECHINOIDS

A.N. Solovjev¹, A.V. Markov¹, C.V. Lobatscheva²

¹Paleontological Institute of RAS, Moscow

²All-Russian Geological Research Institute, Saint-Petersburg

Познание берриасских фаун интересно для выявления характера смены юрской биоты на меловую. Как известно, морские ежи иногда играли заметную роль в донных биоценозах как юрского, так и мелового периодов. Изучение морских ежей из низов нижнего мела ряда регионов юга бывшего СССР позволило составить представление о систематическом составе берриасских комплексов (таблица) [Порецкая, Лобачева, 1988; Атлас..., 1997]. Особенности развития некоторых групп выявлены на основании изучения оригинальных материалов с привлечением данных по другим территориям (в частности, Северной Африки) и анализа глобального распространения морских ежей в позднеюрской и раннемеловой эпохах.

Таблица

Распространение берриасских морских ежей на юге России и сопредельных стран [Лобачева, Соловьев, 1983; с изменениями]

Система	Ярус	Зона	Вид	Копетдаг	Мангышлак	С. Кавказ	Крым	З. Европа
Мел	Берриас	Tauriella boissieri	<i>Rhabdocidaris arginensis</i> Web. <i>Rhabdocidaris</i> cf. <i>burgenensis</i> Web. <i>Diplocidaris bicarinata</i> Web. <i>Pseudodiadema guirandi</i> Cott. <i>Codiopsis</i> cf. <i>Iorini</i> Cott. <i>Pseudosalenia aspera</i> Agass. <i>Phylobrissus</i> cf. <i>duboisii</i> Des. <i>Pygopyrina incisa</i> Agass. <i>Pygurus rostratus</i> Agass. <i>Toxaster granosus granosus</i> Orb.		+	+	+	+
		Timovella occitanica	<i>Balanocidaris maresi</i> Cott. "Cidaris" <i>pretiosa</i> Des. "Cidaris" <i>punctatissima</i> Agass. <i>Plegiocidaris pustulosa</i> Gras. <i>Plegiocidaris</i> cf. <i>lineolata</i> Cott. <i>Pygurus rostratus</i> Agass. <i>Collyropsis ultimus</i> Sol. <i>Tetraromania</i> sp. <i>Eoholaster poslavskae</i> Sol. <i>Toxaster granosus granosus</i> Orb. <i>Toxaster granosus kouensis</i> Lobatsch. <i>Toxaster neocomiensis</i> Orb. <i>Toxaster bajarunasi</i> Lobatsch. <i>Toxaster turkmenicus</i> Lobatsch.	+	+	+	+	+
		Berriasella jacobii	<i>Acrocidaris minor</i> Agass. "Cidaris" <i>muricata</i> Roem. "Cidaris" <i>theodosia</i> Web. <i>Plegiocidaris pilleti</i> Lor. <i>Rhabdocidaris tuberosa</i> Gras.				+	+
Юра	Титон	Зона <i>Virgatosphinctes transitorius</i>						

Число родов

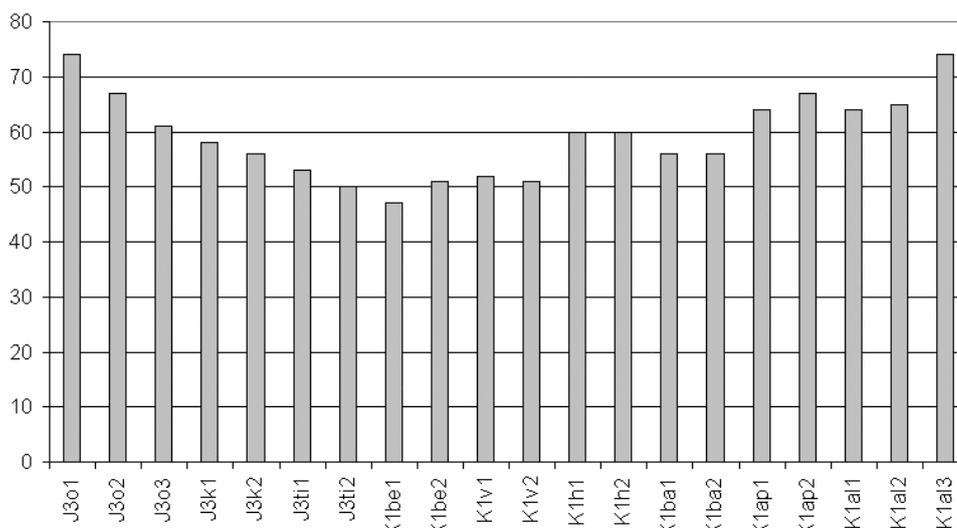


Рис. 1. Число родов морских ежей в поздней юре и раннем мелу.

Берриас понимается авторами в объеме трех зон (снизу вверх): 1) *Berriassella jacobi*, 2) *Tirnovella occitanica*, 3) *Fauriella boissieri*. Динамика родового разнообразия морских ежей в поздней юре и раннем мелу показана на рис. 1. Как видно на рисунке, в течение поздней юры происходило постепенное снижение родового разнообразия, сменившееся в раннем мелу медленным подъемом. Минимум разнообразия приходится на начало берриаса.

Среди морских ежей наибольший интерес представляет анализ развития надотряда *Spatangacea* – группы, отличающейся наиболее высокими темпами эволюции. В юре спатангацей представлены только дизастеридными формами (семейства *Collyritidae* и *Disasteridae*), основная общая черта которых – разорванная апикальная система. В раннем мелу эти группы постепенно угасли, а впервые появились и получили широкое распространение произошедшие от дизастеридных ежей формы с сомкнутой апикальной системой – семейства *Holasteridae* и *Toxasteridae*.

Своеобразие берриасского комплекса спатангацей проявляется в его промежуточном характере [Соловьев, 1993]. Из коллиритид здесь встречен последний вид юрского рода *Collyropsis* (*C. ultimus*) (рис. 2) и, по-видимому, наиболее ранние представители рода *Tetraromania* (рис. 3). По новым данным, монотипический род *Proholaster* Gauthier из Туниса распространен не в титоне, как считалось ранее, а в берриасе [Smith, 2005]. Для него также характерна разорванная апикальная система, но задние окулярные пластинки сильно приближены к ее передней части (рис. 4). Холастериды представлены родом *Eoholaster* Solovjev (*E. poslavskae* Solovjev – Крым, *E. laffittei* (Devries) – Алжир) [Соловьев, 1989]. Этот род несет ряд черт, указывающих на его

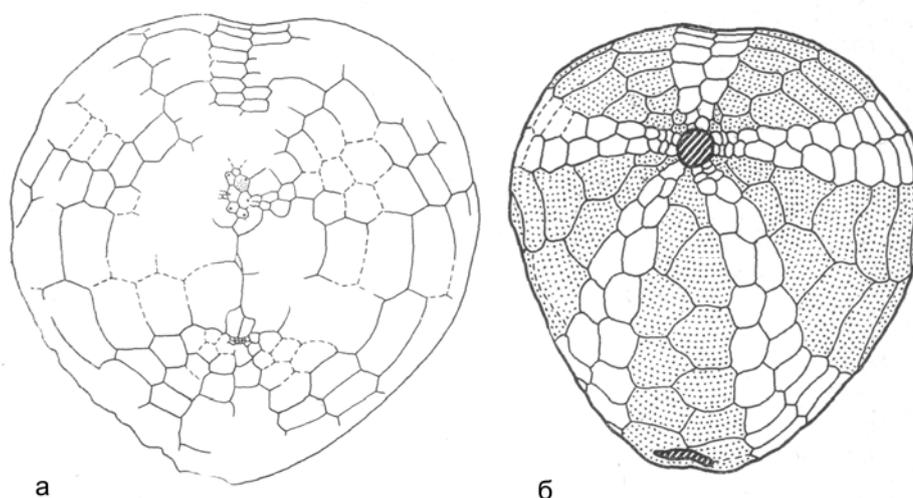
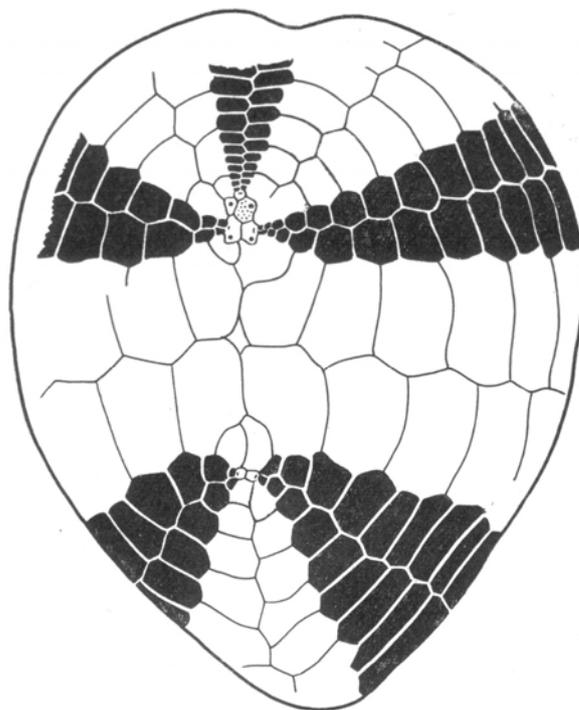


Рис. 2. *Collyropsis ultimus* Solovjev из берриаса Крыма: а – строение верхней поверхности панциря, б – строение нижней поверхности панциря (закраплены интерамбулакральные поля) [Соловьев, 1971].

Рис. 3. *Tetraromania* sp. из берриаса Юго-Западного Крыма: строение верхней поверхности панциря (амбулакры зачернены) [Соловьев, 1971].



происхождение от коллиритид (крупная апикальная система с сильно вытянутыми окулярными пластинками, гаплостеральный пластрон, непetalоидные амбулакры) (рис. 5). Токсастериды (самые ранние виды *Toxaster* из группы *granosus*) также характеризуются некоторыми примитивными чертами (инсертная IV окулярная пластинка, слабо дифференцированный амфистеральный пластрон) (рис. 6).

Таким образом, в этом комплексе присутствуют, с одной стороны, роды, характерные для юры, а с другой стороны – настоящие меловые роды, не известные из титона. Поскольку при проведении стратиграфических границ принято отдавать предпочтение формам вновь появившимся, то на основании анализа развития спатангацей можно заключить, что берриас следует относить к меловой системе, что принимается большинством современных исследователей. При этом надо сделать одну оговорку. Наиболее древний известный нам комплекс спатангацей относится не к основанию берриаса, а к его середине (зона *Tirnovella occitana*, см. таблицу).



Самым верхним ярусом юрской системы надо считать титон. В подтверждение этого можно привести и следующие аргументы: рубеж титона и берриаса не пересекает ряд специфических юрских родов; в титоне вымирает наиболее примитивная группа коллиритид – подсемейство *Rugorhynchinae*. Другими словами, юрский этап развития спатангоидов кончается в титоне, а раннемеловой начинается в берриасе.

Неполнота наших представлений о берриасских фаунах во многом связана с ограниченной возможностью использования литературных данных, где мы нередко встречаемся с неточными стратиграфическими привязками, в частности с широким пониманием валанжина, в который многие авторы включали и берриас (в современном понимании).

Работа выполнена в рамках программы Президиума РАН "Происхождение и эволюция биосферы" и при поддержке грантов РФФИ № 06-05-64641 и 08-04-01347.

Рис. 4. *Proholaster auberti* Gauthier из берриаса Туниса: апикальная система [Smith, 2005].

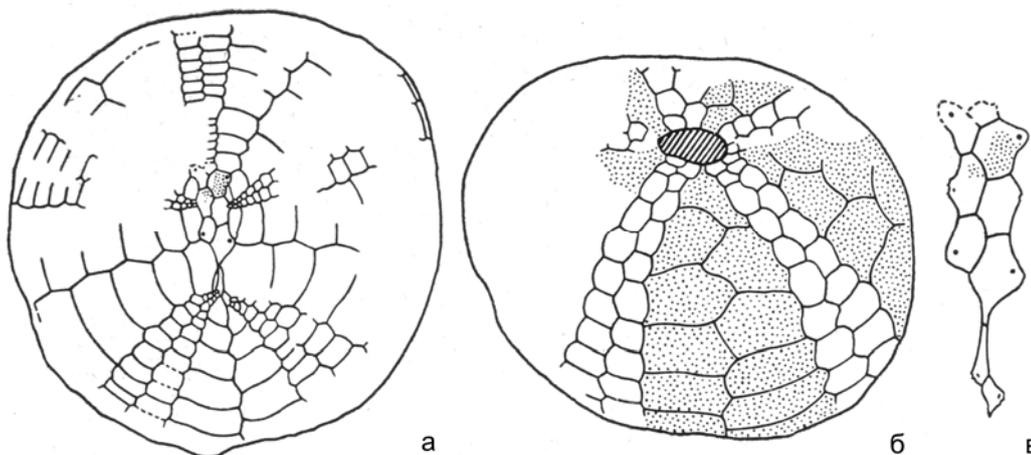


Рис. 5. *Eoholaster poslavskae* Solovjev из берриаса Юго-Западного Крыма: а – строение верхней поверхности панциря, б – строение нижней поверхности панциря, в – апикальная система [Соловьев, 1971].

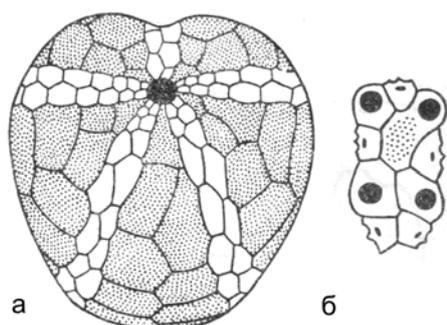


Рис. 6. *Toxaster granosus* d'Orb. из берриаса Крыма: а – строение нижней поверхности панциря (виден примитивный амфистернальный пластрон), закраплены интерамбулакральные поля; б – апикальная система (окулярная пластинка IV инсертная) [Пославская, Соловьев, 1964].

Литература

Атлас меловой фауны Юго-Западного Крыма / Ред. В.В. Аркадьев, Т.Н. Богданова. СПб.: СПГГИ, 1997. 357 с.

Лобачева С.В., Соловьев А.Н. Берриасский этап в развитии морских ежей // Сравнительная морфология, эволюция и распространение современных и вымерших иглокожих. Тез. докл. V Всесоюзного симпозиума по иглокожим. Львов, 1983.

Соловьев А.Н. Позднеюрские и раннемеловые дизастеридные морские ежи СССР // Тр. ПИН АН СССР. М.: Наука, 1971. Т. 131. 124 с.

Соловьев А.Н. Новый род морских ежей *Eoholaster* (Spatangoida, Holasteridae) из берриаса // Проблемы изучения ископаемых и современных иглокожих. Таллинн: АН ЭССР, 1989. С. 148–155.

Соловьев А.Н. Переходные группы в эволюции морских ежей // Филогенетические аспекты палеонтологии: Тр. XXXV сес. Всерос. палеонтол. об-ва. СПб.: Наука, 1993. С. 152–159.

Пославская Н.А., Соловьев А.Н. Класс Echinoidea. Морские ежи. Систематическая часть (отряд Spatangoida) // Основы палеонтологии. Справочник для палеонтологов и геологов СССР. М.: Недра, 1964. С. 174–189.

Порецкая Е.С., Лобачева С.В. Класс Echinoidea // Берриас Мангышлака / Ред. Г.Я. Крымгольц. Л.: Наука, 1988. С. 165–173.

Smith A.B. (ed.) The Echinoid Directory // World Wide Web electronic publication. 2005. <http://www.nhm.ac.uk/palaeontology/echinoids>

ОСТАТКИ ХРЯЩЕВЫХ РЫБ НЕХАНЧИДАЕ ИЗ НИЖНЕМЕЛОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ КРЫМА

Ф.А. Триколиди

Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П. Карпинского, Санкт-Петербург

CHONDRICHTYAN FISH FOSSILS (HEXANCHIDAE) FROM LOWER CRETACEOUS OF CRIMEA

Ph.A. Trikolidi

Karpinsky All-Russian Geological Research Institute, Saint-Petersburg

Остатки акул семейства Hexanchidae из нижнемеловых отложений Крыма впервые упоминаются в монографии Л.С. Гликмана [1980]. Им отмечено присутствие зубов акул рода *Notidanus* в готерив-барремских образованиях районов бассейна р. Кача. К сожалению, в работе не приводятся изображения экземпляров, лишь отмечается, что было сделано три находки.

В результате целенаправленных поисков зубов хрящевых рыб в нижнемеловых, доальбских, образованиях Крыма в 2002 г. были обнаружены остатки, относящиеся к различным семействам этих животных, в том числе и к семейству Hexanchidae (*Pachyhexanchus*, *Paranotidanus*). Находки были сделаны в долине р. Бодрак, в отложениях, бронирующих гору Большой Кермен. Эти образования представлены известняками и песчаниками валанжин-готеривского возраста. Нижняя часть разреза сложена биогермными известняками, состоящими из сильно перекристаллизованных колоний кораллов, которые с размывом перекрываются пачкой переслаивания слабосцементированных песчаников и известняков. Один зуб *Paranotidanus* sp. (рисунок, фиг. 3) был обнаружен в кровле биогермных известняков. Эта часть разреза относится к зонам *Leopoldia leopoldina* – *Crioceratites loryi* нижнего готерива. Две находки *Pachyhexanchus rockrandti* (см. рисунок, фиг. 1, 2) происходят из кровли пачки переслаивания песчаников с известняками, которая относится к зоне *Lyticoseras nodosoplicatum* нижнего готерива [Барабоскин, 1997].

Литологический состав толщи и особенности заключенных в ней остатков морских организмов свидетельствуют об образовании ее на мелководном участке морского бассейна с сильно расчлененным рельефом дна, активной гидродинамической обстановкой и привнесом терригенного материала с близко расположенного берега. Соленость бассейна была нормальной, а среднегодовая температура 20–25 °С [Бугрова, 2006].

Ниже приводится краткое палеонтологическое описание находок.

Класс Chondrichthyes
Подкласс Elasmobranchii
Отряд Hexanchiformes Buen, 1926
Семейство Hexanchidae Gray, 1851
Род *Pachyhexanchus* Cappetta, 1990
Pachyhexanchus pockrandti Ward & Thies, 1987
Рисунок, фиг. 1, 2

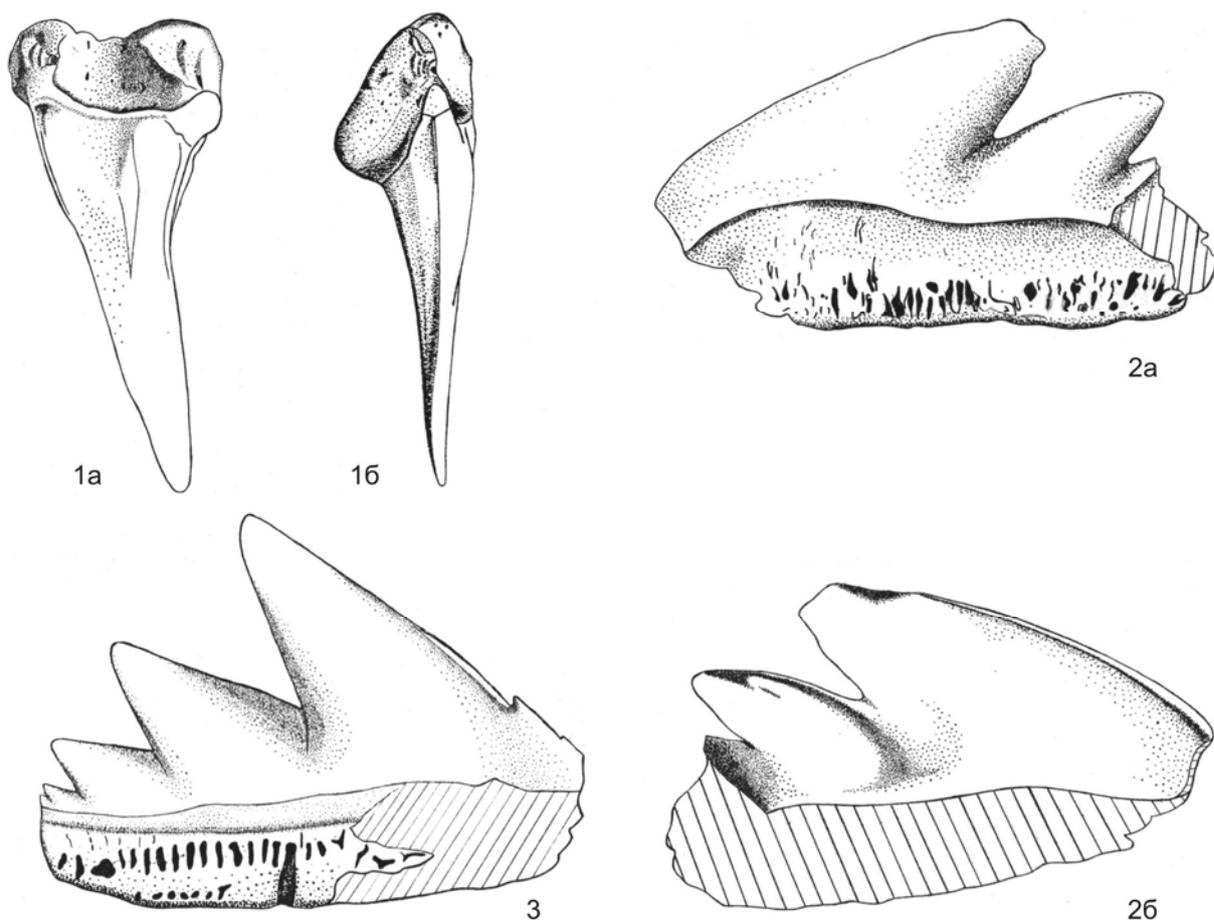
1987 *Notidanooides pockrandti*: Ward & Thies, с. 94, табл. 1, фиг. 1, 2.

1987 *Eonotidanus* sp.: Cappetta, с. 46, фиг. 47.

