

МИНИСТЕРСТВО ОБРАЗОВАНИЯ И НАУКИ РФ

**ФЕДЕРАЛЬНОЕ ГОСУДАРСТВЕННОЕ БЮДЖЕТНОЕ ОБРАЗОВАТЕЛЬНОЕ УЧРЕЖДЕНИЕ
ВЫСШЕГО ОБРАЗОВАНИЯ**

**РОССИЙСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ ГЕОЛОГОРАЗВЕДОЧНЫЙ
УНИВЕРСИТЕТ имени Серго ОРДЖОНИКИДЗЕ**

МГРИ-РГГРУ

**XI НАУЧНЫЕ ЧТЕНИЯ, ПОСВЯЩЕННЫЕ ПАМЯТИ
ПРОФЕССОРА М.В. МУРАТОВА**

***ПРОБЛЕМЫ РЕГИОНАЛЬНОЙ ГЕОЛОГИИ
СЕВЕРНОЙ ЕВРАЗИИ***

Материалы конференции



**Москва
2018г.**

РОССИЙСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ ГЕОЛОГОРАЗВЕДОЧНЫЙ УНИВЕРСИТЕТ
КАФЕДРА ПАЛЕОНТОЛОГИИ И РЕГИОНАЛЬНОЙ ГЕОЛОГИИ
МОСКОВСКОЕ ОБЩЕСТВО ИСПЫТАТЕЛЕЙ ПРИРОДЫ. СЕКЦИЯ ГЕОЛОГИИ

ПРОБЛЕМЫ РЕГИОНАЛЬНОЙ ГЕОЛОГИИ СЕВЕРНОЙ ЕВРАЗИИ

КРАТКОЕ СОДЕРЖАНИЕ ДОКЛАДОВ НА XI НАУЧНЫХ ЧТЕНИЯХ,
ПОСВЯЩЕННЫХ ПАМЯТИ ПРОФЕССОРА МИХАИЛА ВЛАДИМИРОВИЧА
МУРАТОВА

12 АПРЕЛЯ 2018 г.

Москва 2018

УДК 55(470+571)

ПРОБЛЕМЫ РЕГИОНАЛЬНОЙ ГЕОЛОГИИ СЕВЕРНОЙ ЕВРАЗИИ. МАТЕРИАЛЫ
КОНФЕРЕНЦИИ. – М.: МГРИ-РГГРУ, 2018. – 94 с.

Рассматриваются общие и региональные вопросы стратиграфии, палеонтологии, литологии, палеогеографии мезозоя-кайнозоя различных областей Восточно-Европейской платформы, Западно-Сибирской и Скифской плит.



ПАМЯТИ В.М. ЦЕЙСЛЕРА – КОЛЛЕГИ И УЧЕНИКИ

15 июня 2017 года на 86-м году из жизни ушел Цейслер Виктор Мартынович – выдающийся ученый, доктор геолого-минералогических наук, профессор, заслуженный деятель науки Российской Федерации, отличник разведки недр, почетный работник высшего образования РФ, лауреат премии Московского общества испытателей природы, академик РАЕН, ветеран МГРИ. В.М. Цейслер награжден медалями «Ветеран труда», «В память 850-летия Москвы», знаком «300 лет горно-геологической службе России».

В.М. Цейслер являлся инициатором ставшей уже традиционной научной конференции «Научные чтения памяти М.В. Муратова». Впервые конференция, ее XI сессия пройдет без его участия.

Виктор Мартынович, с отличием окончив МГРИ в 1956 г., всю свою жизнь проработал в родном институте, пройдя путь от инженера-геолога и начальника геологической партии до профессора и заведующего кафедрой региональной геологии и палеонтологии. Под руководством своего учителя профессора М.В. Муратова он в 1963 году защитил кандидатскую диссертацию, а в 1975 году – докторскую. Звание профессора присвоено в 1976 году. В 1981 году Михаил Владимирович передал ему кафедру. Большое влияние на его геологическое мировоззрение оказали выдающиеся геологи середины прошлого столетия, которые работали тогда в МГРИ и Академии наук СССР: Н.С. Шатский, Н.И. Николаев, А.А. Богданов, Е.В. Шанцер, А.В. Пейве, П.Н. Кропоткин, Б.А. Петрушевский, Н.А. Штрейс, М.С. Нагибина, Н.М. Страхов, Д.С. Соколов, А.Л. Яншин и многие другие.