1990 *Pachyhexanchus pockrandti*: Cappetta, с. 49, фиг. 10.

Голотип изображен в работе: Ward & Thies, 1987, табл. 1, фиг. 1.

Описание. Имеются передний левый зуб верхней челюсти (см. рисунок, фиг. 1) и переднебоковой зуб нижней правой челюсти (фиг. 2). Высота верхнего зуба – 1,2 см. На лабиальной поверхности нижней половины коронки имеется валикообразный выступ, расположенный в центральной её части в базально-апикальном направлении (фиг. 1б). Коронка слегка скошена дистально. Основание коронки выдаётся над корнем в лабиальном направлении. С мезиальной стороны на режущей кромке зуба имеется гребень, поднимающийся на $\frac{1}{3}$ высоты коронки от её основания (фиг. 1а). Корень массивный, невысокий, с внутренней стороны поднимается на $\frac{1}{3}$ высоты зуба, а с внешней стороны – на $\frac{1}{4}$. С лингвальной стороны корень имеет плоскую поверхность, расположенную под углом 30° к средней линии коронки (кромки режущей поверхности, см. фиг. 1б). На лабиальной стороне в центральной части корня имеется углубление (фиг. 1а).



Зубы акул из нижнеотеривских отложений Горного Крыма.

Фиг. 1–2. *Pachyhexanchus pockrandti* Ward & Thies: 1 – передний зуб верхней челюсти (x 5,2), а – лабиальный вид, б – мезиальный вид; 2 – переднебоковой зуб нижней челюсти (x 5,1), а – лингвальный вид, б – лабиальный вид. Фиг. 3. *Paranotidanus* sp.: боковой зуб верхней челюсти (x 10,2).

Переднебоковой зуб нижней челюсти с мезиальной, дистальной и базальной сторон слегка обломан, но оставшихся элементов достаточно для определения его систематического положения (фиг. 2). Длина сохранившейся части зуба 1,3 см, высота – 0,8 см. Главная вершина наклонена дистально под углом ~ 40° к средней линии основания коронки. Её мезиальный режущий край изгибается дугообразно и не имеет зазубренностей, дистальный край режущей поверхности почти прямой. Первый дистальный зубец имеет наклон ~ 30°, при этом мезиальный и дистальный края его режущих поверхностей дугообразно изогнуты. Судя по сохранившейся мезиальной части режущей кромки второго дистального зубца, угол его наклона был ~ 22°. Зубцы коронки выпуклы с лингвальной стороны, лабиальная же их поверхность почти плоская. Основание коронки представляет волнистую линию, которая изгибается в апикальном направлении в средних частях как главной, так и первой дистальной вершин. Корень, судя по сохранившейся части, был относительно толстым, имеется валикообразный выступ с лингвальной стороны, который протягивается параллельно основанию коронки. На валике имеются многочисленные питательные отверстия и каналы, расположенные вертикально (фиг. 2а). Учитывая морфологию сохранившихся элементов зуба можно сказать, что длина его не превышала 1,5 см с количеством дистальных зубцов не более трёх.

Сравнение. В отношении верхних передних зубов *Pachyhexanchus pockrandti* (см. рисунок, фиг. 1) следует отметить, что ранее в литературе они не описывались. Род *Pachyhexanchus* включает в себя всего лишь один вид – *P. pockrandti*, наиболее близкой формой которого является *Notidanoides arzoensis*. Эти зубы отличаются количеством вершин, которые у *N. arzoensis* не превышают трёх, то есть не более двух дистальных вершин.

Распространение. Нижний готерив Крыма, Германии, Франции.

Paranotidanus sp.

Рисунок, фиг. 3

Описание. Длина зуба – 0,6 см, высота – 0,5 см. Вершины зуба наклонены дистально, угол наклона меняется от ~ 50 до ~ 25° в дистальном направлении. Главная вершина имеет зазубренность в основании режущей кромки с мезиальной стороны, которая не достигает ½ высоты коронки. Зазубренность представлена двумя зубчиками. Мезиальная и дистальная стороны режущих кромок главной вершины прямые. Режущая кромка дистальных зубцов с мезиальной стороны имеет слабый прогиб в дистальном направлении, дистальная же режущая кромка прямая или дугообразно выгнута в дистальном направлении. С лингвальной стороны зубцы коронки имеют выпуклую форму, с лабиальной – все плоские. Корень относительно не толстый. С лингвальной стороны в верхней части корня имеется ряд упорядоченных вертикальных питательных отверстий, расположенных параллельно основанию коронки.

Сравнение. Данный экземпляр по форме наиболее близок к виду *Paranotidanus wiedenrothi*, от которого отличается короткой зазубренностью с мезиальной стороны режущей кромки главной вершины, не достигающей ½ её высоты, почти прямым с базальной стороны и более тонким корнем.

Вывод

Учитывая данные о стратиграфическом распространении *Pachyhexanchus pockrandti*, можно заключить, что этот вид встречается только в нижнем готериве, являясь стратиграфически важной формой для данного возрастного интервала. Находками остатков данного вида в отложениях Крыма подтверждаются предположения Д. Тиса о том, что это теплолюбивые, типично тетические формы, проникавшие в Северное море через Германно-Польский пролив; и о том, что воды южной части Северного моря были теплыми [Thies, 1987].

Описанные *Paranotidanus* являются первыми находками данного рода в нижнемеловых образованиях. По литературным данным все известные ранее были обнаружены только в юрских отложениях.

Литература

- Барабошкин Е.Ю. Новые данные по стратиграфии готеривских отложений в междуречье Кача–Бодрак // Очерки геологии Крыма. М.: МГУ, 1997. С. 27–53.
- Бугрова И.Ю. Морские организмы как индикаторы условий осадконакопления в древних бассейнах: Учеб. пособие. СПб., 2006. 104 с.
- Гликман Л.С. Эволюция меловых и кайнозойских ламноидных акул. М.: Наука, 1980. 246 с.
- Cappetta H. Chondrichthyes II. Mesozoic and Cenozoic Elasmobranchii / Ed. H.-P. Schultze. Handbook of Palaeoichthyology. Vol. 3B. Gustav Fischer Verlag; Stuttgart, 1987. 193 p.
- Cappetta H. Hexanchiforme nouveau (neoselachii) du cretace inferieur du sud de la France // Palaeovertebrata, Montpellier. 1990. 20 (1). P. 33–54.
- Thies D. Palaeoecology of Lower Cretaceous cow sharks (Neoselachii, Hexanchiformes) // Paläontologische Zeitschrift. 1987. Bd. 61. P. 133–140.
- Ward D.J., Thies D. Hexanchid shark teeth (Neoselachii, Vertebrata) from the Lower Cretaceous of Germany and England // Mesozoic Res. 1987. 1 (2). P. 89–106.

СПЕЦИФИКА РАСПРОСТРАНЕНИЯ БЕНТОСА В КРАЕВЫХ БИОНОМИЧЕСКИХ ЗОНАХ НА ЮГО-ВОСТОКЕ РАННЕМЕЛОВОГО ПАЛЕОБАСЕЙНА ЗАПАДНОЙ СИБИРИ

О.С. Урман, Б.Н. Шурыгин

Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН, Новосибирск

SPECIFICITY OF BENTHOS DISTRIBUTION IN MARGINAL BIONOMIC ZONES ON SOUTH-EAST OF THE EARLY CRETACEOUS PALEOBASIN OF THE WESTERN SIBERIA

O.S. Urman, B.N. Shurygin

Trofimuk Institute of Petroleum Geology and Geophysics, SB RAS, Novosibirsk

В последние годы на крайнем юго-востоке Западной Сибири пробурено несколько скважин с достаточно хорошим отбором керна, вскрывших разрез верхнеюрских и нижнемеловых толщ, формировавшихся в краевых зонах Западно-Сибирского морского бассейна. В керне обнаружены богатые в таксономическом и количественном отношении комплексы макро- и микрофауны. Распределение таксонов в этих ориктоценозах весьма специфично. Обычно преобладают монотаксонные скопления макро- и микрофауны в тонких прослоях, часто чередующихся в разрезе. В частности, в разрезе, вскрытом скв. Восток-4 (рис. 1), в интервале 1592,2–1527,0 м наблюдается частое чередование песчаных и глинистых алевролитов и мелкозернистых песчаников, обильно насыщенных раковинами двустворок, гастропод, остракод и филлопод. Причем, как правило, в прослоях доминируют представители одного таксона и изредка встречаются отдельные фрагменты представителей других. Изученная толща отнесена к куломзинской и тарской свитам, которые в этом разрезе, по-видимому, залегают на верхнеюрских (наунакских?) отложениях с существенным стратиграфическим несогласием. Судя по характерным ориктоценозам, толща формировалась в прибрежной краевой зоне палеобасейна, где постоянно происходили трансгрессивно-регрессивные флуктуации.

Наиболее обильные часто чередующиеся в разрезе монотаксонные ракушники, некоторые из которых сложены раковинами устриц, арктотисов, аномий, хартвеллий и гастропод, приурочены к интервалу 1527–1551 м (рис. 2). В целом, комплекс фоссилей в изученных интервалах скважины весьма разнообразен в таксономическом отношении. Массово здесь представлены двустворки: *Proveniella ovalis*, *Hartwellia* (*Hartwellia*) *superjrensensis*, *Hiatella* (*Pseudosaxicava*) *hatangensis*, *Lopatinia arctica*, *Gryphaea borealis*, *Liostrea* ex gr. *anabarensis*, *Arctotis* ex gr. *anabarensis*, *Anomia* sp. Относительно редко встречаются *Grammatodon* ex gr. *schourovskii*, *Striatomodiolus* ex gr. *sibiricus*, *Astarte veneriformis*, *Inoceramus* ex gr. *taimyricus*, *Buchia* ex gr. *keyserlingi* sp. juv. Обильны в часто чередующихся прослоях монотаксонные скопления гастропод: *Sulcoactaeon* ex gr. *canalicularis*, *Calliophthalmus elegans*, *Euspira gerassimovi*, *Khetella* ex gr. *ventrosa*. Часто встречаются прослои с монотаксонными массовыми скоплениями остракод и филлопод.



Рис. 1. Фрагмент схемы районирования нижнего мела Западной Сибири и местонахождение скв. Восток-4.

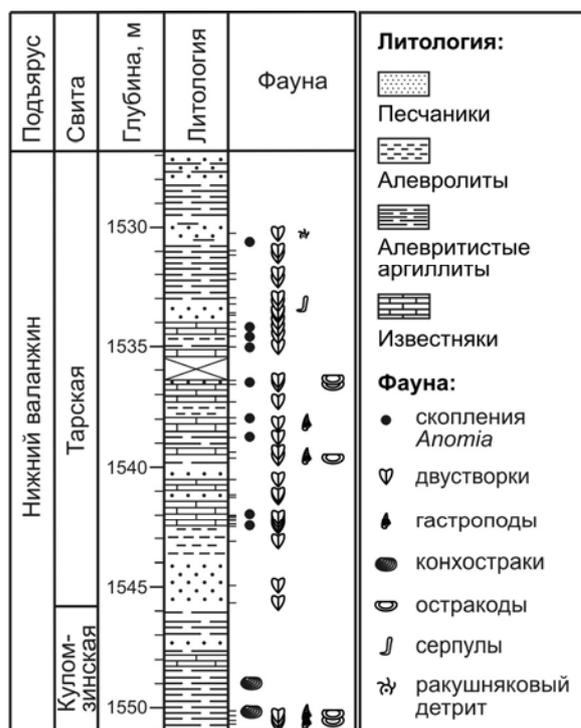


Рис. 2. Распространение фоссилей в скв. Восток-4.

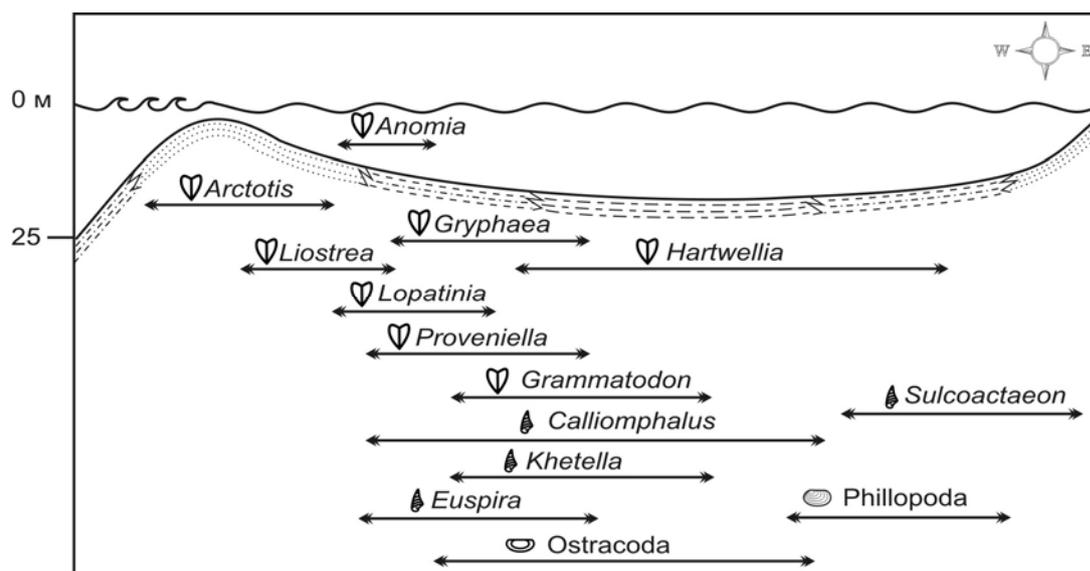


Рис. 3. Схема распределения бентоса по фаціальным зонам морского бассейна в районе скв. Восток-4 и предполагаемая зона массовых поселений представителей рода *Anomia*.

Весьма интересны здесь массовые скопления представителей рода *Anomia*, находки которых в меловых толщах Сибири были ранее весьма редки. В интервале 1534,65–1542,5 м ракушняки, состоящие из несортированных по размеру целых раковин и разрозненных створок *Anomia*, чередуются со скоплениями раковин арктотисов, гастропод, филлопод и остракод. Замечено, что сонахождение аномий с арктотисами подчиняется некоторой закономерности: в массовых скоплениях аномий встречаются лишь редкие створки и фрагменты створок арктотисов (ниже глубины 1534,65 м) и наоборот, начиная с глубины 1534,65 м и выше, наблюдаются массовые скопления створок и раковин арктотисов, среди которых изредка встречаются фрагменты створок аномий. Сибирские представители рода *Anomia* впервые описаны В.А. Захаровым [1966] из волжских и берийских отложений на реках Дябака-Тари и Боярка, где также отмечены в краевых зонах палеобассейнов. Из этих же местонахождений В.А. Захаровым указывались представители родов *Gryphaea* и *Liostrea*, массовые скопления которых также наблюдаются в ряде прослоев изученного нами разреза. Изобильные в отдельных прослоях Arcticidae представлены родами и видами, типичными для прибрежно-морских и лагунных фаций сибирских раннемеловых палеобассейнов [Язикова, 1993, 1996, 2001].

Гастроподы, обильные в некоторых прослоях, – это представители родов, также свойственных краевым фациям раннемеловых сибирских палеобассейнов. Так, *Calliomphalus elegans* ранее были обнаружены в отложениях лагунно-морских фаций подводных песчаных валов, род *Sulcoactaeon* указывался как обитатель прибрежного мелководья и лагунно-морских обстановок, а *Euspira* и *Khetella* – как эврибатные, но предпочитающие слабую гидродинамику [Бейзель, 1983]. О краевых зонах палеобассейна свидетельствуют и монотаксонные скопления остракод и филлопод.

Таким образом, в изученном разрезе наблюдается рекуррентная ассоциация бентоса краевой зоны Западно-Сибирского палеобассейна, связанная с трансгрессивно-регрессивными флюктуациями раннемелового моря в зоне перехода суша–море. Анализ наблюдаемой в керне рекуррентности ориктоценозов макро- и микро-бентоса позволил с использованием правила Вальтера-Головкинского реконструировать характер латеральной смены ассоциаций (рис. 3) [Захаров, Шурыгин, 1985]. При этом в качестве исходного предполагалось, что зона распространения представителей родов *Arctotis* и *Liostrea* – это нормально-морское мелководье с хорошей аэрацией придонных вод, что соответствует сложившимся представлениям об оптимальных условиях обитания этих двустворок [Захаров, Шурыгин, 1978, 1984; и др.]. При реконструкции учитывались известные в литературе палеоэкологические классификации бентоса сибирских палеоморей и аутэкологические исследования отдельных таксонов [Захаров, Шурыгин, 1978; Бейзель, 1983; Язикова, 2001; и др.]. В результате палеоэкологического анализа с учетом литологических особенностей изученных образцов была построена схема распределения ассоциаций бентоса по биономическим зонам в изученном районе (см. рис. 3). В раннемеловое время в районе скв. Восток-4 сформировалась отгороженная подводным валом лагуна, обильно заселенная гастроподами, арктицидами, остракодами и филлоподами. Внешняя и внутренняя зоны вала были заселены арктотисами и устрицами. Предпочитавшие относительно мягкие грунты грифеи селились в хорошо аэрируемой зоне перехода от вала к лагуне, а многочисленные аномии образовывали моновидовые поселения в нижней части внутреннего склона вала по соседству с зоной распространения арктотисов.

В заключение отметим, что в результате детальной реконструкции латеральной последовательности ассоциаций бентоса в краевой части палеобассейна установлена зона распространения весьма своеобразных лагунно-морских фаций, специфика осадконакопления в которой, по-видимому, не совсем соответствует сложившимся в литературе представлениям об условиях формирования куломзинской и тарской свит.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект № 06-05-64439).

Литература

- Бейзель А.Л. Позднеюрские и раннемеловые гастроподы севера Средней Сибири. М.: Наука, 1983. 95 с.
- Захаров В.А. Позднеюрские и раннемеловые двустворчатые моллюски севера Сибири (отряд Anisomyaria) и условия их существования. М.: Наука, 1966. 190 с.
- Захаров В.А., Шурыгин Б.Н. Биогеография, фации и стратиграфия средней юры Советской Арктики. Новосибирск: Наука, 1978. 206 с.
- Захаров В.А., Шурыгин Б.Н. Экосистемы юрского и раннемелового бассейнов на севере Сибири // Палеонтология: Докл. 27-го Междунар. геол. конгресса. М.: Наука, 1984. Т. 2. С. 30–37.
- Захаров В.А., Шурыгин Б.Н. Метод реконструкции рельефа дна и глубин морских палеобассейнов на основе анализа катен бентоса // Среда и жизнь в геологическом прошлом. Палеобассейны и их обитатели. Новосибирск: Наука, 1985. С. 97–107.
- Язикова О.В. Позднеюрские и раннемеловые хартвеллии (*Bivalvia*, *Arcticidae*) севера Сибири // Палеонтол. журн. 1993. № 4. С. 32–40.
- Язикова О.В. Верхнеюрские и раннемеловые *Prionoella* (*Bivalvia*, *Arcticidae*) на севере Сибири // Палеонтол. журн. 1996. № 1. С. 13–19.
- Язикова О.В. *Hiatellidae* (*Bivalvia*) верхней юры и нижнего мела Сибири (морфология, изменчивость, фациальная приуроченность и стратиграфическое распространение) // Новости палеонтологии и стратиграфии. Вып. 4. Геология и геофизика. Прил. 2001. Т. 42. С. 71–81.

**СЕЙСМОСТРАТИГРАФИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ СТРОЕНИЯ НЕОКОМСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ЗСП
ПО ДАННЫМ РЕГИОНАЛЬНОЙ И ПЛОЩАДНОЙ СЕЙСМОРАЗВЕДКИ**

Г.Д. Ухлова, С.Н. Варламов
ОАО “Сибнефтегеофизика”, Новосибирск

**SEISMOSTRATIGRAPHY OF NEOCOMIAN SEDIMENTS OF THE WEST SIBERIAN PLATE
ON SEISMIC SURVEY DATA**

G.D. Ukhlova, S.N. Varlamov
JSC “Sibneftegeophysika”, Novosibirsk

Большинство исследователей верхнеюрские и неокомские отложения объединяют в один тектоно-седиментационный этап, начавшийся с развития обширной трансгрессии, охватившей значительную часть территории Бореального пояса и достигшей своего пика в волжском веке. Трансгрессия привела к развитию на территории Западно-Сибирской плиты глубоководного некомпенсированного морского бассейна.

Предполагается, что постоянно существует следующий ряд осадков, постепенно продвигающийся от источника сноса к осевой части бассейна: транзиентный разрез → область разгрузки осадочного материала → дефицитный разрез.

Считается, что на рубеже юры и мела произошла перестройка седиментационного режима Западно-Сибирского бассейна и ось бассейна сместилась к западу. В поздней юре–неокоме основным источником сноса становится восточное обрамление плиты. Восточно-Сибирский источник сноса поставлял в Западно-Сибирский бассейн в несколько раз больше осадков, чем районы Урала. Об этом свидетельствует смещенное на запад от географического центра положение осевой линии палеобассейна, маркируемой встречными наклонами отражающих сейсмических горизонтов. При этом, в соответствии с разрезами скважин, с востока поставлялся песчано-глинистый материал, а с запада – в основном глинистый.

Вопросы стратификации и генезиса верхнеюрско-неокомских отложений представляют собой предмет многолетних научных дискуссий, актуальных до настоящего времени. Некоторые исследователи даже говорят о кризисе стратиграфии, так как стратиграфическая схема нуждается в принципиальном изменении [Филиппович, 2002; Актуальные проблемы..., 2003; Карогодин, 2006; и др.].