Научные интересы Виктора Мартыновича были связаны с региональной геологией и тектоникой, он являлся ведущим специалистом в области учения о геологических формациях, знатоком геологии Альпийско-Гималайского подвижного пояса. Много внимания уделял древним платформам. Участвовал в создании тектонических, палеотектонических и палеогеографических карт отдельных регионов СССР, международной тектонической карты Европы. Им опубликовано около 300 научных работ по стратиграфии, сравнительной и региональной тектоники, геологической истории регионов, геологическим формациям, угленосности, он автор и соавтор 12 монографий, 11 учебников и учебных пособий по исторической геологии, региональной геологии и геотектоники, формационному анализу, фациальному анализу.

Научную деятельность Виктор Мартынович успешно сочетал с большой педагогической и организаторской работой в университете, активно участвовал в совершенствовании геологического образования в России. Длительное время читал курсы лекций по региональной геологии, региональной геотектонике. Им разработан курс «Основы формационного анализа». Профессор В.М. Цейслер много внимания уделял работе со студентами, постоянно руководил дипломным проектированием, под его руководством защищены кандидатские и докторские диссертации российскими и зарубежными специалистами. Он автор и соавтор многих учебников и учебных пособий по формационному анализу, исторической и региональной геологии, геотектонике. Многие годы Виктор Мартынович работал научным руководителем учебной геологической практики в Крыму, которой уделял много внимания и в последующие годы.

Виктор Мартынович много занимался общественной работой: он был председателем Научно-методического совета по специальности «Геологическая съемка, поиски и разведка месторождений полезных ископаемых», Учебно-методического объединения по геологическим специальностям в инженерно-технических вузах, постоянным членом учебно-методической комиссии МГРИ-РГГРУ, членом редколлегий нескольких научных журналов, в том числе журнала «Известия вузов. Геология и разведка», где работал заместителем главного редактора, был председателем Геологической секции Московского общества испытателей природы. Виктор Мартынович был известен среди коллег и учеников как строгий редактор, советы которого позволили улучшить качество рукописей многим авторам.

Много сил Виктор Мартынович отдавал организации «Геолого-палеонтологического музея МГРИ-РГГРУ», научным руководителем которого он являлся. Ректором университета принято решение назвать музей именем профессора Цейслера Виктора Мартыновича.

Кафедра палеонтологии и региональной геологии МГРИ-РГГРУ



М.В. МУРАТОВУ – 110 ЛЕТ. ВМЕСТО ПРЕДИСЛОВИЯ

13 марта 2018 г исполнилось 110 лет со дня рождения Михаила Владимировича Муратова – выдающегося геолога, одного из ведущих тектонистов СССР, талантливого педагога, профессора, члена-корреспондента АН СССР (1962), дважды лауреата Государственной премии (1951, 1969), кавалера двух орденов Трудового Красного Знамени, председателя Межведомственного тектонического комитета при ОНЗ АН СССР (1963-1982), главного редактора журнала «Геотектоника» (1963-1982), заведующего кафедрой региональной геологии и палеонтологии МГРИ (1959-1982), члена МОИП (с 1937 г.), председателя секции геологии (с 1959 г), члена Президиума МОИП и члена редколлегии журнала Бюллетень МОИП.

Окончив в 1930 г. геолого-почвенное отделение физико-математического факультета МГУ, М.В. Муратов всю последующую жизнь проработал в МГРИ (ныне МГРИ-РГГРУ). Начав свою трудовую деятельность ассистентом кафедры общей геологии и полезных ископаемых, он прошел путь до профессора (1949), заведующего (1959 г.) кафедрой исторической геологии – впоследствии переименованной в кафедру региональной геологии и палеонтологии, которую он возглавлял до своей смерти. С 1957 г он сочетал эту работу с руководством лабораторией в ГИНе АН СССР.

Научной работой Михаил Владимирович начал заниматься еще в студенческие годы, работая коллектором у А.Д. Архангельского и Д.В. Соколова на геологической съемке в Восточном Крыму. Он по праву считается учеником блестящей плеяды создателей московской школы геологов – А.П. Павлов, А.Д. Архангельский, Е.В. Милановский, Г.Ф. Мирчинк, Н.С. Шатский формировали его научное мировоззрение. Научной и педагогической деятельности способствовало окружение талантливых коллег – товарищей по работе: Н.И. Николаева, А.А. Богданова, Е.В. Шанцера, П.Н. Кропоткина, Б.А. Петрушевского, Н.А. Штрейса, М.С. Нагибиной, А.Л. Яншина и многих других ярких исследователей.