Свиты не выполняют основной задачи стратиграфического стратона, их невозможно коррелировать. Во-первых, из-за существенного “скольжения” границ и стратиграфического объема, а во-вторых, они не опознаются по сейсмическим разрезам и нередко даже по каротажным кривым. Таким образом, основными картируемыми и коррелируемыми подразделениями для неокомских отложений приняты не свиты, а седиментационные комплексы (клиноформы, циклиты, клиноциклиты). Границы седиментационных комплексов (СК) представляют собой либо поверхности несогласий, либо близкие к ним глинистые пачки, хорошо распознаваемые как на каротажных диаграммах, так и на сейсмических разрезах. Пачки являются региональными и субрегиональными по протяженности и имеют собственные названия.

Так как в неокомских отложениях встречаются клиноформы восточного и западного падения, то предполагается наличие осевой части (наиболее глубокой) волжско-неокомского Западно-Сибирского бассейна. Сначала предполагалось, что ось протягивалась в западной части бассейна, параллельно обрамлению плиты и имела субмеридиональную ориентировку. В соответствии с таким предположением слева от оси клиноформы имели западное падение, а справа – восточное. Затем модель несколько усложнилась, так как было отмечено, что клиноформы “падают” не только с востока или с запада, но еще и с севера и с юга [Корнев, 2000].

По данным В.П. Игошкина [1992], кромки позднеготерив-барремских прибрежно-морских террас, контролирующие верхи клиноформ западного и восточного падения, замыкаются, образуя палеовпадину, вытянутую вдоль осевой линии неокомского палеобассейна. Транспортировка терригенного материала в данную палеовпадину происходила со всех сторон. Плановое положение кромок прибрежно-морских террас указывает на циклическое сокращение размеров палеовпадины до полной ее компенсации в позднебарремское время. Тем не менее, достаточно трудно представить, что осевая часть волжско-готеривского палеобассейна была компенсирована осадками одновременно на всем протяжении ее формирования.

При выделении и трассировании границ седиментационных комплексов мы исходили из того, что на сейсмических разрезах седиментационные комплексы совпадают с сейсмическими комплексами. Границы комплексов характеризуются тем, что большей частью представляют собой несогласия по типу кровельного прилегания или подошвенного налегания. Региональные и субрегиональные комплексы состоят из комплексов меньшего (локального) ранга. Но и внутри локальных комплексов пласт имеет неоднородное строение и представляет собой, обычно, серию линз. При этом протяженность (по направлению напластования) региональных комплексов может составлять до сотни километров, локальных – порядка 10 км, а ширина линз – около 3–5 км. Каждая линза, в свою очередь, является неоднородной по своим ФЕС и может представлять либо самостоятельный объект при поиске залежей УВ, либо в зависимости от свойств влиять на промысловые параметры. Таким образом, по форме сейсмической записи можно картировать геологические тела. Кроме того, по сейсмическим разрезам можно установить взаимоотношение этих тел, их ранг и условия осадконакопления, так как сейсмические границы являются изохронными.

Мы внимательно проанализировали рисунок сейсмической записи в области зоны сочленения клиноформ западного и восточного падения (осевой части) как по данным региональных, так и по данным детальных площадных сейсморазведочных работ. Было установлено, что в приосевой области отражающие горизонты достаточно непротяженные и закартировать замкнутую палеовпадину можно только по алымской пачке (рис. 1).

Установлено, что взаимоотношение комплексов достаточно сложное, наблюдается их перекрытие на разных уровнях. Качество временных разрезов не равнозначно, но, тем не менее, можно сделать следующие выводы.

- Нет оснований утверждать о синхронности заполнения Западно-Сибирского бассейна. Этапы поступления осадочного материала с востока и запада не синхронны, не совпадают по времени.
- Циклы седиментации, скорее всего, не соответствуют эвстатическим колебаниям уровня моря. Циклическость поступления осадочного материала в неокомский бассейн может быть связана с климатическим фактором, как полагает Ф.Г. Гурари.

Из вышесказанного вытекает, что неправильно индексировать песчаные пласты как АС с западной стороны от осевой части бассейна.

Строение северной и южной частей приосевой зоны неокомского палеобассейна также значительно отличаются друг от друга. На севере клиноформное строение к западу от осевой части палеобассейна проявляется более четко (профили RXXI, RXX, RXIX). По этим профилям быстринская пачка прослежена как слева от осевой части бассейна, так и справа. С пр. RXVI строение осевой части меняется, и западные клиноформы становятся менее выразительными. В южной части, на пр. RII, осевая часть бассейна уже не выражается, и западные клиноформы отсутствуют (рис. 2).

По региональным сейсмическим профилям на западе от осевой части неокомского бассейна закартирована зона отсутствия клиноформ, которая ранее не выделялась. Такое строение предполагает, что вблизи источника сноса, каковым являлись Уральские горы, не существовало режима некомпенсированного осадконакопления и отложения накапливались в мелководно-морских условиях.

В неокомское время географическим центром палеобассейна была, скорее всего, Фроловская впадина, но вследствие неравномерного поступления осадочного материала зона сочленения западного и восточного падения клиноформ сместилась к западу, в район Краснотенинского свода. Краснотенинский свод возвышался еще в юрское время, о чем свидетельствует палеотектонический анализ. Вследствие этого не корректно говорить об осевой части неокомского бассейна, эта "ось" представляет собой область сочленения клиноформ западного и восточного падения. Таким образом, в осадконакоплении основную роль играет количество и скорость поступления осадочного материала, причем периодичность его поступления в осадочный бассейн не обязательно была связана с эвстатическими колебаниями уровня моря.

Литература

Актуальные проблемы нефтегазоносных бассейнов / Науч. ред. Ю.Н. Карогодин. Новосибирск: Изд-во НГУ, 2003. 158 с.

Игошкин В.П. Сейсмостратиграфический анализ неокомских отложений западных и северо-западных районов Широкого Приобья в связи с поисками и разведкой сложнопостроенных залежей нефти: Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Ханты-Мансийск: Хантымансийскгеофизика, 1992.

Карогодин Ю.Н. Системная модель стратиграфии нефтегазоносных бассейнов Евразии. В 2-х томах. Т. 1: Мел Западной Сибири. Новосибирск: Академическое изд-во "Гео", 2006. 166 с.

Корнев В.А. Прогнозирование объектов для поисков залежей углеводородного сырья по сейсмогеологическим данным (на примере осадочного чехла Западной Сибири). Тюмень: ТюмГНГУ, 2000. 374 с.

Филиппович Ю.В. Некоторые аспекты стратиграфического расчленения мезозоя Западной Сибири // Вестн. недропользователя ХМАО. 2002. № 8 (<http://www.oilnews.ru/magazine/2002-08-09.html>).

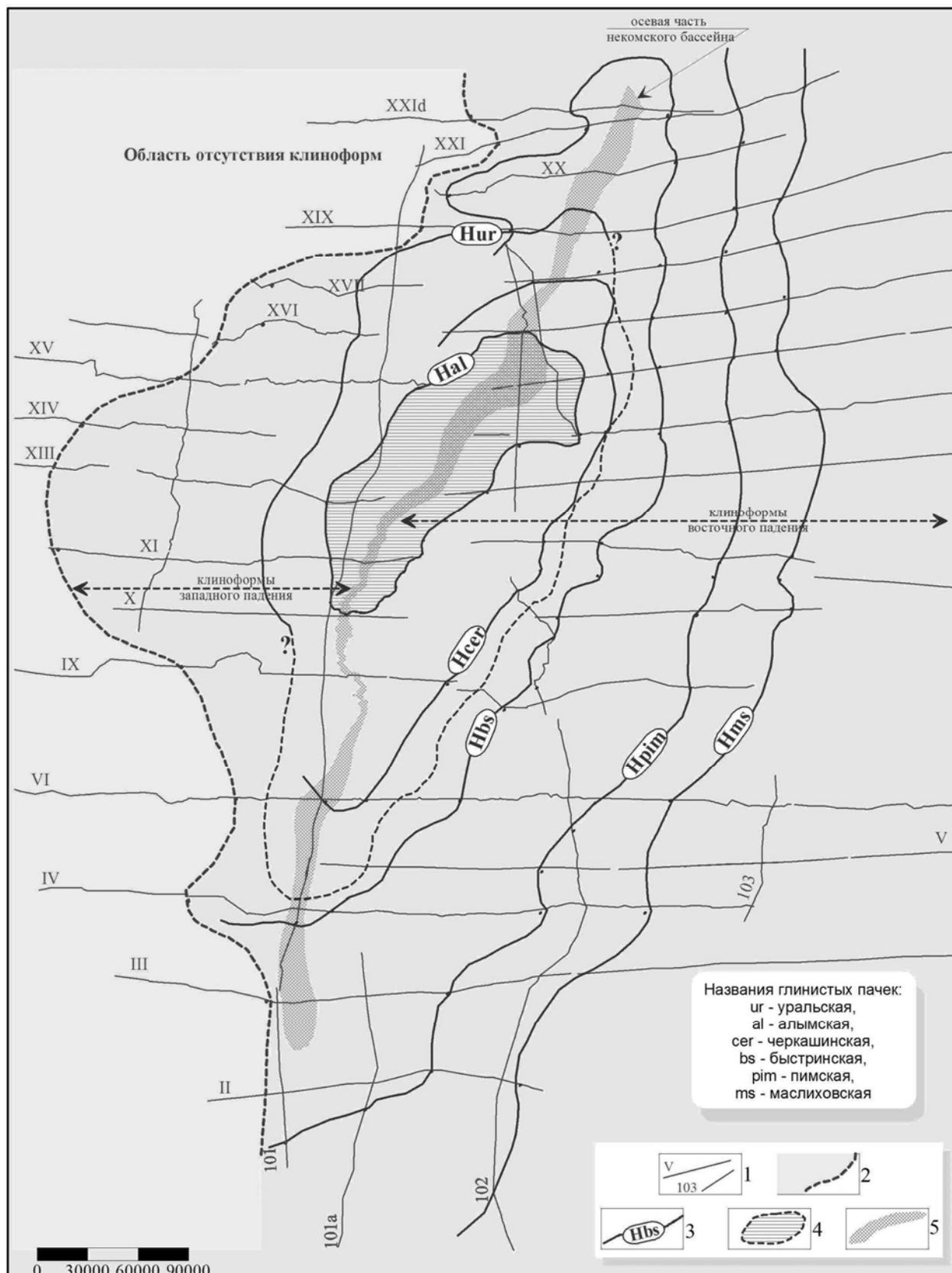


Рис. 1. Схема строения осевой части некомского бассейна.

1 – региональные сейсмические профили; 2 – область отсутствия клиноформ; 3 – "бровки шельфа" по глинистым пачкам с их индексацией; 4 – замкнутая палеовпадина по алымскому СК; 5 – зона сочленения клиноформ западного и восточного падения.

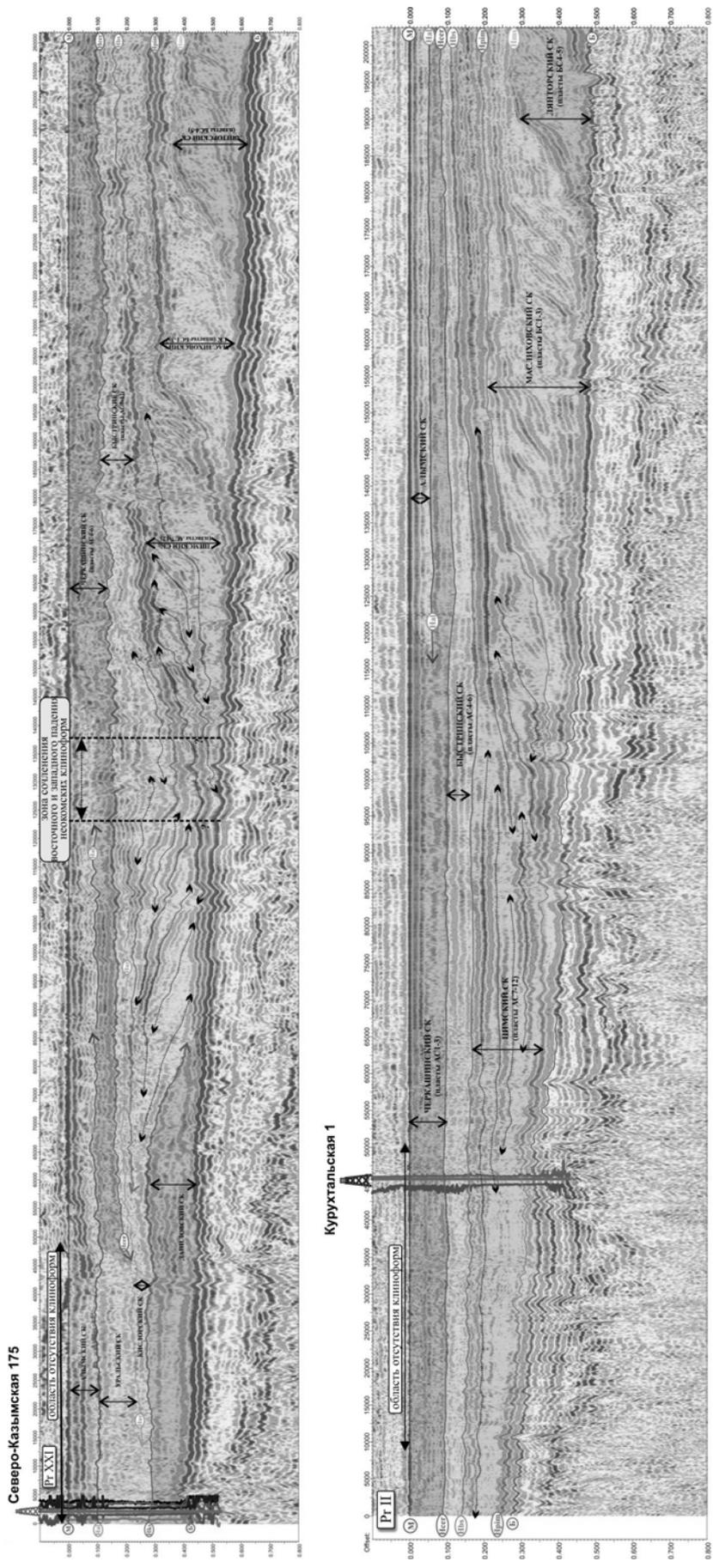


Рис. 2. Стратифицированные сейсмические разрезы, отображающие строение осевой части неокимского бассейна на севере и юге центральной части ЗСП.

**НИЖНИЙ МЕЛ АКВАТОРИИ КАСПИЙСКОГО МОРЯ
(НА ПРИМЕРЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ ИМ. В. ФИЛАНОВСКОГО)**

Г.А. Фадеева, М.В. Смирнов, О.И. Смирнова, Е.В. Богуславская, Е.Н. Здобнова
ООО "ЛУКОЙЛ-ВолгоградНИПИморнефть", Волгоград

**THE LOWER CRETACEOUS OF THE CASPIAN SEA AQUATORY
(BY THE EXAMPLE OF V. FILANOVSKY FIELD)**

G.A. Fadeeva, M.V. Smirnov, O.I. Smirnova, E.V. Boguslavskaya, E.N. Zdobnova
LUKOIL-VolgogradNIPImorneft Ltd., Volgograd

В акватории Каспийского моря на южном склоне морского продолжения кряжа Карпинского в 2005 году открыто нефтяное месторождение им. В. Филановского. Оно связано с крупным Ракушечным поднятием. Скважины прошли разрез юры, мела (1165 м) на глубинах до 1730 м. Залежи нефти выявлены в терригенно-карбонатных породах средней–верхней юры и терригенных нижнемеловых отложениях.

По палеонтологическим и палинологическим данным выделены батский и келловейский ярусы средней юры и все ярусы верхней юры [Манцурова, Смирнов, 2007]. Сложнее оказалось с ярусным расчленением мела и границей между юрскими и меловыми отложениями [Smirnov, Varaboshkin, 2004]. Так, в связи с отсутствием палеонтологических данных и изученных вблизи месторождения разрезов, пригодных для расчленения по аналогии, нерасчленённым оказался неокон. В определённой мере поэтому, наряду с традиционными методами, использован системно-литмологический подход [Карогодин и др., 1996, 2000; Карогодин, 2006], достаточно широко востребованный в Западной Сибири и других нефтегазоносных бассейнах.

На месторождении им. В. Филановского вдоль простираения структуры (с запада на восток) пробурены три разведочные скважины: Ракушечная-4Р, Ракушечная-2Р и Ракушечная-6Р. Нерасчленённые готерив-барремские отложения в этих скважинах представлены толщей переслаивания песчаников (преобладают), алевролитов и глин. Тектурно-структурные особенности, состав пород и ориктоценоза позволяют утверждать, что накопление готерив-барремских отложений происходило в прибрежно-морских обстановках с формированием чередующихся прибрежных аккумулятивных песчаных тел, сходных по генезису с барями или барьерными островами, и отложений забаровых илистых отмелей.

Залегание неоконских отложений на разновозрастных подстилающих юрских породах свидетельствует о его ярко выраженном эрозионном характере. Так, в самой западной скв. 4Р неоконские породы перекрывают аргиллиты оксфордского яруса, в скв. 2Р – кимериджского яруса, в скв. 6Р – доломитизированные известняки волжского яруса. Происходит омоложение подстилающих пород в восточном направлении. Это отчётливо видно и на сейсмопрофилях.

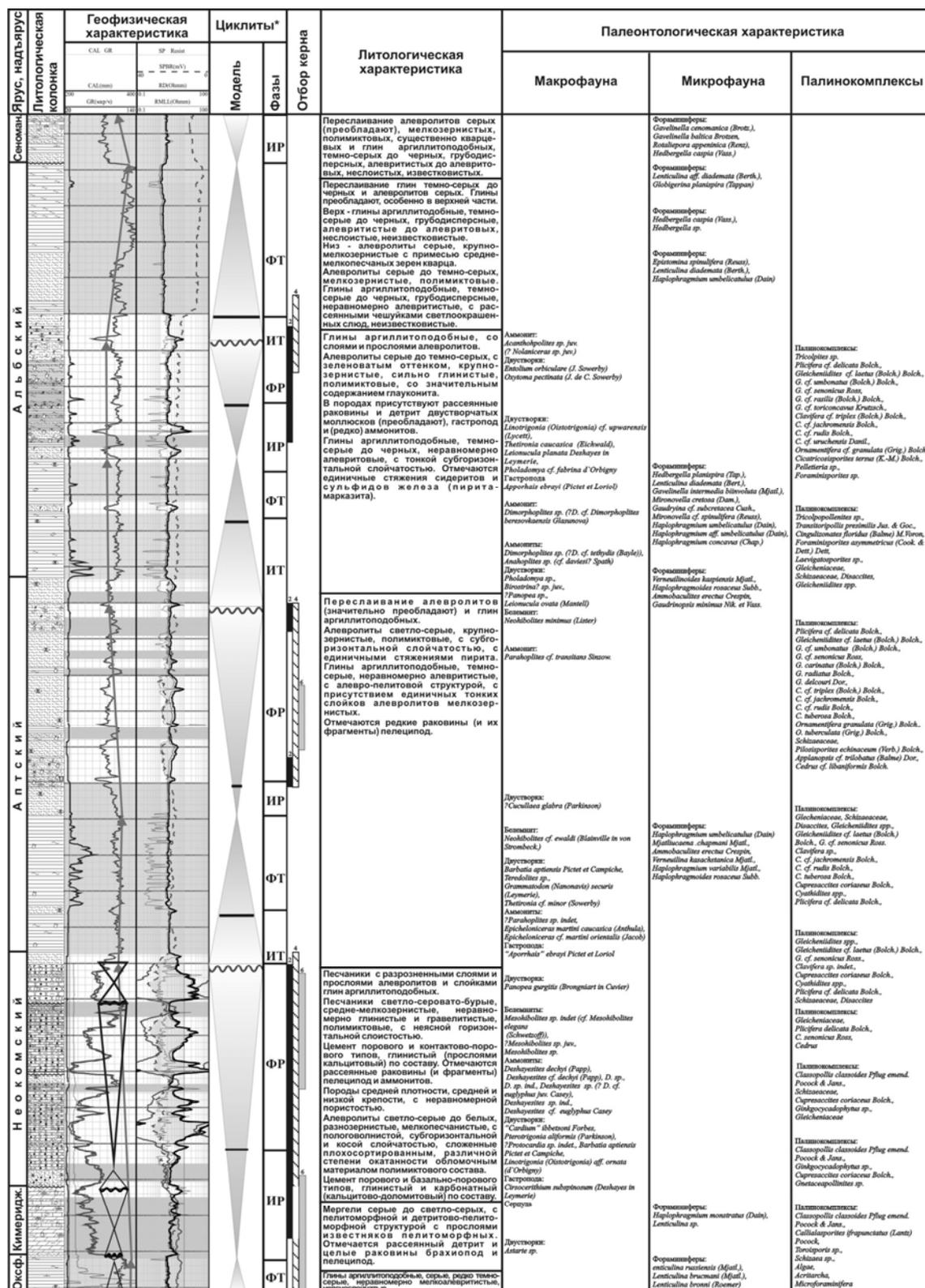
Аптский и альбский ярусы представлены комплексом преимущественно глинисто-алевролитового состава, при этом для альбского яруса характерно преобладание глинистой составляющей, а для аптского напротив – обломочной. В подчинённом количестве, формируя маломощные (первые метры) слои, отмечаются алевролитово-известняковые литологические разности. Разрез апта и альба характеризуется достаточно ярко выраженной трансгрессивно-регрессивной циклическостью строения. В аптском разрезе выделено два примерно равных по толщине (около 60 м) трансгрессивно-регрессивных цикла. Их строение, начинающееся с базальных слоёв и глин темно-серых каолинит-хлорит-гидрослюдистых, постепенно сменяется вверх по разрезу толщей алевролитов светло-серых крупнозернистых, полимиктовых. Интервалы коллекторов приурочены к песчано-алевритовым отложениям завершающих фаз регрессивных частей цикла. Как правило, горизонты с наилучшими коллекторскими свойствами связаны с финально-регрессивными его элементами. Разрез альба характеризуется также достаточно ярко выраженной циклическостью строения. Четко прослеживаясь во всех изученных разрезах, выделяется региональный трансгрессивно-регрессивный цикл толщиной 72 м. Несмотря на широкое развитие алевролитов, большая их часть характеризуется повышенной глинистостью, что отрицательно влияет на их коллекторские свойства. Немногочисленные прослои с удовлетворительными ФЕС имеют четко выраженную приуроченность к "темпеститам", а также к финально-регрессивной части цикла.

Сводный литолого-стратиграфический разрез и литомостратиграфическая схема продуктивных нижнемеловых отложений месторождения им. В. Филановского представлены на рисунке. Как видно из этого рисунка, системно-литмологическое расчленение разреза во многом сходно с разрезом нижнемеловых отложений Западной Сибири [Карогодин, 2006]. И в этой связи небезынтересно понять причину некоторых отличий в системно-литмологическом расчленении этих регионов.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (проект № 07-05-00518).

Литература

- Карогодин Ю.Н. Системная модель стратиграфии нефтегазоносных бассейнов Евразии. В 2-х томах. Т. 1: Мел Западной Сибири. Новосибирск: Академическое изд-во "Гео", 2006. 166 с.
- Карогодин Ю.Н., Ершов С.В., Сафонов В.С. и др. Приобская нефтеносная зона Западной Сибири: Системно-литмологический аспект. Новосибирск: Изд-во СО РАН, НИЦ ОИГГМ, 1996. 252 с.
- Карогодин Ю.Н., Казаненков В.А., Рыльков С.А., Ершов С.В. Северное Приобье Западной Сибири. Геология и нефтегазоносность неокон (системно-литмологический подход). Новосибирск: Изд-во СО РАН, филиал "Гео", 2000. 200 с.
- Манцурова В.Н., Смирнов В.Е. Стратиграфия и корреляция юры Ракушечной площади Северного Каспия // Юрская система России: проблемы стратиграфии и палеогеографии. Второе Всерос. совещание: науч. материалы / Отв. ред. В.А. Захаров. Ярославль: Изд-во ЯГПУ, 2007. С. 155–157.
- Smirnov M.V., Varaboshkin E.Y. Jurassic/Cretaceous boundary beds of Northern Caspian // AAPG European Region Conference with GSA, Prague, October 10–13, 2004. Prague, 2004. P. 107.



Сводный литолого-стратиграфический разрез и литостратиграфическая модель нижнемеловых отложений месторождения им. В. Филановского.

**ВОЗРАСТНОЙ ИНТЕРВАЛ ФОРМИРОВАНИЯ
МЕЛОВОГО ОХОТСКО-ЧУКОТСКОГО МАГМАТИЧЕСКОГО ПОЯСА**

Н.И. Филатова

Геологический институт РАН, Москва

**AGE INTERVAL OF DEVELOPMENT
OF THE CRETACEOUS OKHOTSK-CHUKOTKA MAGMATIC BELT**

N.I. Filatova

Geological Institute of RAS, Moscow

Охотско-Чукотский вулcano-плутонический пояс (ОЧВП) протягивается от Удской губы до Чукотки на северо-западном континентальном обрамлении Тихого океана, в целом, конформно границе последнего с континентом. Фундамент окраинно-континентального ОЧВП имеет гетерогенное строение. Его тыловая (по отношению к Пацифику) часть образована складчато-покровными структурами, возникшими в поздней юре–среднем мелу при оформлении Верхояно-Чукотской тектонической области. Внешнюю часть фундамента ОЧВП составляет северная зона Корякско-Камчатской тектонической области, в которой доминируют комплексы позднеюрской–готеривской Удско-Мургальской-Северокорякской вулканической островной дуги. Неоавтохтоном для всех структур фундамента ОЧВП служит нижнемеловая моласса, выше которой располагается ОЧВП. Моласса местами имеет прибрежно-морской генезис и содержит раннемеловую ископаемую фауну, но на большей площади она формировалась в наземных условиях и характеризуется флорой буоркемюсского комплекса [Белый, 1978; Герман, 2004; Котляр, Русакова, 2005; Лебедев, 1987; Филатова, 1988, 1995; и др.]; верхний возрастной предел буоркемюсской флоры – ранний–средний альб. Таким образом, эта моласса определяет позднеальбскую нижнюю возрастную границу ОЧВП. Следует добавить, что в фундаменте ОЧВП, в раннем мелу синхронно с молассой, локально формировалась бимодальная ассоциация щелочного состава рифтогенной природы [Котляр, Русакова, 2005; и др.], которая в виде небольших ореолов широко распространена в пределах Северо-Востока Евразии.

Строение ОЧВП и состав входящих в него комплексов детально изучены в ходе геологического картирования и тематических исследований [Белый, 1978; Котляр, Русакова, 2005; Лебедев, 1987; Филатова, 1988; и мн. др.]. Показательно, что в целом достигнута согласованность в понимании состава вулканогенных толщ и смены их в разрезе и по площади ОЧВП, тогда как возрастные их характеристики (как и интервал формирования ОЧВП в целом) составляют предмет неутраченных дискуссий [Котляр, Русакова, 2005; Лебедев, Филатова, 1998; Тихомиров и др., 2006; и др.].

Развитие ОЧВП происходило в позднеальбское–сенонское (включая кампан) время в течение двух этапов, нашедших отражение в вертикальном ряду магматических комплексов. На раннем этапе накапливалась альб-туронская вулcano-плутоническая ассоциация известково-щелочной серии, включающая базальт-андезитовый и габбро-диорит-гранодиоритовый комплексы. По петролого-геохимическим свойствам породы комплексов типичны для надсубдукционных обстановок. В позднемеловое время были сформированы риолит-дацитовый (игнимбритовый) и гранитный комплексы, причем главный объем этих образований возник на сенонском этапе вслед за накоплением альб-туронской вулcano-плутонической ассоциации. По химическому составу породы комплексов сочетают черты известково-щелочной и щелочной серий. При сильных колебаниях уровня щелочей в целом щелочность и калиевость возрастают вверх по разрезу. Породы верхней части рассматриваемого комплекса обеднены V, Ni, Co, обогащены W, Be, Mo, Bi, а также Rb, Ba, P3Э, приближаясь по составу к латитам. Генезис позднемеловой вулcano-плутонической ассоциации кислого состава и повышенной щелочности связан со значительным вкладом корового вещества. Об этом, в частности, свидетельствуют присущие этим породам высокие значения (0,7053–0,7188) $^{86}\text{Sr}/^{87}\text{Sr}$ [Милов и др., 1987]. Важно отметить, что появление риолит-дацитового комплекса и сопровождающих его гранитоидов приурочено к заключительным этапам формирования ОЧВП, когда континентальная окраина начала испытывать сжатие, что выразилось в короблении края континента, оформлении малоамплитудных надвигов и возникновении коровых магматических камер [Филатова, 1988]. Обстановка сжатия привела к задержке в коре связанных с процессом субдукции мантийных расплавов, что способствовало развитию процесса анатексиса на коровом уровне. Этим камерам соответствуют гигантских масштабов просадки (до 180–250 км в поперечнике), зачастую выраженные минимумами гравитационного поля.

Строение ОЧВП определяется совокупностью структур центрального типа. Это обусловило локальность распространения выделенных здесь многочисленных свит и толщ и чрезвычайную сложность их возрастной корреляции [Котляр, Русакова, 2005; и др.]. Так, например, для Центрально- и Восточно-Чукотского секторов ОЧВП характерны обширные кольцевые вулканические постройки с интенсивным проявлением игнимбритового магматизма, тогда как на остальной площади ОЧВП подобные структуры единичны. Вместе с тем, в ОЧВП широко был развит многовыходной ареальный вулканизм, который выразился в действии приуроченных к разрывным нарушениям небольших моногенных шлаковых и лавовых вулканов. Эти постройки сочетались с длительно развивавшимися стратовулканами. В разрезах ОЧВП развиты многочисленные локальные “вулканогенные” несогласия, обусловленные пересечением (наложением) в пространстве вулканических построек центрального типа – территориально сближенных или (и) формирующихся несколько асинхронно. Другая характерная черта подобного типа вулканизма – вулканы более поздних стадий совсем необязательно наращивали постройки предыдущей стадии, а чаще возникали на вулканиках любой из более ранних стадий ОЧВП и даже могли “выплескиваться” на примыкающие к поясу участки его фундамента. В последнем случае (что особенно характерно для чукотской части ОЧВП) разрез пояса непосредственно выше фундамента нередко начинается с сенонских вулканитов.

Верхний возрастной предел формирования надсубдукционного ОЧВП определяется проявлением в конце позднего мела–начале палеогена процесса рифтогенеза [Полин и др., 2006; Федоров, Филатова, 1996; Филатова, 1988; Hourigan, Akinin, 2004; и др.]. Показательно, что возникшие при этом протяженные грабены нарушают структуры не только тыловой и фронтальной частей ОЧВП, но и прилегающей территории Корякско-Камчатской тектонической области [Филатова, 1988, 1995; и др.]. Эти структурно-геологические данные (в совокупности с петролого-геохимическими) доказывают “пост-поясной” характер рифтогенных базальтоидов и не позволяют согласиться с мнением [Hourigan, Akinin, 2004] о тыловодужной (по отношению к ОЧВП) природе рассматриваемого рифтогенеза. Процесс рифтогенеза сопровождался накоплением двух главных комплексов – базальт-трахибазальтового и бимодального трахириолит-трахибазальтового, которые либо заполняли грабены, либо формировали вулканические плато вдоль зон разломов, расщеливших структуры ОЧВП. По петролого-геохимическим характеристикам оба комплекса являются типичными внутриплитными образованиями. Характерно субгоризонтальное залегание потоков базальтов обоих рифтогенных комплексов, несогласно перекрывающих вулканические постройки центрального типа ОЧВП и зачастую выделяющихся в качестве “платобазальтов”.

Определение возрастного интервала формирования ОЧВП решалось с применением двух главных методов – фито-стратиграфического и изотопно-геохронологического. 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 кампанского уровня включительно [Лебедев, 1987; Филатова, 1988; и др.]. Хотя интервалы распространения отдельных комплексов ископаемых растений палеоботаниками трактуются неоднозначно, однако в целом в разрезе вулканитов ОЧВП снизу вверх выделены следующие разновозрастные флоры: позднеальб-сеноманская (дукчандинская, амкинская), турон-коньякская (чинганджинская, арманская) и сантон-среднекампанская (ольская и усть-эмунарэльская) [Герман, 2004; Лебедев, 1987]. Подчеркивается [Герман, 2004], что позднеальбские–позднемеловые флоры ОЧВП обнаруживают черты унаследованности от ранне-среднеальбской буор-кемюсской флоры, заключенной в терригенных “допоясных” отложениях. Наиболее молодая сантон-кампанская флора характеризует риолит-дацитовый (игнимбритовый) комплекс, составляющий специфику Центрально- и Восточно-Чукотского секторов ОЧВП, а также Ольского и Омсукчанского участков последнего.

Что касается изотопной геохронологии, то два используемых ныне комплекса методов (K-Ar, Rb-Sr, с одной стороны, и $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, U-Pb, с другой) привели к существенно противоречащим друг другу результатам в оценке возраста ОЧВП. Накопленный огромный материал по K-Ar и Rb-Sr датированию вулканитов ОЧВП показал широкий интервал значений – 110–50 млн лет при максимуме 87–70 млн лет [Котляр, Русакова, 2005; и др.]. На фоне этой дисперсии истинными датировками признаются только наиболее высокие величины K-Ar или (и) Rb-Sr, поскольку остальные значения (как и данные Ar-Ag определений) считаются следствием многочисленных термальных событий в ОЧВП и смежных регионах, приводящих к «переустановке изотопных часов» и «омоложению» вулканитов [Котляр, Русакова, 2005]. По этой методике весь разрез ОЧВП датируется в диапазоне верхний альб–сеноман (110–93 млн лет), причем главный базальт-андезитовый комплекс ОЧВП практически не выходит за пределы нижнего сеномана, а локально развитые кислые вулканиты больших объемов отнесены ко второй половине сеномана. Подобная трактовка имеющихся K-Ar и Rb-Sr датировок была признана [Котляр, Русакова, 2005] достаточной для переинтерпретации возраста флор ОЧВП и, в частности, для утверждения, что все считающиеся сенон-кампанскими флоры ОЧВП «присутствуют исключительно в сеноманских толщах» [Там же]. Представляется, что широкий диапазон K-Ar и Rb-Sr величин для вулканитов ОЧВП вряд ли служит основанием для столь категоричных суждений, как и для сужения интервала формирования ОЧВП в целом.

$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ и U-Pb датирование вулканитов первоначально привело авторов этих исследований к выводу о сеноном возрасте всего ОЧВП и о необходимости кардинальной ревизии его возраста в сторону омоложения [Акинин, Ханчук, 2005; Hourigan, Akinin, 2004; Isolatov et al., 2004; и др.]. Более того, эта, казалось бы, новая хронологическая основа была использована рядом геологов для разработки новых тектонических и геодинамических моделей Арктическо-Евразийско-Североамериканского региона, в которых нижняя возрастная граница ОЧВП оценивается не древнее 90 млн лет. Однако эта “недооценка” возрастного интервала формирования ОЧВП была связана с тем, что Ar-Ag и U-Pb исследования первоначально были сосредоточены на участках развития поздних кислых, существенно щелочных вулканитов больших объемов (Ольское плато, Центрально- и Восточно-Чукотский секторы ОЧВП), сенонские флоры в которых уже были известны ранее. 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 секторе ОЧВП обнаружилось присутствие позднеальбских андезитов (104,9–101,6 млн лет), а в Охотском секторе – интрузий с датировками 103–100 млн лет. Таким образом, проявление альбского магматизма начального этапа на площади ОЧВП было доказано не только палеоботаническим, но и Ar-Ag и U-Pb методами [Тихомиров и др., 2006]. И только первоначальным настроением на сенонский возраст ОЧВП можно объяснить оставшиеся у авторов этих определений сомнения относительности принадлежности этих альбских вулканитов именно к ОЧВП, а не к каким-то иным структурам [Там же]. При этих же работах выявлено, что вулканиты кислого состава на границе Анадырского и Центрально-Чукотского секторов ОЧВП имеют сенон-сантонский возраст ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$): 93,7 (амфибол), 91,8 (плагиоклаз), 84,2 (амфибол) млн лет.

Имеется не так уж много Ar-Ag и тем более U-Pb датировок пород ОЧВП (несколько более 50), к тому же распределенных по огромной площади ОЧВП весьма неравномерно. Но уже сейчас можно присоединиться к мнению [Тихомиров и др., 2006] о принципиальной согласованности результатов палеофлористического и изотопно-хронологического (методы $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ и U-Pb) датирования отдельных подразделений ОЧВП и этапа его формирования в целом. Синтез этих результатов свидетельствует об альбском–кампанском интервале развития ОЧВП.

Работа поддержана РФФИ (проект № 08-05-00748), программой государственной поддержки ведущих научных школ (проект НШ-651.2008.5), Программой ОНЗ РАН № 14.

Литература

- Аникин В.В., Ханчук А.И. Охотско-Чукотский вулканогенный пояс: ревизия возраста на основе новых $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ и U-Pb изотопных данных // Докл. РАН. 2005. Т. 404. № 5. С. 654–658.
- Белый В.Ф. Формации и тектоника Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. М.: Наука, 1978. 168 с.
- Герман А.Б. Альбская–поздне меловая флора Северной Пацифики: палеофлористика, фито-стратиграфия и палеоклиматология: Автореф. дис. ... д-ра геол.-мин. наук. М.: ГИН, 2004. 54 с.
- Котляр И.Н., Русакова Т.Б. Геолого-геохронологическая модель меловых континентальных вулканических толщ Охотско-Чукотской магматической провинции (Северо-Восток России) // Тихоокеан. геология. 2005. Т. 24. № 1. С. 25–44.
- Лебедев Е.Л. Стратиграфия и возраст Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. М.: Наука, 1987. 175 с.
- Лебедев Е.Л., Филатова Н.И. Дискуссия по поводу статьи В.Ф. Белого и др. "Поздняя стадия развития северной части Охотско-Чукотского вулканогенного пояса" // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1998. Т. 6. № 6. С. 106–110.
- Милов А.П., Давыдов И.А., Котляр И.Н. и др. Rb-Sr системы в меловых вулканических породах Охотско-Чукотского вулканического пояса // Региональная геохронология / Ред. М.И. Кузьмин. Иркутск: Наука, 1987. С. 69–82.
- Полин В.Ф., Сахно В.Г., Екимова Н.И., Сандимирова Г.П. Пантеллерит-комендит-щелочно-гранитная ассоциация палеогеновой бимодальной формации Охотско-Чукотского вулканоплутонического пояса // Докл. РАН. 2006. Т. 407. № 3. С. 388–393.
- Тихомиров П.Л., Аникин В.В., Исполатов В.О. и др. Возраст северной части Охотско-Чукотского вулканогенного пояса; новые данные Ar-Ar и U-Pb геохронологии // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2006. Т. 14. № 5. С. 81–95.
- Федоров П.И., Филатова Н.И. Кайнозойский вулканизм восточной Корякии (Северо-Восток России) и геодинамические обстановки его проявления // Тихоокеан. геология. 1996. № 3. С. 3–14.
- Филатова Н.И. Периокеанические вулканогенные пояса. М.: Недра, 1988. 264 с.
- Филатова Н.И. Эволюция меловых обстановок на северо-востоке Азиатского континента // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1995. Т. 3. № 3. С. 64–75.
- Hourigan J.K., Akinin V.V. Tectonic and chronostratigraphic implications of new $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronology and geochemistry of the Armak and Maltan-Ola volcanic belt, Northeastern Russia // GSA Bull. 2004. Vol. 116. No. 5/6. P. 637–654.
- Ispolatov V.O., Tikhomirov P.L., Heizler M., Cherepanova I.Yu. New $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages of Cretaceous continental volcanics from Central Chukotka: implications for initiations and duration of volcanism within the northern part of the Okhotsk Chukotka volcanic belt (Northeastern Eurasia) // J. Geology. 2004. Vol. 112. P. 369–377.

ВЕРХНЕМЕЛОВЫЕ ГАСТРОПОДЫ МАЛОГО КАВКАЗА

В.М. Харитонов, Л.В. Кокарева

Саратовский государственный университет

UPPER CRETACEOUS GASTROPODS OF THE LESSER CAUCASUS

V.M. Kharitonov, L.V. Kokareva

Saratov State University

Гастроподы широко распространены в терригенных и карбонатных образованиях нижней части верхнемелового разреза (сеноман–нижний сантон) Малого Кавказа. Они представляют собой замечательную ортостратиграфическую группу руководящей ископаемой фауны, отличающуюся высокими темпами эволюции. Эти брюхоногие моллюски представлены значительным количеством родов, видов и экземпляров, чётко определяющими возраст отложений. Многие из этих видов эндемики. В некоторых районах гастроподы являются порообразующими организмами. По присутствию гастропод, а также рудистов, двустворок, кораллов, реже аммонитов и псевдоцератитов Малый Кавказ в палеобиозоогеографическом отношении относится к Средиземноморской (Альпийской) области. Наряду с этим на Малом Кавказе и смежных территориях Турции и Ирана нами выделяется полигенный Закавказский центр видообразования гастропод. На его территории, начиная с перми и триаса, на протяжении юры и мела происходило непрерывное родо- и видообразование этих брюхоногих. Полигенность центра заключается в том, что она осуществлялась не в одном ограниченном районе, а на различных участках Малого Кавказа в зависимости от наличия благоприятных условий.

С гастроподами в той или иной мере соприкасались все исследователи стратиграфии верхнего мела, начиная с Г.В. Абиha, но специальными их палеонтологическим изучением занимались Ф. Цекели, В.Ф. Пчелинцев, В.Т. Акопян, В.Л. Егоян, О.Б. Алиев, Г.А. Алиев, Р.М. Мамед-заде и др. Однако с самого начала исследований возраст отложений с гастроподами постоянно изменялся и допускались неточности в временной оценке вертикального распределения брюхоногих в разрезах. Начиная с середины 60-х годов в связи с изменением относительных возрастов отложений с сеноманского и туронского на коньякский и сантонский положение ухудшилось. Несмотря на некоторую коррекцию в середине 80-х годов, ситуация с возрастом отложений и, соответственно, гастропод заметно усугубилась. Гастроподы в значительной степени утра-

тили свое руководящее значение. В современной западной литературе очень часто нет ссылок на работы отечественных ученых, наименования родов и видов В.Ф. Пчелинцева и др. не применяются, а используются совсем другие, новые названия, хотя эти роды и виды впервые были установлены на территории СССР. В первой половине 80-х годов одним из авторов данных тезисов были проведены палеонтологостратиграфические исследования верхнемеловых отложений Малого Кавказа, заключающиеся в последнем описании разрезов и сборе фауны. Были изучены разрезы, вскрывающиеся по рекам Веди и Хосров, у сел Азизкент, Гюлистан-Хндзорут, Авуш, Хачик, Бишава, Ахура, Ашагы Бузгов, Алмалы, Азнабюрт, Книшик, Неграм, Ордубад, где присутствует значительная часть гастроподового комплекса. Кроме того, были изучены и отбиралась фауна из разрезов Ашыгылы, Камо, Азат, Чайкенд, Михайловка, Гюлистан, Молладжалы, Агджакенд, Мадагиз, Мохратаг и многих других. Были использованы литературные и фондовые данные. Определение возрастов проводилось по распределению всего комплекса обнаруженной макрофауны. Это позволило уточнить её возраст и соответствующих отложений. Наши данные по возрасту гастропод вполне возможно применять при использовании работ В.Ф. Пчелинцева, В.Л. Егояна, В.Т. Акопяна, Г.А. Алиева, О.Б. Алиева, а также атласов СССР, меловой фауны Азербайджана, атласов фаун Армении и Грузии.