За 52 года научной и педагогической деятельности Михаил Владимирович снискал заслуженную славу выдающегося педагога, ученого-геолога, тектониста. Его перу принадлежат более 300 научных работ, посвященных широкому кругу вопросов: стратиграфии юры, палеогена, неогена, четвертичных отложений, геоморфологии, стратиграфии и тектонике докембрия, геологии и оценке месторождений строительных материалов, региональной геологии стран и континентов, тектонике континентов и океанов. Особое место в его исследованиях занимали проблемы геологии и тектоники Крыма, Черноморской впадины, Альпийской складчатой области в целом.

Успешную научную деятельность он сочетал с большой педагогической работой в МГРИ. Он принял курс геологии СССР у Николая Сергеевича Шатского, и длительное время читал лекции. Он излагал материал чрезвычайно последовательно, логично и его лекции, суховатые по форме, были очень содержательны. В последние годы он активно разрабатывал и читал лекции по региональной геотектонике. Характерно, что его многие лекционные темы потом превращались в научные публикации. Он постоянно руководил дипломниками, выпустил множество аспирантов. М.В.Муратов был одним из создателей геологической практики в Крыму, и учебная база МГРИ в Крыму по праву носит его имя.

Михаил Владимирович одновременно был крупным ученым и талантливым педагогом, воспитавшим множество учеников. Большой опыт полевых исследований, широкая общая эрудиция, большая целеустремленность и работоспособность, умение отвлечься от любых дел во имя решения научной проблемы, умение увидеть главное и просто изложить свою точку зрения – вот некоторые из качеств, которые позволили ему внести существенный вклад в развитие отечественной

геологии. Все его исследования отличаются высокой тщательностью исполнения. Геологические карты, составленные им в середине 30-х годов, вполне отвечают современным требованиям. Они могут быть по-иному интерпретированы, но фактический материал на них изображен полно и верно.

Кафедра с 1998 года систематически организует научные «Муратовские чтения» совместно с геологической секцией МОИП, которой руководил Муратов с 1950 года до своей кончины. Мы благодарны всем, кто откликнулся на наше приглашение участвовать в научных заседаниях и выступить с докладом. Участие в чтениях – это знак уважения и памяти выдающемуся геологу нашей страны – Михаилу Владимировичу Муратову.

Публикации о научной и педагогической деятельности

М.В. Муратова:

1. Муратов М.В. Тектоника и история развития древних платформ и геосинклинальных поясов. Предисловие. М.: Наука. 1986.
2. Петрушевский Б.А., Вартанян Г.С., Казьмина Л.Б и др. К 70-летию Михаила Владимировича Муратова. Бюлл. МОИП, отд. геологии, т.53(2), 1978.
3. Михаил Владимирович Муратов. Известия вузов. Геология и разведка. 1983, № 11.
4. Петрушевский Б.А., Цейслер В.М., Архипов И.В. и др. Михаил Владимирович Муратов (1908-1982гг.) Бюлл. МОИП, отд. геологии, т.58 (6), 1983.
5. Цейслер В.М. М.В. Муратов – один из главных организаторов студенческой геологической практики в Крыму. Бюлл. МОИП. Отд. геологии. Т.58 (6), 1983.
6. Цейслер В.М. Деятельность М.В. Муратова по подготовке геологических кадров в МГРИ. Известия вузов. Геология и разведка. 1985.
7. Цейслер В.М. К 90-летию Михаила Владимировича Муратова. Известия вузов. Геология и разведка. 1998, № 2. Бюлл. МОИП, отд. геологии. 1998, № 5.
8. М.В. Муратов – ученый и педагог. К 100-летию со дня рождения. М.: Геос, 2007. 162 с.

Оргкомитет конференции

ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ МЕТОДОМ
ЭЛЕКТРОМАГНИТНЫХ ЗОНДИРОВАНИЙ И ВЫЗВАННОЙ
ПОЛЯРИЗАЦИИ НА КРЫМСКОЙ УЧЕБНОЙ ПРАКТИКЕ
(БАХЧИСАРАЙСКИЙ РАЙОН)