Самый древний верхнемеловой комплекс гастропод – это сеноманский. Разделение его на нижне-, средне- и верхнесеноманский подкомплексы сейчас сильно затруднено. Наиболее полно он представлен на р. Веди в нижней половине ахсуинского горизонта. Ниже нами приводятся роды гастропод с указанием количества видов: *Oligoptyxis* – 12, *Itruvia* – 13, *Pseudomesalia* – 9, *Bicarinella* – 3, *Haustator* – 3, *Dalmatea* (*Aptyxiella*) – 3, *Purpurina* – 2, *Plicopyrazus* – 3, *Actaeonella* – 6, *Omphaloacteonella* – 4, *Pyrazopsis* – 3, *Haploptyxis* – 5, *Neoptyxis* – 5, *Trochoacteon* – 3, *Paleotrochoacteon* – 1, *Mesotrochoacteon* – 5, *Uschaxia* – 5, *Trajanella* – 2; остальные по одному – *Nerinea*, *Nerinella*, *Nerineopsis*, *Cerithiomorpha*, *Terebraliopsis*, *Italoptygmatis*, *Pyracella*, *Plesioptococcus*, *Plesioptygmatis*, *Tylostoma*, *Pyropsis*, *Rimella*, *Helicaulax*, *Eovoluthilites*, *Volutoderma*. Присутствие этого богатейшего комплекса с той или иной степенью полноты отмечается в разрезах на р. Айриджа, у сел Авуш, Хндзорут, Азнабюрт, Апаран, Неграм, Килит, Кетам. К сеноманскому комплексу брюхоногий относятся также гастроподы из сеноманских разрезов Севано-Карабахской и Сомхито-Агдамской тектонических зон.

Вторым богатейшим комплексом гастропод является нижнетуронский. Он в полной мере представлен в Араксинской тектонической зоне в разрезе у с. Гюлистан-Хндзорут и располагается в серовато-зеленых глинах и песчаниках между верхнесеноманскими немыми красноцветными глинами и мергелями и серыми песчаниками зоны *Inoceramus* (*Mytiloides*) *labiatus*. Это *Punctospira* – 3, *Rostellinda* – 4, *Gymnentome* – 4, *Oligoptyxis* – 1, *Helicaulax* – 2, *Armenostoma* – 3, *Ampullina* – 4, *Nodosella* – 3, *Caucasella* – 3, *Glauconia* – 3, *Mesothyris* – 2, *Tylostoma* – 2, *Rostellana* – 2, *Desmiera* – 2, *Bellifusus* – 2, *Pugioptera* – 2, *Glauconiella* – 3, *Rimella* – 2, *Pyropsis* – 2; остальные по одному – *Uxia*, *Pyracella*, *Nairella*, *Perissoptera*, *Terebra*, *Tectaplicus*, *Eovoluthilites*, *Araratella*, *Cerithium*, *Rostrocithium*, *Ptychocerithium*, *Armenocerithium*, *Gyrodes*. Брюхоногие этого комплекса обнаружены в нижнетуронских разрезах у сел Хачик, Цмагикала, Авуш, Книшик и Неграм. На остальной части Малого Кавказа эта ассоциация распространена значительно реже сеноманской, но местами её фрагменты обнаруживаются во многих разрезах Сомхито-Агдамской и Севано-Карабахской тектонических зон.

Третий – верхнетуронский (при двухчленном расчленении турона) – комплекс гастропод отмечается в зонах *Collignoniceras woolgari* – *Inoceramus apicalis*, *Subprionocyclus neptuni* – *Inoceramus falcatus* и *I. woodsii*. В полном объеме он выражен в Араксинской зоне в разрезе с. Гюлистан (Хндзорут) – г. Каракузей и располагается в мощной толще аргиллитов, глин, мергелей, песчаников и конгломератов мощностью около 900 м. Толща располагается между песчаниками зоны *Inoceramus labiatus* (нижний турон) и известняками зоны *I. schloenbachi* (нижний коньяк). Комплекс сравнительно небогат и представлен: *Haustator nodosus* (Roem.), *Eriptycha humboldti* (Müll.), *Voluthilites subsemiplicatus* (d'Orb.), *Helicaulax buchi* Pčel., *Armenostoma striatocostata* (Müll.), *Nairella sexlineata* (Roem.), *Nodosella noggerathiana* (Goldf.), *Gyrodes tenellus* (Stoll.), *Drapanochilus stenopterus* (Goldf.), *Caucasella acanthophora* (Müll.), *Avellana humboldti* (Müll.), *Glauconia undulata* (Dresch.), *G. coquandiana* (d'Orb.), *G. suffarcinata* (Münst.). Эта ассоциация широко распространена в пределах Араксинской зоны (разрезы с. Азизкент, р. Хосров, г. Бозбурун (Ерах), г. Кесуз (Црдут), сел Алмалы, Бузгов, Хачик), а также в Мисхано-Кафанской зоне.

Коньякские и сантонские отложения в Араксинской зоне представлены карбонатными образованиями, и гастроподы там отсутствуют. Однако в Сомхито-Агдамской зоне и юго-восточном окончании Севано-Карабахской зоны коньякские отложения представлены в терригенной фации, и гастропод там достаточно много. Они, несомненно, имеют позднеурон-коньякский возраст, но выделение собственно верхнетуронского, нижне- и верхнеконьякского комплексов гастропод представляет собой очень сложную задачу, которую необходимо решить в будущем на основании точного расчленения отложений с учётом распределения всех ортостратиграфических групп, в том числе и иноцерамов. Предыдущие попытки такого разделения следует считать пока неудовлетворительными. В состав этого проблемного комплекса входят *Plesioptygmatis bicincta* (Bronn.), *P. pailletei* (d'Orb.), *P. tausensis* Pčel., *P. turbinata* (Zek.), *P. caucasicus* (Pčel.), *P. planus* (Pčel.), *Simploptyxis pupoida* (Pčel.), *S. buchi* (Kefer.), *Actaeonella crassa* (Djardin), *A. uchaxensis* Cossmann, *Trochoacteon puniformis* Bose, *T. collignoni* (Dart. et Breb.), *T. subobtusus* Pčel., *Sevanella latisulcata* (Нас.), *S. tuberculata* (Нас.), *Neotrochoacteon giganteus* (Sow.), *N. exellus* (Pčel.), *Purpuroacteon pcelincevi* (Нас.), *P. vediensis* (Нас.), *Haustator karabakhensis* Pčel., *Exechocircus angustatus* Pčel., *E. subpustulosus* Pčel., *Trajanella subamphora* Pčel., *Helicaulax subcostatus* Pčel.

Пятый комплекс гастропод развит в нижнесантонских отложениях Сомхито-Агдамской зоны и в Присеванском районе: *Simploptyxis ampla* (Münst.), *Spiroacteon conica* (Münst.), *S. nobilis* (Münst.), *Diptochochilus sevanensis* (Нас.), *Echinobathra simonyi* (Zek.), *Pirenella münsteri* (Kefer.), *Eutrochus geinitzi* (Reuss).

Небольшой шестой комплекс крупных гастропод отмечен в песчаниках верхнего маастрихта: *Campanille ganessa* (Noetl.), *C. khatschikensis* (Нас.).

Работа выполнена при поддержке РФФИ (грант № 06-05-648-78).

ИНОЦЕРАМЫ ВОЛЬСКОГО РАЙОНА САРАТОВСКОГО ПОВОЛЖЬЯ

В.М. Харитонов, В.А. Фомин
Саратовский государственный университет

INOCERAMIDS OF THE VOLSK DISTRICT OF THE SARATOV VOLGA REGION

V.M. Kharitonov, V.A. Fomin
Saratov State University

Иноцерамы в рассматриваемом регионе представлены очень широко, хотя в качественном и количественном отношении они явно уступают таковым Дагестана, Копет-Дага, Крыма, Донбасса, Мангышлака и Вольно-Подолии, входящих в восточную часть Евразийского центра видообразования иноцерамов (ЕЦВИ). Вольские иноцерамы, сами по себе, не входят в какой-либо центр видообразования. Причиной этого является неравномерное, прерывистое и неполное в стратиграфическом отношении развитие этой важной группы двухстворчатых моллюсков. Однако по очень интенсивному видообразованию на отдельных интервалах (турон, коньяк или кампан) Вольский район может быть отнесён к локальному подцентру.

Вольские иноцерамы присутствуют в верхнемеловых отложениях трёх карьеров цементных заводов: "Большевик", "Красный Октябрь" и "Коммунар".

В 30-е годы прошлого века М.Н. Матесовой здесь было установлено пять основных литологических пачек, содержащих верхний мел и содержащих иноцерамиды: 1) желтоватый мергель с фосфоритами в основании (верхний турон); 2) серый мергель; 3) конгломератовидный, кремнистый, зеленоватый мергель (оба – нижний эмшер); 4) зеленоватый мергель (верхний эмшер); 5) белый пишущий мел (верхний сенон). Ею были изображены *Inoceramus lamarcki* Park из верхнего турона и два вида из верхнего сенона.

Д.П. Найдин, а также Р.Р. Габдуллин и А.В. Иванов придерживаются несколько другой схемы расчленения верхнего мела в Вольском районе. Желтоватые мергели с фосфоритами в основании они относят к верхнему турону, серые мергели – к коньяку или нижнеконьякскому подъярису. Конгломератовидный, комковатый зеленоватый мергель с фосфоритами в основании считается верхнекампанским. Он несогласно залегает на подстилающих отложениях. Выше по разрезу вполне согласно располагаются белые писчие мелы нижнего маастрихта. В работах указанных авторов приводятся списки определений иноцерамов. Из желтоватого мергеля перечисляются *Inoceramus lamarcki* Park., *I. apicalis* Woods, *I. cuvieri* Sow. В серых мергелях отмечается присутствие *I. wandereri* And., *I. schloenbachi* Boehm, *I. zeltbergensis* Heinz, *I. kiliani* Sim., *I. lusatae* And. Зеленоватый полосчатый и узловатый мергель обычно содержит только зональный вид *I. dariensis* Dobr. et Pavl., хотя в этих отложениях присутствует самый богатый комплекс иноцерамид. Из нижнемаастрихтского белого писчего мела упоминается только *I. balticus* Boehm. Как мы видим, количество иноцерамов невелико и роль их в определении возрастов незначительна.

В.М. Харитонов, А.В. Иванов и В.Б. Сельцер изучали стратиграфию турон-коньякских отложений разреза Нижняя Банновка, а также трёх разрезов турон-коньяка карьеров цементных заводов "Большевик", "Красный Октябрь" и "Коммунар". Исследовалось не только распределение иноцерамов в разрезах, но и всех представителей макрофауны.

В разрезе Нижняя Банновка было установлено присутствие пяти богатейших комплексов иноцерамов в следующих зонах: *Inoceramus falcatus*, *I. woodsi* (обе верхний турон), *I. schloenbachi* – *I. deformis* (нижний коньяк), *I. involutus* (верхний коньяк), *I. cardissoides* (нижний сантон). В верхнем сантоне, кампане и маастрихте иноцерамы не были найдены. Крупные иноцерамы были обнаружены в верхнем туроне и коньяке, причём зоны *I. woodsi* и *I. schloenbachi* – *I. deformis* сложены зеленоватыми, комковатыми мелями, напоминающими вольские.

Следует отметить, что закономерности распределения иноцерамов в Нижней Банновке соответствуют мировым и в той или иной степени распространяются и на Вольский район. Здесь, в разрезе карьера "Большевик" в желто-серых грубых мелах (3,5 м) и серых тонко-слоистых мергелях (2,5 м) были установлены две верхнетуронские зоны – *I. falcatus* и *I. woodsi* (I уступ карьера). Зона *I. falcatus* содержит богатейший комплекс иноцерамид: *I. apicalis* Woods, *I. lamarcki* Park. (s. l.), *I. cuvieri* Sow., *I. inaequalis* Schlüt., *I. undulatus* Mant., *I. frechi* And., *I. inconstans* Woods и очень крупные иноцерамы ламаркской группы с крупными сложными замками: *I. iburiensis* Nag. et Mats., *I. monstrum* Heinz, *I. securiformis* Heinz и др. В зоне *I. woodsi* был найден очень важный, зональный верхнетуронский аммонит *Scaphites geinitzi* d'Orb. и иноцерамы: *I. lusatae* And., *I. glatziae* And., *I. seitzii* And., *I. saxonicus* Petr., *I. protractus* Scup., *I. lamarcki* Park. (s. l.), *I. dresdensis* Trög. и ещё около 30 видов. Эти два верхнетуронских комплекса в той или иной степени присутствуют в разрезах "Коммунар" и "Красный Октябрь". В вышележащих зеленоцветных, комковатых, конгломератовидных мергелях (8 м) разреза "Большевик" (II уступ) были отмечены многочисленные прослои фосфоритов, собрана макрофауна и определена как нижнеконьякская. Залегание этого слоя рассматривалось как согласное. В зоне *I. schloenbachi* – *I. deformis*, помимо зональных, были определены *I. walterdorfensis* And., *I. seitzii* And., *I. websteri* Mant., *I. inconstans* Woods, *I. wandereriformis* Khar. и много новых видов крупных размеров (до 30–40 см) из группы *I. lamarcki*. Общее количество видов составляет не менее 40. Этот комплекс иноцерамид в несколько обедненном виде найден и в разрезах карьеров "Красный Октябрь" и "Коммунар". Зона *I. involutus* и иноцерамы верхнего коньяка в разрезе "Большевик" не были найдены. Однако в разрезах "Красный Октябрь" и "Коммунар" нами была установлена зона *I. involutus* с комплексом, состоящим из девяти руководящих верхнеконьякских видов иноцерамов, в том числе *I. mantelli* de Mercey, *I. percostatus* Müll. и др. На зеленоцветных отложениях во всех трёх разрезах (III уступ в разрезе "Большевик") несогласно залегают трещиноватые песчаные мергели (8 м), в которых обнаружена общекампанская ассоциация иноцерамов: *I. dariensis* Dobr. et Pavl., *I. atabekjani* Arzum., *I. convexus* Hall et Meek, *I. barabini* Morton. Выше

(IV–VI уступы) согласно залегающие, белые, чистые, писчие мела (60 м) содержат нижнемаастрихтские иноцереры: *I. caucasicus* Dobr., *I. planus* Goldf., *I. arcoides* Khar., *I. buguntaensis* Dobr. et Pavl. Этот комплекс присутствует в Коммунаре и Красном Октябре.

В последнее время исследованиями стратиграфии разреза "Большевик" начали заниматься московские исследователи во главе с А.С. Алексеевым и А.Г. Олферьевым в тесном сотрудничестве с саратовскими палеонтологами, включая и авторов данного сообщения.

Зеленоцветную, полосчатую, конгломератовидную пачку, несогласно залегающую на серых, тонко-слоистых мергелях они считают нижнекампанской. Основанием этому служит изучение распределения микрофауны, белемнитов, недостаточно изученных морских ежей, аммонитов очень плохой сохранности. Подстилающие зеленоцветную пачку серые мергели считаются коньякскими. Но это верхняя зона верхнего турона *I. woodsi*, и в этом случае из разреза выпадает коньякский ярус и образуется первый перерыв. Над нижнекампанской зеленоцветной конгломератовидной пачкой московских авторов располагаются несогласно залегающие белые писчие мелы нижнего маастрихта. Таким образом, исчезает из разреза верхний кампан и образуется второй перерыв. Отнесение зеленоцветных конгломератовидных мергелей к нижнему кампану сомнительно, потому что изучение нижнекампанских иноцереров по всему миру показало, что основной мировой комплекс иноцереров нижнего кампана в зеленоцветной пачке полностью отсутствует – это *I. azerbaijanensis* Aliev, *I. tausensis* Aliev, *I. agdjakendensis* Aliev, *I. brancoi* Wegn., *I. mülleri* Petr., *I. busgoviensis* R. Chal., *I. flexibalticus* Seitz, *I. selenae* Seitz и ещё более 30 видов. Зато в комплексе зеленоцветной пачки присутствуют иноцереры групп *I. lamarcki* Park., *I. schloenbachi* Boehm, *I. deformis* Hall et Meek, *I. inconstans* Woods турон-коньякского облика и возраста. Очень много новых крупных иноцереров из группы *I. lamarcki*. С другой стороны, в этой ассоциации мы не находим нижнеконьякских иноцереров групп *I. wanderei* And., *I. alpinus* Heinz, *I. zeltbergensis* Heinz. Однако иноцереровый комплекс настолько богат, что некоторые иноцереры могут быть определены как нижнекампанские, но они находятся в абсолютном меньшинстве – это *I. sarumensis* Woods, *I. karakalaensis* Arzum., *I. mülleri* subsp. nov. Некоторые крупные иноцереры несколько напоминают нижнекампанские, описанные Е. Арзумановой из Копет-дага: *I. karakalaensis* Arzum, *Inoceramus* sp. nov. 2, 3, 5. С другой стороны, комплекс иноцереров зеленоцветной пачки присутствует в Коммунаре, Красном Октябре и Нижней Банновке и везде располагается под зоной *I. involutus* верхнего коньяка. Выше этой зоны ассоциация иноцереров зеленоцветных мергелей отсутствует повсеместно. Настоящие нижнекампанские иноцереры присутствуют в трещиноватых мелах, располагающихся непосредственно над зеленоцветной, конгломератовидной пачкой и отнесенной московскими исследователями к нижнему маастрихту. Наличие в зеленоцветной пачке очень богатого комплекса разновозрастных фаун, возможно, свидетельствует об их смешении, что может быть связано с генезисом этих своеобразных пород.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (грант №06-05-648-78).

**РЕАЛИЗАЦИЯ СИСТЕМНО-ЛИТМОЛОГИЧЕСКИХ ПРИНЦИПОВ
НА ПРИМЕРЕ АПТСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ (АЛЫМСКАЯ И ВИКУЛОВСКАЯ СВИТЫ)
ЗАПАДНОЙ СИБИРИ**

М.Ф. Храмов

Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН, Новосибирск

**REALIZATION OF SYSTEM-LITHMOLOGICAL PRINCIPLES
BY THE EXAMPLE OF APTIAN DEPOSITS (ALYMKA AND VIKULOVO FORMATIONS)
OF THE WESTERN SIBERIA**

M.F. Khramov

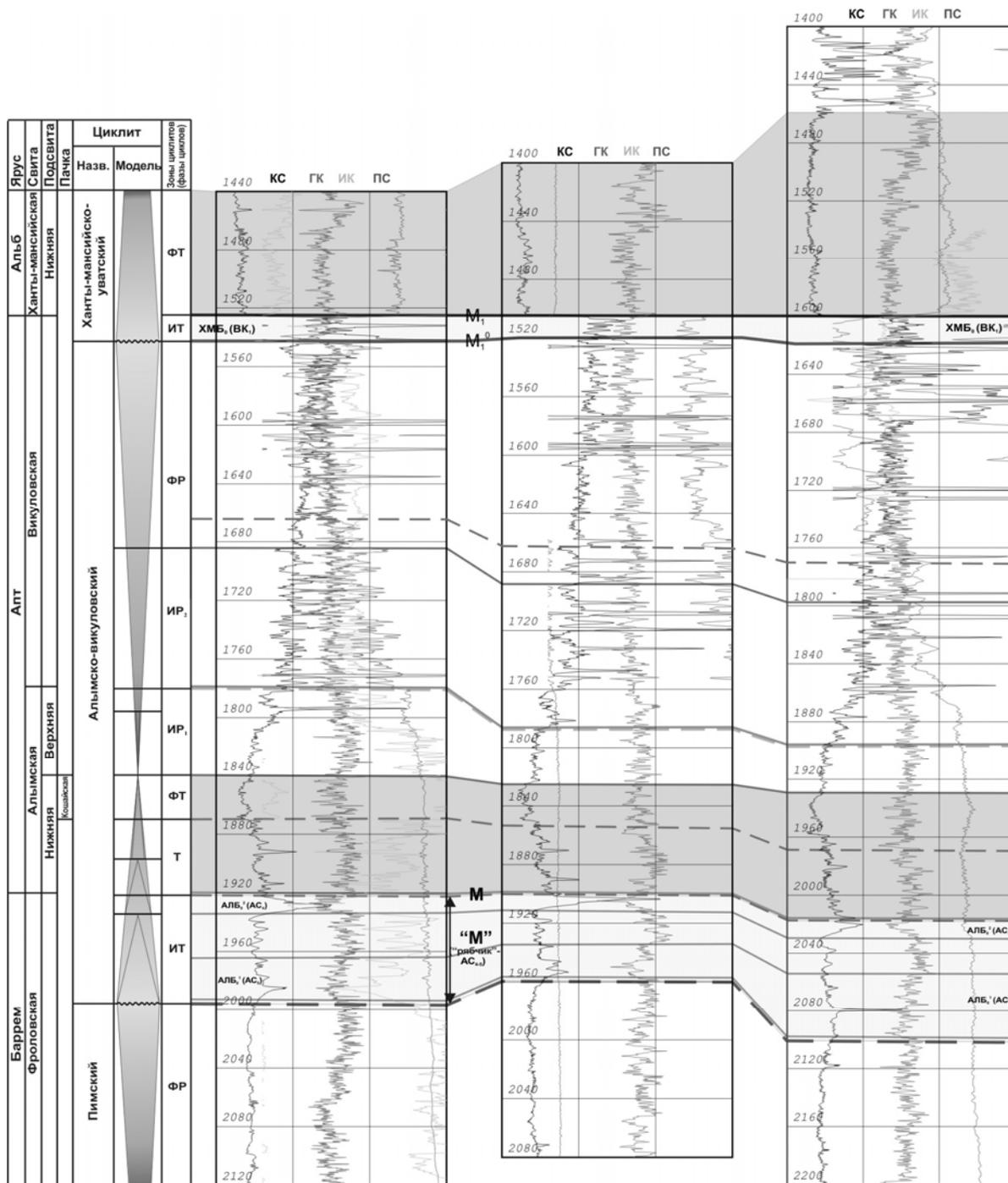
Trofimuk Institute of Petroleum Geology and Geophysics, SB RAS, Novosibirsk

В последнее десятилетие ведётся активная разработка системно-литмологических [Карогодин, 2001] и на этой основе системно-стратиграфических принципов [Карогодин, 2005] и их практическая реализация. Мезозойский разрез Западной Сибири оказывается хорошим полигоном в данном отношении. Представляется возможным продемонстрировать это на разрезе алымской и викуловской свит апта.