А.О. Андрухович¹, Ю.А. Давыденко², А.В. Туров¹

¹ МГРИ-РГГРУ, Москва; ² ООО «Гелиос», Иркутск

В ходе проведения Крымской учебной геологической практики в результате многолетних наблюдений в центральной части учебного полигона отмечается крупное разрывное нарушение – т.н. Бодракский разлом, который протягивается с северо-востока на юго-запад от юго-восточных окраин с. Трудюлюбовка на правом берегу р. Бодрак до верховьев оврага Шара. Разлом представляет собой крутопадающее нарушение с наклоном сместителя на северо-запад. В восточной части он разделяет отложения нижней юры, в средней части оврага Шара – нижнемеловые и частично верхнемеловые отложения, далее к западу скрывается под верхнемеловыми и палеогеновыми отложениями. Нижнемеловые отложения здесь представлены известковыми песчаниками верхов альба, верхнемеловые – глинистыми известняками сеноман-нижнего турона, мелоподобными известняками верхнего турона-коньяка и глинистыми известняками верхнего сантона-кампана. В основании сантонско-кампанской толщи известняки содержат песчаный материал с небольшой примесью глауконита. Картированию верхнемеловых отложений отчасти помогает дешифрирование аэрофотоснимков, на которых отчетливо выделяются фотомаркирующие горизонты в нижней части сантонско-кампанских отложений.

В связи с плохой обнаженностью верховьев оврага Шара проведение Бодракского разлома в этом районе всегда вызывало определенные трудности. Исходя из данных геологических наблюдений и структурного картирования, нижнеюрские и частично среднеюрские отложения в северо-западном крыле опущены по отношению к юго-восточному, то есть разлом представляет собой сброс. Нижнемеловые отложения северо-

западного крыла разлома в районе плотины в средней части оврага Шара, напротив, приподняты на 25-30 метров по отношению к юго-восточному крылу, то есть по верхним горизонтам разлом представляет собой взброс. Амплитуда смещения верхнемеловых отложений к западу постепенно уменьшается до нуля в верховьях оврага.

Методика исследований

В июле 2017 г в верховьях оврага Шара для выяснения положения Бодракского разлома были выполнены геофизические исследования методом электромагнитных зондирований и вызванной поляризации (ЭМЗ-ВП). Он представляет собой метод импульсной электроразведки, использующий полную форму переходного процесса, что позволяет перейти от использования кажущихся параметров (ρ_k и η_k) к полноценному решению задач одномерной или трехмерной инверсии с учетом частотной дисперсии электропроводности для становления поля горизонтального электрического диполя [1]. В методе ЭМЗ-ВП разрез возбуждается последовательностью разнополярных импульсов с помощью генераторного диполя АВ. На приемных электродах заземленной линии регистрируется полная последовательность импульсов, что позволяет рассчитать переходный процесс на 128 временных задержках, нормированных на разность потенциалов, взятую перед выключением токового импульса. Работы проводились аппаратно-программным электроразведочным комплексом «Марс», который позволяет выполнять измерения переходных процессов с помощью заземленных приемных линий от заземленной генераторной линии; приемные линии MN располагались субпараллельно генераторной линии АВ. В итоге были получены в общей сложности 13 физических наблюдений; общая протяженность профилей составляет 325 м с шагом между пикетами 25 м (Рис. 1).

Обработка первичных данных проводилась в программе GDFSlicer. По результатам моделирования была рассчитана сходимость модельных и наблюдаемых кривых; среднее значение невязки составило 38.35%, что обусловлено низким соотношением сигнал/помеха.