Стратон-система – это тело седиментационного цикла: циклит, сиквенс, синтема. В данном конкретном случае у него, как и любой целостной системы, две части-половины (реализация системного принципа дуальности и диморфизма). Трансгрессивная – глины нижней части алымской свиты с финально-трансгрессивной кошайской пачкой и регрессивная – верхняя половина глинистой алымской свиты, перекрывающаяся песчано-алевролитовой викуловской свитой. При этом из данного стратона исключаются верхние песчаные продуктивные пласты, индексируемые как ВК₁₋₃. Они ошибочно относятся к данной свите, поскольку являются неотрывной частью, базальными пластами (реализация системного правила базальности) следующего стратона-системы (циклита). Базальными слоями аптского стратона-системы являются возрастные аналоги слоёв АС₄₋₅ ("рябчик") Широного Приобья. В разрезе Берёзовского района эти газонычные слои выделялись как горизонт "М" (рисунки). На официальной стратиграфической схеме слои отнесены к барремскому ярусу в составе различных свит.

Подобным образом можно расчленить на стратоны-системы весь мезозойский разрез, представляющий собой породно-слоевую систему систем.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект № 07-05-00518а).



Условные обозначения:

Основные зоны циклов (фазы трансгрессивно-регрессивных циклов):

- ИТ – инициально-трансгрессивная (базальный пласт),
- Т – трансгрессивная,
- ФТ – финально-трансгрессивная ("ядро", по Гришкевичу),
- ИР – инициально-регрессивная,
- ФР – финально-регрессивная.

ХМБ, (ВК.) базальные пласты **■** трансгрессивные глинистые толщи

M, M_1^0, M_1 – сейсмические отражающие горизонты

АЛБ₀ (АС_{4,5}) – предлагаемая аббревиатура базального пласта алымской свиты апта.

В скобках – официально принятое обозначение [Решение..., 1991].

Границы:

а ————— региональных циклов: явная (а), предполагаемая (б)

оа ————— зон циклов (фаз циклов): явная (а), предполагаемая (б)

— свит

Детальная литостратиграфическая схема расчленения и корреляции баррем-аптских отложений Красноленинского района.

Литература

Карогодин Ю.Н. О необходимости принципиального изменения корреляционной стратиграфической схемы нефтегазоносных отложений Западной Сибири (Предложения к совещанию по уточнению стратиграфической схемы Западной Сибири) // Вопросы устойчивого и бескризисного развития. Новосибирск, 2001. № 3/2. С. 111–115.

Карогодин Ю.Н. Системная модель стратиграфии нефтегазоносных бассейнов Евразии. Ч. 1: Теоретико-методологические основы. Новосибирск: Изд-во НГУ, 2005. 98 с.

Решение 5-го Межведомственного регионального стратиграфического совещания по мезозойским отложениям Западно-Сибирской равнины (Тюмень, 1990 г.). Тюмень, 1991. 54 с.

**РЕАЛИЗАЦИЯ СИСТЕМНО-ЛИТМОЛОГИЧЕСКИХ ПРИНЦИПОВ
НА ПРИМЕРЕ АЛЬБ-СЕНОМАНСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ**

М.Ф. Храмов, А.А. Самохин

Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН, Новосибирск

**REALIZATION OF SYSTEM-LITHMOLOGICAL PRINCIPLES
BY THE EXAMPLE OF ALBIAN-CENOMANIAN DEPOSITS OF THE WESTERN SIBERIA**

M.F. Khramov, A.A. Samokhin

Trofimuk Institute of Petroleum Geology and Geophysics, SB RAS, Novosibirsk

На примере разреза альб-сеноманских отложений Западной Сибири весьма удобно продемонстрировать структуру стратона-системы как тела седиментационного цикла – циклита, сиквенса, синтемы. Удобство это заключается в том, что ни у кого не вызывает сомнения его трансгрессивная природа. Любой цикл, в том числе и седиментационный, – система, по определению. И на этом примере без особого труда можно продемонстрировать основные системные свойства и основные системно-стратиграфические принципы [Карогодин, 2001, 2003].

Система – это, в первую очередь, множество элементов (как минимум, два). Систему, у которой только один элемент, а второй близок или равен нулю, принято считать *вырожденной*.

Альб-сеноманский разрез, стратон-система, состоит из двух частей-половин. Трансгрессивная – преимущественно альбская с песчаными нефтеносными базальными пластами (правило базальности), индексируемые аббревиатурой нижележащей викуловской свиты (ВК₁₋₃). Они неотъемлемая часть вышележащих трансгрессивных глин ханты-мансийской свиты альба.

Верхняя, регрессивная половина начинается с альбских опесчаненных глин ханты-мансийской свиты (верхней её подсвиты) и завершается песчано-алевролитовыми образованиями уватской свиты сеномана. Самые верхние песчаные слои этой свиты (ПК₁) имеют мощность примерно 50 м. Это базальные образования следующего стратона-системы, неотъемлемая часть трансгрессивных глин кузнецовской свиты турона. Описанная структура стратона-системы (регионального циклита) отлично проявляется на кривых скважинного зондирования (рисунок). Немаловажно, что нижняя и верхняя границы стратона – это опорные отражающие горизонты М₁ и Г.

Для названия этого и других стратонов-систем используются принятые термины свит.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект № 07-05-00518а).

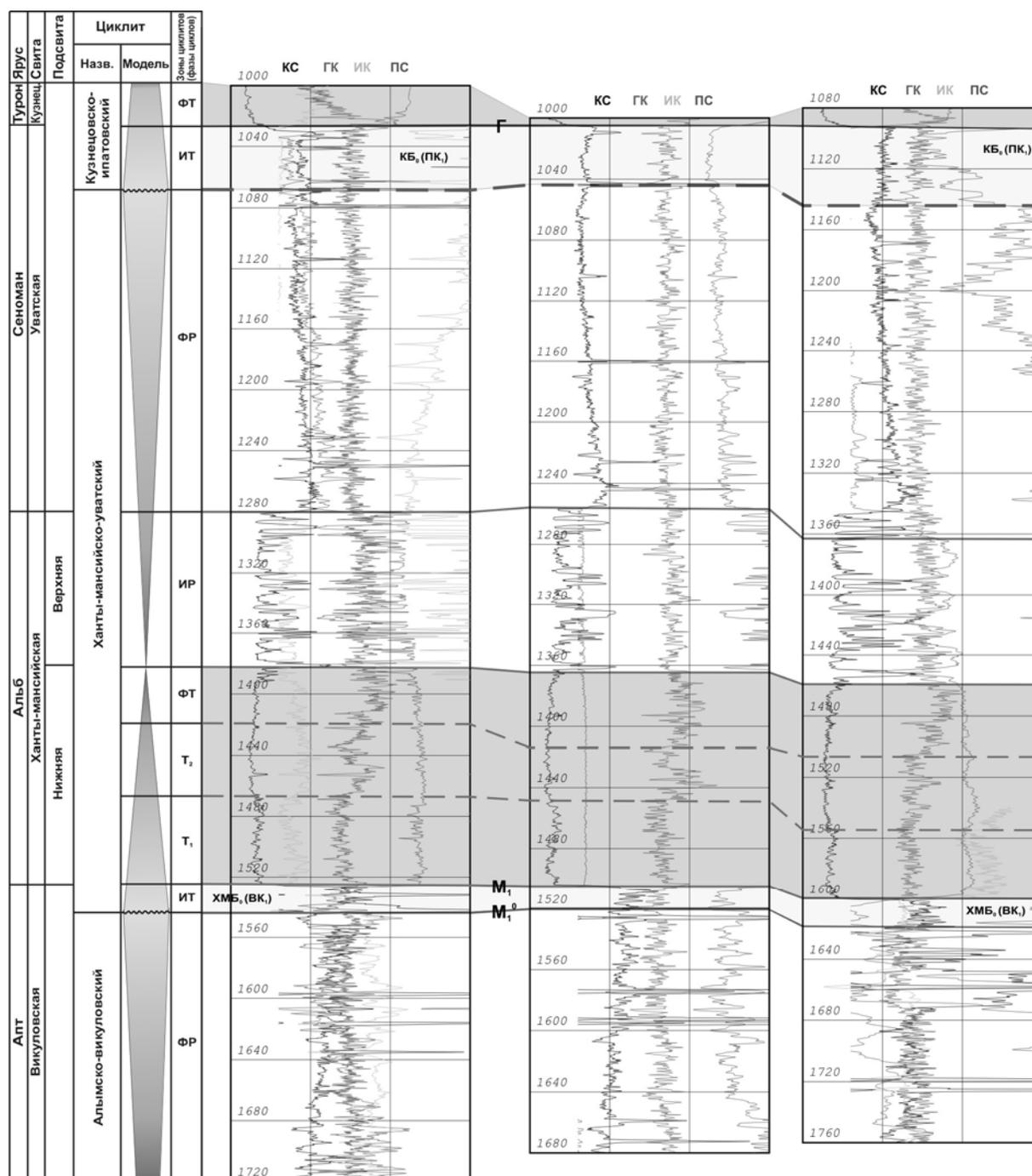
Литература

Карогодин Ю.Н. Перспективы нефтегазоносности верхнеаптских отложений Западной Сибири // Геология и геофизика. 1967. № 5. С. 14–25.

Карогодин Ю.Н. Основные принципы системно-литмологического мировоззрения // Вопросы устойчивого и бескризисного развития. Новосибирск, 2001. № 4/2. С. 3–10.

Карогодин Ю.Н. Кризис бассейновой стратиграфии и пути выхода из него // Актуальные проблемы нефтегазоносных бассейнов. Новосибирск: Изд-во Новосиб. ун-та, 2003. С. 8–42.

Решение 5-го Межведомственного регионального стратиграфического совещания по мезозойским отложениям Западно-Сибирской равнины (Тюмень, 1990 г.). Тюмень, 1991. 54 с.



Детальная литостратиграфическая схема расчленения и корреляции альб-сеноманских отложений Красноленинского района.

ХМБ₀(ВК₁) – предлагаемая аббревиатура базального (продуктивного) пласта ханты-мансийской свиты альба. В скобках – принятая аббревиатура по Ю.Н. Кародину [1967].

КБ₀(ПК₁) – предлагаемая аббревиатура базального пласта кузнецовской свиты турона. В скобках – официально принятое обозначение [Решение..., 1991].

Остальные усл. обозн. см. на рис. в статье Храмова, наст. сборник.

**К ВОПРОСУ О СТРАТИГРАФИИ НЕМОРСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ
ОХОТСКО-ЧУКОТСКОГО ВУЛКАНОГЕННОГО ПОЯСА**

С.В. Щепетов

Ботанический институт им. В.Л. Комарова РАН, Санкт-Петербург

**STRATIGRAPHY OF THE CRETACEOUS NONMARINE DEPOSITS
OF THE OKHOTSK-CHUKOTKA VOLCANIC BELT**

S.V. Shchepetov

Komarov Botanical Institute RAS, Saint-Petersburg

Значительную часть территории Северо-Востока Азии занимает крупная геологическая структура – Охотско-Чукотский вулканогенный пояс. Это область развития субаэральных вулканогенных отложений, сформировавшихся выше регионального базиса эрозии. С одной стороны, регион изобилует рудными полезными ископаемыми, с другой стороны, на протяжении многих лет советским правительством выделялись немалые средства на планомерное геологическое изучение территории страны, даже вне зависимости от наличия или отсутствия в данном регионе полезных ископаемых. Такое изучение – Государственное Геологическое картирование среднего и крупного масштаба – проводилось в соответствии с определёнными правилами. В частности, существовали довольно жесткие требования к расчленению стратифицированных образований, выделению новых стратонов и обоснованию их возраста. При этом оказалось, что существенно вулканогенные образования, развитые на огромной территории, не содержат никаких органических остатков, кроме листовых отпечатков ископаемой флоры. Фитостратиграфические данные оказались востребованными, доказывать “практическую значимость” палеофлористических исследований не требовалось.

Однако возникло сразу два фундаментальных вопроса:

а) действительно ли продукты наземных извержений образуют стратифицированные геологические тела, аналогичные терригенным свитам и толщам?

б) можно ли по остаткам растений, часто скудным, определять возраст вулканогенных толщ?

Первый вопрос не оказался актуальным для геологической практики – вулканогенные толщи выделялись и картировались как объективная реальность, “данная в ощущениях”. Скорее всего, вулканогенные свиты и толщи (формации) маркируют региональные эпохи вулканизма кислого или среднего состава. Массовые излияния лав бронируют верхний ярус рельефа, блокируют локализованный сток, создавая обширные плато. Если такое лавовое плато не будет уничтожено эрозией до следующей региональной активизации вулканизма, то оно окажется погребённым под новыми потоками лав и слоями туфов. На современном эрозионном разрезе это выглядит как нормальная стратиграфическая последовательность – что ниже, то древнее.

Сложнее дело обстояло с фитостратиграфией. Долгое время находки остатков ископаемых растений были в значительной мере случайными, а определения их возраста – противоречивыми. Ситуация коренным образом изменилась в 70-х годах прошлого века, когда в свет вышли работы В.Ф. Белого и В.А. Самылиной. Они в значительной мере определили решения 2-го Межведомственного регионального стратиграфического совещания по докембрию и фанерозою Северо-Востока СССР 1978 г.

В.А. Самылина обобщила и, в значительной мере, монографически обработала весь имеющийся в то время фитостратиграфический материал по Северо-Востоку Азии. Она выделила ряд этапов развития древней флоры региона, каждый из которых представлен типовым (эталонным) комплексом растений – стратофлорой. Таких этапов, в соответствии с которыми были выделены биостратиграфические горизонты, на совещании было признано восемь: ожогинский (берриас–баррем), сияпский (апт), буор-кемюсский (ранний и средний альб), топтанский (начало позднего альба), арманский (конец альба – ранний сеноман), аркагалинский (ранний, средний и поздний сеноман), гребенкинский (турон), тьльпэгыргынайский (коньяк–сантон). Появился простой и эффективный инструмент для работы с неморскими отложениями: практически любой заведомо обедненный комплекс растений, собранный в геологическом маршруте, можно сравнить с одной из стратофлор и с той или иной степенью уверенности определить возраст вмещающих пород.

Данная схема (во многом, как показало будущее, ошибочная) послужила мощным стимулом для развития фитостратиграфических исследований в регионе. В 80-е и начале 90-х годов велись бурные дискуссии о последовательности флористических комплексов и их возрасте, организовывались полевые работы для решения тех или иных спорных вопросов. По-видимому, к началу коллапса перестройки Северо-Восток Азии можно было считать одним из наиболее фитостратиграфически изученных регионов мира.

В настоящее время Государственное геологическое картирование свёрнуто, по-видимому, навсегда. Можно констатировать практически полное отсутствие молодых специалистов, способных вести полевые стратиграфические или палеонтологические исследования. Тем не менее, по региону собран значительный материал, он отчасти сохранился и ждёт обработки. В последнее десятилетие в связи с развитием геохронологических исследований на Северо-Востоке Азии вновь стали подниматься вопросы возраста тех или иных флористических комплексов и, соответственно, вмещающих их геологических тел. Свидетельство тому – фундаментальные работы коллектива магаданских авторов – И.Н. Котляра, И.Л. Жулановой, Т.Б. Русаковой, а также В.В. Акинина.

В монографии И.Л. Жулановой и её соавторов приведена наиболее полная (на сегодняшний день) схема сопоставления этапов развития древней флоры региона по представлениям разных авторов. Если исходить из того, что обсуждаться, сопоставляться, коррелироваться должны лишь равноценные объекты, данная сводка даёт хорошую возможность провести разработку фитостратиграфических объектов, которая давно назрела. Дело в том, что специалисты, не имеющие прямого отношения к палеоботанике, воспринимают как равноценные реперы и монографически описанную коллекцию ископаемой флоры, и список определений маршрутных сборов, получивший название “флоры” с именем собственным.

Итак: о чем спорим, господа? Начнем, как и положено, с районирования. С точки зрения стратиграфии наиболее удобной представляется схема, предложенная А.Б. Германом. В соответствии с требованиями Стратиграфического кодекса территория Северо-Востока Азии разделяется на три субрегиона: Верхояно-Чукотский (ВЧСР), Охотско-Чукотский (ОЧСР) и Анадырско-Корякский (АКСР). Охотско-Чукотский субрегион географически соответствует территории развития субэаральных вулканогенных образований Охотско-Чукотского вулканогенного пояса, однако ОЧСР и ОЧВП воспринимать как синонимы нельзя – значительная часть неморских образований, представленных здесь, специалисты не включают в состав вулканогенного пояса или относят к различным вулканогенным поясам. Со стратиграфической точки зрения такое разделение следует считать вторичным, а первичным – реально наблюдаемые разрезы или последовательности стратифицированных геологических образований, включающие те или иные палеонтологические остатки. Что же известно на сегодняшний день о палеонтологии ОЧСР?

Верхняя юра–баррем

Пеженская и ожогинская стратофлоры: монографически описаны В.А. Самылиной; коллекции хранятся в Ботаническом институте РАН (БИН), они собраны в пределах ВЧСР.

Матийский, яблонский, крестовореченский флористические комплексы: выделены Е.Л. Лебедевым, монографически не описаны; место хранения каменного материала не известно (возможно, он утрачен).

Коллекции остатков растений из хасынской свиты и черноозёрской толщи: собраны в Примагаданье соответственно В.Ф. Белым и С.В. Щепетовым; монографически не описаны (опубликованы лишь предварительные определения), коллекции хранятся в БИН и Северо-Восточном комплексном научно-исследовательском институте ДВО РАН (СВКНИИ).

Нельзя исключать, что где-то сохранились полевые коллекции геологов-съёмщиков, направленные на определение специалистам-палеоботаникам. Это, впрочем, маловероятно: ни в открытой печати, ни в производственных отчетах нет ни одного представительного списка ископаемых растений данного возраста. А “плохие” коллекции хранить незачем...

Апт

Сияльская стратофлора: монографически описана В.А. Самылиной в ВЧСР; основные коллекции хранятся в БИН. Следует, вероятно, считать монографически обработанным этим автором и материал по одному из “типовых проявлений” сияльской флоры – в Омсукчанском районе ОЧСР (коллекции находятся там же).

В БИН хранится значительный объём необработанного каменного материала, характеризующего “сияльскую флору”. Авторов и заказчиков этих сборов (начало 80-х годов) вполне устроило предварительное заключение о возрасте растительных остатков. Вероятно, к этому вопросу необходимо вернуться – недавно В.В. Акинин опубликовал изотопную датировку рудоносных отложений, включающих типовые проявления сияльской стратофлоры Омсукчанского района. Средневзвешенный уран-свинцовый возраст составил $134,8 \pm 1,7$ млн лет, что соответствует не аптскому, а готеривскому веку.

Нижний и средний альб

Буор-кемсская и топтанская стратофлоры: монографически описаны В.А. Самылиной в пределах ВЧСР, типовые проявления данных стратофлор также описаны ею из Омсукчанского района ВЧСР; коллекции хранятся в БИН.

Еманринская, баранджинская, вилюйкинская, ядринская палеофлоры: выделены Е.Л. Лебедевым, монографически не описаны; место хранения каменного материала не известно (возможно, он утрачен).

В рукописных отчетах и печатных изданиях существует информация о находках комплексов растений буор-кемюсской стратофлоры в ряде районов ОЧСР. В лучшем случае это списки определений. Информацией о месте хранения коллекций автор не располагает, что, конечно, не значит, что они обязательно утрачены.

Проявлений топтанской стратофлоры до настоящего времени нигде, кроме Омсукчанского района, установлено не было. Возможно, следует отказаться от выделения данного этапа.

Верхи альба–верхний мел

Зоринская тафофлора и аркагалинская стратофлора: монографически описаны В.А. Самылиной; коллекции хранятся в БИН.

Арманский, чаунский, чинганджинский, зоринский, аликий, тэукичский флористические комплексы: монографически не описаны, в печати представлены в виде изображений (атласов), опубликованы описания отдельных видов; коллекции хранятся в БИН и СВКНИИ.

Ариндский, баранджинский, амкинский, окланский, оконайтский, еропольский, хохловчанский, дукчандинский, кетандинский, куйвикеньевский, аянкинский, мургальский, усть-эмунарэцкий, делокачанский флористические комплексы: монографически не описаны; место хранения каменного материала не известно (возможно, он утрачен).

Тыльпэгыргынайский флористический комплекс: монографически описан Г.Г. Филипповой, работа находится в печати; коллекция хранится в г. Магадане. Это один из главных биостратиграфических реперов для мезозоя Северо-Востока Азии, но расположен он в Анадырско-Корякском субрегионе. Тридцать лет назад эта палеофлора считалась самой молодой в мезозое региона – ею заканчивалась последовательность известных флористических комплексов. На сегодняшнем уровне знаний есть все основания полагать, что флористические комплексы, аналогичные тыльпэгыргынайскому, содержатся в образованиях предвулканогенных моласс Охотско-Чукотского пояса. Всё, что залегает выше, является, соответственно, более молодым.

Необходимо признать, что в Охотско-Чукотском субрегионе на сегодняшний день известно (описано, обработано, опубликовано) лишь два реперных флористических объекта: буор-кемюсская и аркагалинская стратофлоры. Остальной материал следует разделить на две группы:

- а) объекты, находящиеся в стадии обработки или ждущие таковой;
- б) объекты, которые никогда не будут обработаны и описаны, поскольку каменный материал безвозвратно утрачен.

Если о первых можно что-то говорить (на уровне мнений и впечатлений специалистов), то вторые должны быть безжалостно исключены из рассмотрения: флористические комплексы, известные лишь по спискам, не должны служить аргументом в дискуссиях о возрасте вмещающих горных пород.

АДРЕСА АВТОРОВ

Алексеев Александр Сергеевич

Московский государственный университет
им. М.В. Ломоносова, геологический факультет,
кафедра палеонтологии
119992 Москва ГСП-2, Ленинские горы
Телефон: (495)939-49-24
E-mail: Aaleks@geol.msu.ru

Алексеев Валерий Порфирьевич

Уральский государственный горный университет
620219 Екатеринбург, ул. Куйбышева, 30
Телефон: (343)257-65-56
E-mail: igg.lggi@ursmu.ru

Алексеев Павел Игоревич

Ботанический институт им. В.Л. Комарова РАН
197376 Санкт-Петербург, ул. проф. Попова, 2
Телефон: (812)234-06-73
E-mail: Paulalex@mail.ru

Алифиров Александр Сергеевич

Институт нефтегазовой геологии
и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН
630090 Новосибирск, пр-т акад. Коптюга, 3
Телефон: (383)333-23-06
E-mail: AlifirovAS@ipgg.nsc.ru

Амон Эдуард Оттович

Институт геологии и геохимии УрО РАН
620151 Екатеринбург, Почтовый пер., 7
Телефон: (343)371-05-88
E-mail: Amon@igg.uran.ru

Аркадьев Владимир Владимирович

Санкт-Петербургский государственный университет,
геологический факультет, кафедра динамической
и исторической геологии
199034 Санкт-Петербург,
Университетская наб., 7/9
Телефон: (812)328-94-80
E-mail: Arkad@GG2686.spb.edu

Барабошкин Евгений Юрьевич

Московский государственный университет
им. М.В. Ломоносова, геологический факультет,
кафедра региональной геологии и истории Земли
119992 Москва ГСП-2, Ленинские горы
Телефон: (495)939-49-32
E-mail: Barabosh@geol.msu.ru

Бейзель Александр Леович

Институт нефтегазовой геологии
и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН
630090 Новосибирск, пр-т акад. Коптюга, 3
Телефон: (383)335-64-20
E-mail: BeiselAL@ipgg.nsc.ru

Беньямовский Владимир Наумович

Геологический институт РАН
119017 Москва, Пыжевский пер., 7
Телефон: (495)230-80-79
E-mail: Ben36@mail.ru

Березин Александр Юрьевич

Чувашское естественно-историческое
общество "Тerra incognita"
428017 Чебоксары, ул. М. Павлова, 13-2
Телефон: (8352)45-27-71
E-mail: terra3@cbx.ru

Богданова Тамара Николаевна

Всероссийский научно-исследовательский
геологический институт им. А.П. Карпинского
199106 Санкт-Петербург, Средний пр-т, 74
Телефон: (812)328-91-56
E-mail: Bogdanova@NK11891.spb.edu

Богомолов Юрий Ильич

Всероссийское палеонтологическое общество
E-mail: Bogomolov@forabank.ru

Бочкарев Владимир Савельевич

ОАО "СибНАЦ"
625016 Тюмень, ул. Пермякова, 46
Телефон: (3452)35-67-98
E-mail: Nesterov_I_I@sibsac.ru

Брагина Любовь Георгиевна

Геологический институт РАН
119017 Москва, Пыжевский пер., 7
Телефон: (495)230-81-29
E-mail: Bragin.N@mail.ru

Бугдаева Евгения Васильевна

Биолого-почвенный институт ДВО РАН
690022 Владивосток,
пр-т 100-летия Владивостока, 159
Телефон: (4232)31-02-17
E-mail: Bugdaeva@ibss.dvo.ru

Варламов Сергей Николаевич

ОАО "Сибнефтегеофизика"
630005 Новосибирск, ул. Ломоносова, 53а
Телефон: (383)224-09-72
E-mail: Varlamov@sibngf.ru

Ветошкина Ольга Савватьевна

Институт геологии Коми НЦ УрО РАН
167982 Сыктывкар, ул. Первомайская, 54
Телефон: (8212)24-54-16
E-mail: Vetoshkina@geo.komisc.ru

Вишневская Валентина Сергеевна

Геологический институт РАН
119017 Москва, Пыжевский пер., 7
Телефон: (495)959-01-74
E-mail: Valentina@ilran.ru

Герман Алексей Борисович

Геологический институт РАН
119017 Москва, Пыжевский пер., 7
Телефон: (495)230-80-90
E-mail: Herman@ginras.ru

Гнибиденко Зинаида Никитична

Институт нефтегазовой геологии
и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН
630090 Новосибирск, пр-т акад. Коптюга, 3
Телефон: (383)330-49-66
E-mail: GnibidenkoZN@ipgg.nsc.ru

Головинова Маргарита Александровна
Московский государственный университет
им. М.В. Ломоносова, геологический факультет,
кафедра палеонтологии
119992 Москва ГСП-2, Ленинские горы
Телефон: (495)939-49-25
E-mail: Barabosh@geol.msu.ru

Головнева Лина Борисовна
Ботанический институт им. В.Л. Комарова РАН
197376 Санкт-Петербург, ул. проф. Попова, 2
Телефон: (812)234-06-73
E-mail: Lina_Golovneva@mail.ru

Гриненко Виталий Семенович
Центральная поисково-съёмочная экспедиция
ГУГПП РС (Я) "Якутскгеология"
677009 Якутск, ул. Кальвица, 24
Телефон: (4112)22-38-76
E-mail: geopoisk@sakha.ru

Гужиков Андрей Юрьевич
Саратовский государственный университет
им. Н.Г. Чернышевского, геологический факультет
410012 Саратов, ул. Астраханская, 83
Телефон: (8452)51-29-94
E-mail: GuzhikovAY@info.sgu.ru

Гужов Александр Валерьевич
Палеонтологический институт РАН
117997 Москва, ул. Профсоюзная, 123
E-mail: avguzhov.paleo@mail.ru

Демченко Аза Николаевна
Музей землеведения МГУ
119899 Москва, Ленинские горы
Телефон: (495)939-50-37
E-mail: azdem@mail.ru

Дзюба Оксана Сергеевна
Институт нефтегазовой геологии
и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН
630090 Новосибирск, пр-т акад. Коптюга, 3
Телефон: (383)333-23-06
E-mail: DzyubaOS@ipgg.nsc.ru

Захаров Виктор Александрович
Геологический институт РАН
119017 Москва, Пыжевский пер., 7
Телефон: (495)230-80-22
E-mail: Zakharov@ginras.ru

Здобнова Елена Николаевна
ООО "ЛУКОЙЛ-ВолгоградНИПИморнефть"
400005 Волгоград, пр-т Ленина, 96
Телефон: (8442)96-77-76
E-mail: vmorneft@lukoilmvn.ru

Злобина Ольга Николаевна
Институт нефтегазовой геологии
и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН
630090 Новосибирск, пр-т акад. Коптюга, 3
Телефон: (383)333-23-03
E-mail: Zlobina@ngs.ru

Зорина Светлана Олеговна
ФГУП "ЦНИИГеолнеруд"
420097 Казань, ул. Зинина, 4
Телефон: (843)236-44-13
E-mail: office@geolnerud.com, svzorina@yandex.ru

Зыкин Владимир Сергеевич
Институт геологии и минералогии
им. В.С. Соболева СО РАН
630090 Новосибирск, пр-т акад. Коптюга, 3
Телефон: (383)333-29-23
E-mail: Zykin@igm.nsc.ru

Игольников Александр Евгеньевич
Институт нефтегазовой геологии
и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН
630090 Новосибирск, пр-т акад. Коптюга, 3
Телефон: (383)333-23-06
E-mail: IgolnikovAE@ipgg.nsc.ru

Карогодин Юрий Николаевич
Институт нефтегазовой геологии
и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН
630090 Новосибирск, пр-т акад. Коптюга, 3
Телефон: (383)333-25-15
E-mail: KarogodinYN@ipgg.nsc.ru,
karogodin@academ.org

Касумзаде Азер Алиага оглы
Институт геологии НАН Азербайджана
AZ1143 Азербайджан, Баку, пр. Г. Джавида, 29А
Телефон: (99412)510-01-41
E-mail: Azerkasumzadeh@rambler.ru

Кодрул Татьяна Михайловна
Геологический институт РАН
119017 Москва, Пыжевский пер., 7
Телефон: (495)230-80-93
E-mail: tkodrul@gmail.com

Копяевич Людмила Федоровна
Московский государственный университет
им. М.В. Ломоносова, геологический факультет,
кафедра региональной геологии и истории Земли
119991 Москва ГСП-1, Ленинские горы
Телефон: (495)932-88-89
E-mail: lkopaev@geol.msu.ru

Костеша Ольга Николаевна
Томский государственный университет,
геолого-географический факультет,
лаб. микропалеонтологии
634050 Томск, пр-т Ленина, 36
Телефон: (3822)52-97-91; 52-97-41
E-mail: Kostesha@ggf.tsu.ru

Крапивенцева Вера Владимировна
Институт тектоники и геофизики ДВО РАН
680000 Хабаровск, ул. Ким Ю Чена, 65
Телефон: (4212)22-71-89
E-mail: Karpova@itig.as.khb.ru

Куражковский Александр Юрьевич
Геофизическая Обсерватория "Борок"
филиал Института физики Земли РАН
152742 поселок Борок, Некоузский район,
Ярославская обл.
Телефон: (48547)2-47-63
E-mail: ksasha@borok.yar.ru

Лебедева Наталья Константиновна

Институт нефтегазовой геологии
и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН
630090 Новосибирск, пр-т акад. Коптюга, 3
Телефон: (383)335-64-24
E-mail: LebedevaNK@ipgg.nsc.ru

Лялюк Ксения Павловна

Томский государственный университет,
геолого-географический факультет,
лаб. микропалеонтологии
634050 Томск, пр-т Ленина, 36
Телефон: (3822)52-97-91
E-mail: Kostesha@ggf.tsu.ru

Лобачева Светлана Владимировна

Всероссийский научно-исследовательский
геологический институт им. А.П. Карпинского
199106 Санкт-Петербург, Средний пр-т, 74
Телефон: (812)328-91-21
E-mail: Bogdanova@NK11891.spb.edu

Маленкина Светлана Юрьевна

Геологический институт РАН
119017 Москва, Пыжевский пер., 7
Телефон: (495)951-27-89
E-mail: maleo@mail.ru

Малиновский Александр Иванович

Дальневосточный геологический институт ДВО РАН
690022 Владивосток,
пр-т 100-летия Владивостока, 159
Телефон: (4232)32-12-49
E-mail: Malinovskiy@fegi.ru

Маринов Владимир Аркадьевич

Институт нефтегазовой геологии
и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН
630090 Новосибирск, пр-т акад. Коптюга, 3
Телефон: (383)333-23-06
E-mail: MarinovVA@ipgg.nsc.ru

Маркевич Валентина Саввична

Биолого-почвенный институт ДВО РАН
690022 Владивосток,
пр-т 100-летия Владивостока, 159
Телефон: (4232)31-02-17
E-mail: Markevich@ibss.dvo.ru

Медведева Светлана Александровна

Институт тектоники и геофизики ДВО РАН
680000 Хабаровск, ул. Ким Ю Чена, 65
Телефон: (4212)21-08-59
E-mail: Medvedeva@itig.as.khb.ru

Митта Василий Вингерович

Палеонтологический институт РАН
117997 Москва, ул. Профсоюзная, 123
Телефон: (495)954-38-15
E-mail: Mitta@paleo.ru

Михайлова Ирина Александровна

Московский государственный университет
им. М.В. Ломоносова, геологический факультет,
кафедра палеонтологии
119992 Москва ГСП-2, Ленинские горы
Телефон: (495)939-49-25
E-mail: Varabosh@geol.msu.ru

Нестеров Иван Иванович (мл.)

ОАО "СибНАЦ"
625016 Тюмень, ул. Пермякова, 46
Телефон: (3452)35-67-98
E-mail: Nesterov_I_I@sibsac.ru

Огнев Дмитрий Анатольевич

ОАО "СибНАЦ"
625016 Тюмень, ул. Пермякова, 46
Телефон: (3452)35-48-98 (вн. 132)
E-mail: Nesterov_I_I@sibsac.ru

Олферьев Александр Георгиевич

Палеонтологический институт РАН
117997 Москва, ул. Профсоюзная, 123

Палечек Татьяна Николаевна

Геологический институт РАН
119017 Москва, Пыжевский пер., 7
Телефон: (495)951-27-23
E-mail: tatiana@ilran.ru

Подобина Вера Михайловна

Томский государственный университет,
геолого-географический факультет,
лаб. микропалеонтологии
634050 Томск, пр-т Ленина, 36
Телефон: (3822)52-97-91
E-mail: Podobina@ggf.tsu.ru, Podobina@mail.tsu.ru

Попов Евгений Валериевич

Саратовский государственный университет
им. Н.Г. Чернышевского, геологический факультет
410012 Саратов, ул. Астраханская, 83
Телефон: (8452)50-27-06
E-mail: Popovev@san.ru

Пунина Татьяна Анатольевна

Дальневосточный геологический
институт ДВО РАН
690022 Владивосток,
пр-т 100-летия Владивостока, 159
Телефон: (4232)31-78-47
E-mail: pounta@mail.ru

Рубан Дмитрий Александрович

Южный федеральный университет
344056 Ростов-на-Дону, а/я 7333
Телефон: (863)252-99-35
E-mail: ruban-d@mail.ru, ruban-d@rambler.ru

Рязанова Татьяна Алексеевна

Сибирский научно-исследовательский институт
геологии, геохимии и минерального сырья
630091 Новосибирск, Красный пр-т, 67
Телефон: (383)221-87-70
E-mail: Kirichuk@sniiggims.ru

Савельева Ольга Леонидовна

Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН
683006 Петропавловск-Камчатский, б-р Пийпа, 9
Телефон: (41522)5-84-02
E-mail: Savelyeva@kscnet.ru

Савельев Дмитрий Павлович

Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН
683006 Петропавловск-Камчатский, б-р Пийпа, 9
Телефон: (41522)5-84-02
E-mail: Savelyev@kscnet.ru

Самохин Артём Анатольевич

Институт нефтегазовой геологии
и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН
630090 Новосибирск, пр-т акад. Коптюга, 3
Телефон: (383)330-25-97
E-mail: tema@academ.org

Селькова Людмила Анатольевна

Институт геологии Коми НЦ УрО РАН
167982 Сыктывкар, ул. Первомайская, 54
Телефон: (8212)24-54-16
E-mail: Vetoshkina@geo.komisc.ru

Сельцер Владимир Борисович

Саратовский государственный университет
им. Н.Г. Чернышевского, геологический факультет
410012 Саратов, ул. Астраханская, 83
Телефон: (8452)51-52-14
E-mail: Geoecologia@info.sgu.ru

Сердюк Зоя Яковлевна

ОАО "Центральная геофизическая экспедиция"
630099 Новосибирск, ул. Советская, 12
Телефон: (383)223-68-66
E-mail: alisa@cge.sibnet.ru

Смирнов Михаил Викторович

ООО "ЛУКОЙЛ-ВолгоградНИПИморнефть"
400005 Волгоград, пр-т Ленина, 96
Телефон: (8442)96-77-76
E-mail: vmorneft@lukoilmn.ru

Смирнова Ольга Игоревна

ООО "ЛУКОЙЛ-ВолгоградНИПИморнефть"
400005 Волгоград, пр-т Ленина, 96
Телефон: (8442)96-77-76
E-mail: vmorneft@lukoilmn.ru

Снежко Виктор Александрович

Всероссийский научно-исследовательский
геологический институт им. А.П. Карпинского
199106 Санкт-Петербург, Средний пр-т, 74
Телефон: (812)328-91-67
E-mail: VSnezhko@vsegei.ru

Снигиревская Наталия Сергеевна

Ботанический институт им. В.Л. Комарова РАН
197376 Санкт-Петербург, ул. проф. Попова, 2
Телефон: (812)346-36-40
E-mail: natsnig@mail.ru

Соболев Евгений Сергеевич

Институт нефтегазовой геологии
и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН
630090 Новосибирск, пр-т акад. Коптюга, 3
Телефон: (383)339-17-33
E-mail: SobolevES@ipgg.nsc.ru

Соколова Екатерина Алексеевна

Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН
117997 Москва, Нахимовский пр-т, 36
Телефоны: (495)128-02-79; 124-63-37
E-mail: Sokolova@ocean.ru

Соловьев Андрей Николаевич

Палеонтологический институт РАН
117997 Москва, ул. Профсоюзная, 123
Телефон: (495)952-40-06
E-mail: ansolovjev@sevin.ru

Триколиди Филипп Анастасович

Всероссийский научно-исследовательский
геологический институт им. А.П. Карпинского
199106 Санкт-Петербург, Средний пр-т, 74
Телефон: (812)328-92-83
E-mail: mtetradi@mail.ru

Урман Ольга Сергеевна

Институт нефтегазовой геологии
и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН
630090 Новосибирск, пр-т акад. Коптюга, 3
Телефон: (383)333-23-06
E-mail: UrmanOS@ipgg.nsc.ru

Ухлова Галина Дадар-ооловна

ОАО "Сибнефтегеофизика"
630005 Новосибирск, ул. Ломоносова, 53
Телефон: (383)224-02-95
E-mail: Ukhlova@sibngf.ru

Фадеева Галина Александровна

ООО "ЛУКОЙЛ-ВолгоградНИПИморнефть"
400005 Волгоград, пр-т Ленина, 96
Телефон: (8442)96-77-76
E-mail: vmorneft@lukoilmn.ru

Филатова Надежда Ивановна

Геологический институт РАН
119017 Москва, Пыжевский пер., 7
E-mail: Filatova@ilran.ru

Фомин Владимир Александрович

Саратовский государственный университет
им. Н.Г. Чернышевского, геологический факультет
410012 Саратов, ул. Астраханская, 83
Телефон: (8452)51-69-52; 50-27-09
E-mail: FominVA@gmail.ru

Харитонов Виктор Михайлович

Отделение геологии НИИ ЕН СГУ
Телефон: (8452)64-46-24

Храмов Матвей Федорович

Институт нефтегазовой геологии
и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН
630090 Новосибирск, пр-т акад. Коптюга, 3
E-mail: KhramovMF@ipgg.nsc.ru

Шурыгин Борис Николаевич

Институт нефтегазовой геологии
и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН
630090 Новосибирск, пр-т акад. Коптюга, 3
Телефон: (383)333-23-06
E-mail: ShuryginBN@ipgg.nsc.ru

Щепетов Сергей Владимирович

Ботанический институт им. В.Л. Комарова РАН
197376 Санкт-Петербург, ул. проф. Попова, 2
Телефон: (812)234-06-73
E-mail: Shchepetov@mail.ru

СОДЕРЖАНИЕ

Аркадьев В.В., Гатаулина Г.М. В.А. Прозоровский – профессор Санкт-Петербургского государственного университета	5
Богданова Т.Н., Коротков В.А., Лобачева С.В., Михайлова И.А., Якобсон К.Э. Владимир Анатольевич Прозоровский (27 июня 1932 – 10 августа 2007)	8
Акимов И.С., Беньямовский В.Н. Этапы развития рода <i>Neoflabellina</i> (бентосные фораминиферы) в позднем кампане–маастрихте юга Русской плиты	12
Алексеев А.С., Олферьев А.Г., Беньямовский В.Н. Усоногие раки (CIRRIPIEDIA, THORACICA) из маастрихта Саратовской области	14
Алексеев В.П., Амон Э.О. К вопросу о генезисе песчаников неокомских клиноформ Западной Сибири и синфазности их латеральной и стратиграфической миграции	16
Алексеев П.И. Поздне меловая флора Антибеса (Западная Сибирь)	18
Алифиринов А.С., Игольников А.Е., Дзюба О.С. Аммониты и строение разреза волжско-берриасских отложений р. Маурынья (Приполярный Урал): новые данные	20
Амон Э.О., Федоров Ю.Н., Алексеев В.П., Лебедев А.И. Средний альб в Шаимском нефтегазоносном районе Западной Сибири	24
Аркадьев В.В. Онтогенез и внутреннее строение берриасских аммонитов Горного Крыма	26
Барабошкин Е.Ю. Стратиграфия и бореально-тетическая корреляция морского верхнего готерива России и СНГ	28
Барабошкин Е.Ю., Смирнова С.Б., Виноградова К.В., Алексеева Л.В., Тажинаязарова Н.А. Новые данные о пограничных отложениях юры и мела района полуострова Бузачи (Северный Каспий)	31
Бейзель А.Л. Проблемы и методы разработки геостратиграфической шкалы мезозоя Сибири	33
Беньямовский В.Н., Свиридов А.А., Олферьев А.Г. Апробация новой инфразональной шкалы верхнего мела Восточно-Европейской провинции по бентосным фораминиферам на опорных разрезах Мордовии	35
Березин А.Ю. Новые аммониты, близкие с сибирскими <i>Taimyroceras</i>, из пограничных отложений юры и мела центра Русской платформы	38
Богданова Т.Н., Михайлова И.А. Верхний апт (клансей) и эволюция аммоноидей	41
Бочкарев В.С., Огнев Д.А., Черданцев С.Г. Палеобатиметрия эпиконтинентальных морей на примере мела Западной Сибири	44
Брагина Л.Г. Радиолярии сантона–маастрихта умеренных и высоких широт Дальнего Востока России	46
Бугдаева Е.В., Маркевич В.С. Сопоставление раннемеловых флор Забайкалья, Якутии, Китая и Монголии	49
Ветошкина О.С. Изотопные (С и О) исследования конкреционных фосфоритов из нижнемеловых отложений севера Русской плиты	51
Вишневская В.С., Алексеев А.С., Олферьев А.Г. Кампанское похолодание – одна из возможных причин возникновения высокоширотных радиоляриевых ассоциаций позднего мела Арктической окраины России	53
Герман А.Б. Развитие флор в альбе–палеоцене Северо-Востока России и Северной Аляски: роль трансберингийских миграций и климатических изменений	56

Гнибиденко З.Н., Лебедева Н.К., Доля Ж.А. Магнитостратиграфический и палинологический анализ меловых отложений по скважине 8 Русско-Полянского района (юго-восточная часть Западной Сибири)	58
Головнева Л.Б. Фитостратиграфия верхнемеловых отложений Западной Сибири	61
Головнева Л.Б., Щепетов С.В., Годфруа П., Алексеев П.И. Какангутское местонахождение позднемеловых динозавров в Арктике: палеоклиматические и палеогеографические аспекты	62
Гриненко В.С., Жарикова Л.П. Верхний мел Вилюйской синеклизы: состояние изученности, проблемы расчленения и корреляции (восток Сибирской платформы)	64
Гужиков А.Ю., Барабошкин Е.Ю. Новые магнитостратиграфические данные по опорному разрезу бореального неокома реки Боярка (Северная Сибирь)	66
Гужов А.В., Головинова М.А. Нижнемеловые гастроподы Среднего и Нижнего Поволжья	69
Демченко А.Н. К систематике <i>Holcodiscidae</i> Spath, 1924 (AMMONOIDEA, DESMOCERATACEA)	71
Захаров В.А., Кузьмичев А.Б. Биостратиграфия верхней юры и нижнего мела о. Столбовой (Новосибирские острова) по бухиям	74
Здобнова Е.Н., Остроухов С.Б. Значение некоторых особенностей <i>Tasmanites</i> Newton, 1875 и их применение в качестве маркеров для стратиграфии и геохимии	83
Злобина О.Н. Условия седиментации меловых отложений Енисей-Хатангского бассейна и прилегающих районов Западной Сибири	85
Зорина С.О. О влиянии глобальной эвстазии и региональной эпейрогении на формирование нижнемеловых отложений на востоке Русской плиты	87
Зыкин В.С., Лебедева Н.К., Шурыгин Б.Н., Маринов В.А., Смирнова Т.Н. Палеонтологические свидетельства присутствия морского верхнего мела на Горном Алтае	90
Игольников А.Е. Скульптура родов <i>Hectoroceras</i> Spath, 1947 и <i>Schulginites</i> Casey, 1973 (аммониты) и ее таксономическое значение	92
Карогодин Ю.Н. Классификация стратонов – системный аспект	95
Карогодин Ю.Н. Граница мела и юры в разрезах Западной Сибири с позиций системно-литмологического подхода	98
Карогодин Ю.Н., Климов С.В. Где начало неокомских клиноформ Западной Сибири?	100
Касумзаде А.А. Меловые PECTINOIDA (BIVALVIA) Малого Кавказа: вопросы пространственно-временного распределения	102
Кодрул Т.М., Герман А.Б., Ахметьев М.А., Моисеева М.Г. Развитие флор Дальнего Востока, Северо-Востока России и Северной Аляски на рубеже мела и палеогена	104
Кобаевич Л.Ф., Вишневская В.С. Палеогеография Восточно-Европейской платформы и ее южного обрамления в позднем мелу на основе анализа комплексов микроорганизмов (фораминиферы и радиолярии)	107
Костеша О.Н., Лялюк К.П. Новые данные к палинологической характеристике нижнемеловых отложений юго-востока Западной Сибири	109
Крапивенцева В.В. Седиментология и палеогеография юрско-меловых бассейнов Приамурья и Западного Приохотья	111

Куражковский А.Ю., Куражковская Н.А., Клайн Б.И. Перестройка геомагнитных процессов на рубеже юрского и мелового периодов	112
Малёнкина С.Ю. Особенности влияния бентоса на фосфатогенез Восточно-Европейской платформы в мелу	114
Малиновский А.И., Голозубов В.В., Екимова Н.И. Нижнемеловые отложения Журавлевского террейна (Центральный Сихотэ-Алинь)	117
Маринов В.А. Палеогеография Анабаро-Пописайского района в раннемеловое время (по данным изучения фораминифер)	119
Маркевич В.С., Бугдаева Е.В. Генезис уникальных углей Липовецкого месторождения (Южное Приморье)	122
Медведева С.А., Кайдалов В.А. Литохимические параметры берриас-валанжинских терригенных пород междуречья Пильда–Лимури (левые притоки нижнего течения р. Амур)	124
Митта В.В., Богомолов Ю.И. Подразделение рязанского яруса Русской платформы	126
Михайлова И.А., Барабошкин Е.Ю. Переход от гетероморфности к мономорфности у раннемеловых ANCYLOCERATINA Wiedmann (AMMONOIDEA): филогенетические и палеогеографические аспекты	130
Нестеров И.И. (мл.), Бородкин В.Н., Милицкая К.А. Нижнемеловые стратоны и клиноформная модель строения Западной Сибири	132
Палечек Т.Н., Савельев Д.П., Савельева О.Л. Радиоляриевый анализ кремнисто-карбонатных отложений Камчатского мыса (Восточная Камчатка)	135
Подобина В.М. Сравнение позднемеловых комплексов фораминифер юго-востока Западной Сибири и сопредельных провинций для уточнения возраста региональных стратиграфических подразделений	138
Подобина В.М., Ксенева Т.Г. Новые данные по биостратиграфии верхнего мела юга Западной Сибири	140
Попов Е.В. О находке зубных пластин химеровых рыб <i>Edaphodon crassus</i> Newton, 1878 (HOLOCEPHALI, CHIMAEROIDEI) в альбе Западного Казахстана (Мангышлак)	143
Пунина Т.А., Плетнев С.П., Худик В.Д., Мельников М.Е., Захаров Ю.Д. Биостратиграфия меловых отложений Магеллановых гор	144
Рубан Д.А. К вопросу о событийной выраженности отделов меловой системы	145
Рязанова Т.А., Соловьёва Н.С. Палеогеографические реконструкции осадконакопления нижнемеловых отложений Усть-Енисейского района	147
Савельева О.Л., Савельев Д.П., Палечек Т.Н., Покровский Б.Г. Меловое аноксическое событие на Камчатке	149
Самохин А.А. Роль фациально-палеогеографического и стратиграфического факторов в формировании резервуара и экрана гигантской верхнемеловой нефтегазоносной зоны северных и арктических областей Западной Сибири	152
Селькова Л.А. Палинологические исследования валанжинских отложений Пешской котловины (Европейский Северо-Восток России)	154
Сельцер В.Б., Брехов В.В. Гетероморфные позднемеловые аммониты из фондов Вольского краеведческого музея (Саратовская область)	156
Сельцер В.Б., Иванов А.В., Харитонов В.М. Особенности строения и макрофаунистический комплекс экзогенно-дислоцированных сеноманских отложений у села Сосновка (Саратовское Правобережье)	157

Сердюк З.Я., Слепокурова Л.Д., Вильковская И.Ю., Зубарева Л.И., Исакова Л.И., Кирилова Н.В., Смолин С.Н., Щигорева Н.В. Тектоно-седиментационная модель осадконакопления ачимовской толщи в морском бассейне раннего неокома Западной Сибири	159
Снежко В.А. К расчленению нижнемеловых отложений Дагестана (Северный Кавказ)	162
Снигиревская Н.С. Ископаемые изотопсида и реабилитация их определений в меловых флорах Сибири	164
Соболев Е.С., Маринов В.А. Первые находки аммонитов <i>Acanthoscaphites tridens</i> (Kner, 1848) в маастрихте (верхний мел) верхнего течения р. Тобол (Южное Зауралье)	166
Соколова Е.А. Сравнение танатоценозов сеноманских планктонных фораминифер из высоких широт Южного полушария и некоторых разрезов юга России и ближайшего зарубежья	168
Соловьев А.Н., Марков А.В., Лобачева С.В. Берриасские морские ежи	171
Триколиди Ф.А. Остатки хрящевых рыб <i>Hexanchidae</i> из нижнемеловых отложений Крыма	174
Урман О.С., Шурыгин Б.Н. Специфика распространения бентоса в краевых биономических зонах на юго-востоке раннемелового палеобассейна Западной Сибири	177
Ухлова Г.Д., Варламов С.Н. Сейсмостратиграфический анализ строения неокомских отложений ЗСП по данным региональной и площадной сейсморазведки	179
Фадеева Г.А., Смирнов М.В., Смирнова О.И., Богуславская Е.В., Здобнова Е.Н. Нижний мел акватории Каспийского моря (на примере месторождения им. В. Филановского)	183
Филатова Н.И. Возрастной интервал формирования мелового Охотско-Чукотского магматического пояса	185
Харитонов В.М., Кокарева Л.В. Верхнемеловые гастроподы Малого Кавказа	187
Харитонов В.М., Фомин В.А. Иноцерамы Вольского района Саратовского Поволжья	189
Храмов М.Ф. Реализация системно-литмологических принципов на примере аптских отложений (алымская и викуловская свиты) Западной Сибири	190
Храмов М.Ф., Самохин А.А. Реализация системно-литмологических принципов на примере альб-сеноманских отложений Западной Сибири	192
Щепетов С.В. К вопросу о стратиграфии неморских отложений Охотско-Чукотского вулканогенного пояса	194
Адреса авторов	196

CONTENTS

Arkadiev V.V., Gataulina G.M. V.A. Prozorovsky – professor of the Saint-Petersburg State University	5
Bogdanova T.N., Korotkov V.A., Lobacheva S.V., Mikhailova I.A., Yakobson K.E. Vladimir Anatol'evich Prozorovsky (June 27-th 1932 – August 10-th 2007)	8
Akimov I.S., Beniamovski V.N. Stages of development of the genus <i>Neoflabellina</i> (benthic foraminifers) in the Late Campanian–Maastrichtian of the south of Russian Plate	12
Alekseev A.S., Olfieriev A.G., Beniamovski V.N. Cirripeds (CIRRIPIEDIA, THORACICA) from Maastrichtian of Saratov Region	14
Alekseev V.P., Amon E.O. To a question on genesis of sandstones of Neocomian clinofolds in Western Siberia and their phase synchronism of lateral and stratigraphic migrations	16
Alekseev P.I. The Late Cretaceous flora of Antibes locality (Western Siberia)	18
Alifirov A.S., Igolnikov A.E., Dzyuba O.S. Ammonites and structure of Volgian–Berriasian beds in the Maurynya section (Subpolar Ural): new data	20
Amon E.O., Fedorov Yu.N., Alekseev V.P., Lebedev A.I. Middle Albian in Shaimsky oil-and-gas bearing area of Western Siberia	24
Arkadiev V.V. Ontogeny and internal structure of the Berriasian ammonites of the Crimean Mountains	26
Baraboshkin E.J. Stratigraphy and Boreal-Tethyan correlation of marine Upper Hauterivian of Russia and CIS	28
Baraboshkin E.J., Smirnova S.B., Vinogradova K.V., Alekseeva L.V., Tazhinazarova N.A. The new data on the Jurassic/Cretaceous boundary interval of Buzachi Peninsula region (North Caspian)	31
Beisel A.L. Problems and methods of evaluation of the Geostratigraphic Scale of the Mesozoic of Siberia	33
Beniamovski V.N., Sviridov A.A., Olfieriev A.G. Aprobation of the new Upper Cretaceous benthic foraminiferal scale of East European Province on basis of reference sections of Mordovia	35
Berezin A.J. New ammonites relatives with Siberian <i>Taimyroceras</i> at the Jurassic/Cretaceous boundary in centre of Russian Platform	38
Bogdanova T.N., Michailova I.A. Upper Aptian (Clansayesian) and evolution of Ammonoidea	41
Bochkarev V.S., Ognev D.A., Cherdantsev S.G. Paleobathymetry of epicontinental seas by the example of the Cretaceous in Western Siberia	44
Bragina L.G. Santonian–Maastrichtian radiolarians of temperate and high latitudes of the Far East of Russia	46
Bugdaeva E.V., Markevich V.S. Comparison of the Early Cretaceous floras of Transbaikalia, Yakutia, China and Mongolia	49
Vetoshkina O.S. Isotope (C and O) study of phosphorite concretions from Cretaceous sediments of the north of Russian Plate	51
Vishnevskaya V.S., Alekseev A.S., Olfieriev A.G. Campanian cooling as one of possible reason to appearance of Late Cretaceous high latitude radiolarian association of Russian Arctic Rim	53
Herman A.B. Floristic development in the Albian–Paleocene of North-Eastern Russia and Northern Alaska: role of trans-Beringian migrations and climate changes	56

Gnibidenko Z.N., Lebedeva N.K., Dolya Zch.A. Magnetostratigraphic and palynological investigation of Cretaceous deposits on borehole 8 Russko-Polyanski region (south-eastern part of Western Siberia)	58
Golovneva L.B. Phytostratigraphy of the Upper Cretaceous deposits of Western Siberia	61
Golovneva L.B., Shchepetov S.V., Godefroit P., Alekseev P.I. The Kakanaut locality of the Late Cretaceous dinosaurs in Arctic: palaeoclimatological and palaeogeographical aspects	62
Grinenko V.S., Zharikova L.P. The Upper Cretaceous of the Vilyui Syncline: level of the knowledge, problems of the differentiation and correlation (Eastern Siberian Platform)	64
Guzhikov A.Yu., Baraboshkin E.Yu. New magnetostratigraphic data on Boreal Neocomian of Bojarka River key section (Northern Siberia)	66
Guzhov A.V., Golovinova M.A. Lower Cretaceous gastropods from Middle and Lower Volga regions	69
Demchenko A.N. On the taxonomy Holcodiscidae Spath, 1924 (AMMONOIDEA, DESMOCERATACEA)	71
Zakharov V.A., Kuzmichev A.B. Biostratigraphy of Upper Jurassic and Lower Cretaceous of Stolbovoy Island (Novosibirsk Archipelago) by buchias	74
Sdobnova E.N., Ostroukhov C.B. Some peculiarities of the <i>Tasmanites</i> Newton, 1875 and their use as markers in stratigraphy and geochemistry	83
Zlobina O.N. Sedimentary environments of Cretaceous deposits of Yenisei-Khatanga Basin and near Western Siberia areas	85
Zorina S.O. The global eustasy and regional tectonics reflection on formation of the Lower Cretaceous of East Russian Plate	87
Zykin V.S., Lebedeva N.K., Shurygin B.N., Marinov V.A., Smirnova T.N. Paleontological evidences of the availability of marine Upper Cretaceous on Gorny Altai	90
Igolnikov A.E. Ribbing of genera <i>Hectoroceras</i> Spath, 1947 and <i>Schulginites</i> Casey, 1973 (ammonites) and its taxonomic importance	92
Karogodin Y.N. Classification of stratostratigraphic units – system aspect	95
Karogodin Y.N. Cretaceous/Jurassic boundary in sections of the Western Siberia from positions of the System-Lithological approach	98
Karogodin Y.N., Klimov S.V. Where the beginning of Neocomian clinofolds of the Western Siberia?	100
Kasumzadeh A.A. Cretaceous PECTINOIDA (BIVALVIA) of the Lesser Caucasus: space-time distribution aspects	102
Kodrul T.M., Herman A.B., Akhmetiev M.A., Moiseeva M.G. Development of floras of Far East, North-Eastern Russia and Northern Alaska near the K/T boundary	104
Kopaevich L.F., Vishnevskaya V.S. Late Cretaceous palaeogeography of the East-European Platform and its southern framework on the base of microfossils (foraminifers and radiolarids)	107
Kostesha O.N., Lyalyuk K.P. Recent data on the palynological characteristics of the Lower Cretaceous sediments of the south-eastern areas of Western Siberia	109
Krapiventseva V.V. Sedimentology and paleogeography of the Jurassic-Cretaceous basins of Priamurie and Priokhotie	111

Kurazhkovskii A.Yu., Kurazhkovskaya N.A., Klain B.I. Reformation of geomagnetic processes at the Jurassic/Cretaceous boundary	112
Maleonkina S.Yu. Features of benthos influence on phosphogenesis of East European Platform in Cretaceous	114
Malinovsky A.I., Golozoubov V.V., Ekimova N.I. Lower Cretaceous deposits in the Zhuravlevkiy Terrane (Central Sikhote Alin)	117
Marinov V.A. Paleogeography of the Anabaro-Popigay district in Early Cretaceous (based on foraminifera investigation)	119
Markevich V.S., Bugdaeva E.V. Origin of unique coals of Lipovtsy Coal Mine	122
Medvedeva S.A., Kaidalov V.A. Lithochemical parameters of the Berriasian–Valanginian terrigenous rocks from the Pilda-Limuri Interfluve (left tributaries of the Amur River downstream)	124
Mitta V.V., Bogomolov Yu.I. Subdivision of the Ryazanian Stage of Russian Platform	126
Mikhailova I.A., Baraboshkin E.J. Heteromorph to monomorph shell transition in Early Cretaceous ANCYLOCERATINA Wiedmann (AMMONOIDEA): phylogenetic and palaeogeographic aspects	130
Nesterov I.I., Jr, Borodkin V.N., Militskaya K.A. Lower Cretaceous stratigraphic units and clinofom model of West Siberia	132
Palechek T.N., Savelyev D.P., Savelyeva O.L. Radiolarian analysis of siliceous-carbonaceous sediments of the Kamchatsky Mys (Eastern Kamchatka)	135
Podobina V.M. Comparison of the Late Cretaceous foraminiferal assemblages of the south-east of Western Siberia and adjacent provinces for refinement of the age of regional stratigraphic units	138
Podobina V.M., Kseneva T.G. New data on the Upper Cretaceous biostratigraphy in the south of Western Siberia	140
Popov E.V. On a record of tooth plates of chimaeroid fish species <i>Edaphodon crassus</i> Newton, 1878 (HOLOCEPHALI, CHIMAEROIDEI) from the Albian of Western Kazakhstan (Mangyshlak Peninsula)	143
Punina T.A., Pletnev S.P., Khudik V.D., Melnikov M.E., Zakharov Yu.D. Biostratigraphy of Cretaceous deposits of the Magellan Seamounts	144
Ruban D.A. On event essence of the Cretaceous Series	145
Ryazanova T.A., Soloviova N.S. Paleogeographic reconstructions of Lower Cretaceous sediments of the Ust-Yenisey region	147
Savelyeva O.L., Savelyev D.P., Palechek T.N., Pokrovskiy B.G. Cretaceous anoxic event on Kamchatka	149
Samokhin A.A. The role of facian-paleogeographic and stratigraphic factors in forming of reservoir and cover of Upper Cretaceous oil and gas zone of north and Arctic areas of Western Siberia	152
Selkova L.A. Palynological researches of the Valanginian deposits of Pesha Depression (European Northeast of Russia)	154
Seltser V.B., Brekhov V.V. Heteromorphic Late Cretaceous ammonites stored in the Volok Museum of Local Lore (Saratov Region)	156
Seltser V.B., Ivanov A.V., Kharitonov V.M. Structural peculiarities and macrofaunal assemblage in the exogenously dislocated Cenomanian beds in the vicinity of Sosnovka (Saratov Region, right bank of the Volga)	157

Serdyuk Z.Ya., Slepokurova L.D., Vil'kovskaya I.Yu., Zubareva L.I., Isakova L.I., Kirilova N.V., Smolin S.N., Shchigoreva N.V. Tectonic-sediment model of formation of the Achimovka Body in Early Neocomian sea basin of the Western Siberia	159
Snezhko V.A. The dividing of the Lower Cretaceous deposits of Dagestan (Northern Caucasus)	162
Snigirevskaya N.S. Fossil isoetopsids and rehabilitation A.N. Kryshstofovich's finds in Cretaceous floras of Siberia	164
Sobolev E.S., Marinov V.A. The first finds of ammonites <i>Acanthoscaphites tridens</i> (Kner, 1848) in the Maastrichtian (Upper Cretaceous) in the Tobol upper reaches (Southern Transuralian)	166
Sokolova E.A. Comparison of the Cenomanian planktonic foraminiferal thanatocenoses from high latitudes of the Southern hemisphere, with those from sections of nearest to Russia countries	168
Solovjev A.N., Markov A.V., Lobatscheva C.V. Berriasian echinoids	171
Trikolidi Ph.A. Chondrichtyan fish fossils (Hexanchidae) from Lower Cretaceous of Crimea	174
Urman O.S., Shurygin B.N. Specificity of benthos distribution in marginal bionomic zones on south-east of the Early Cretaceous paleobasin of the Western Siberia	177
Ukhlova G.D., Varlamov S.N. Seismostratigraphy of Neocomian sediments of the West Siberian Plate on seismic survey data	179
Fadeeva G.A., Smirnov M.V., Smirnova O.I., Boguslavskaya E.V., Zdobnova E.N. The Lower Cretaceous of the Caspian Sea aquatory (by the example of V. Filanovsky field)	183
Filatova N.I. Age interval of development of the Cretaceous Okhotsk-Chukotka magmatic Belt	185
Kharitonov V.M., Kokareva L.V. Upper Cretaceous gastropods of the Lesser Caucasus	187
Kharitonov V.M., Fomin V.A. Inoceramids of the Volsk district of the Saratov Volga region	189
Khramov M.F. Realization of system-lithmological principles by the example of Aptian deposits (Alymka and Vikulovo formations) of the Western Siberia	190
Khramov M.F., Samokhin A.A. Realization of system-lithmological principles by the example of Albian-Cenomanian deposits of the Western Siberia	192
Shchepetov S.V. Stratigraphy of the Cretaceous nonmarine deposits of the Okhotsk-Chukotka Volcanic Belt	194
Addresses of authors.....	196

Научное издание

**МЕЛОВАЯ СИСТЕМА РОССИИ
И БЛИЖНЕГО ЗАРУБЕЖЬЯ:
ПРОБЛЕМЫ СТРАТИГРАФИИ И ПАЛЕОГЕОГРАФИИ**

Материалы
Четвертого Всероссийского совещания
19–23 сентября 2008 г.
г. Новосибирск

Утверждено к печати
Ученым советом Института нефтегазовой геологии и геофизики СО РАН

Подписано в печать 02.09.08
Формат 60x84/8. Гарнитура "Ариал". Бумага офсетная.
Усл. печ. л. 24,18. Уч.-изд. л. 27,3. Тираж 150 экз. Заказ № 300

Издательство СО РАН
630090 Новосибирск, Морской просп., 2
E-mail: psb@ad-sbras.nsc.ru
тел. (383) 330-80-50
Интернет-магазин Издательства СО РАН
<http://www.sibran.ru>