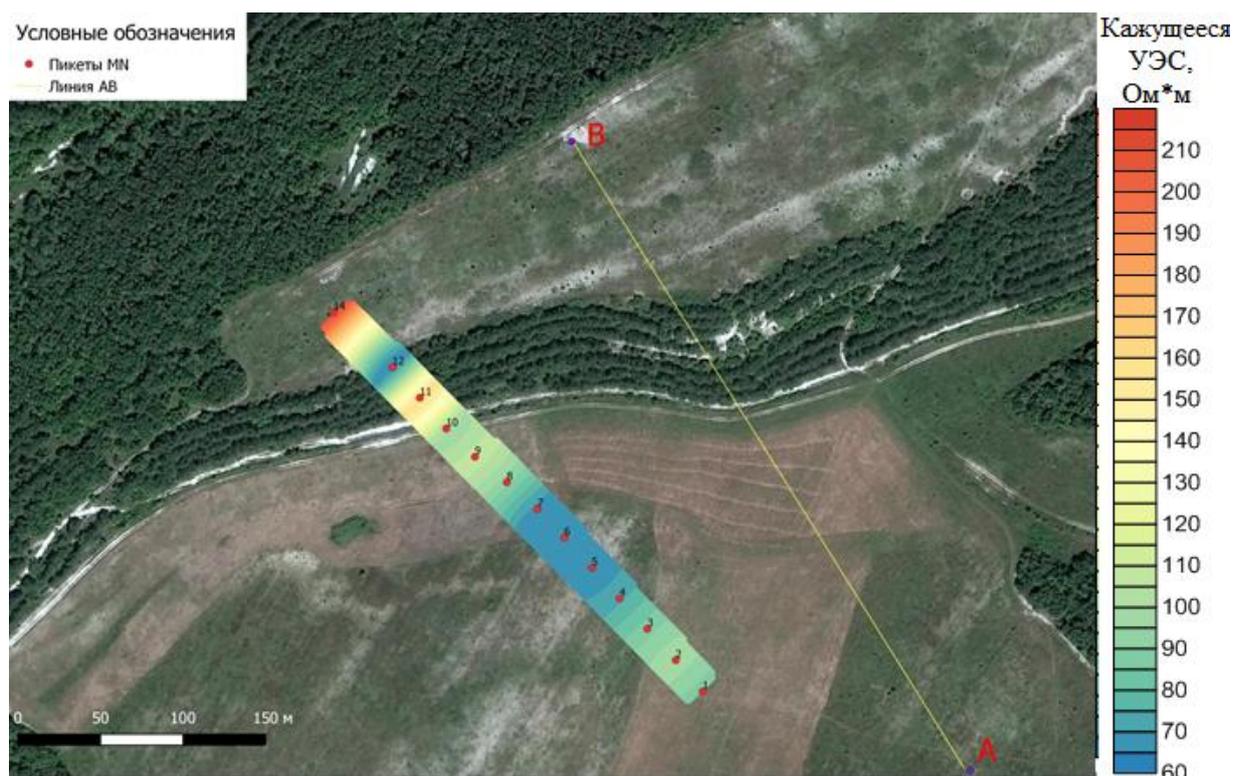
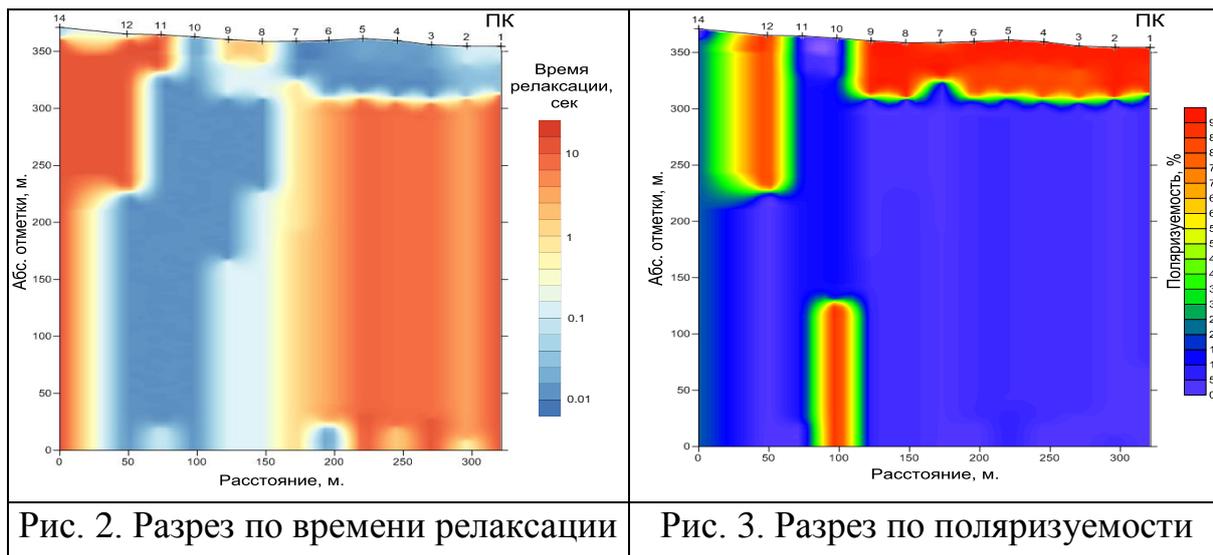


Рис. 1. Схема работ методом ЭМЗ-ВП на участке «Разлом» с вынесенным кажущимся УЭС.

Результаты

В результате проведенных исследований на пикетах № 8—12 прослеживается структура типа сброса (взброса), особенно ярко проявившаяся на разрезе по времени релаксации (рис. 2). Эти исследования подтвердили проведение Бодракского разлома в верховьях оврага Шара в основании крутого северо-западного склона (рис. 1).

Кроме того, в районе пикетов № 12—14 выделилась зона пониженного сопротивления, повышенной поляризуемости, с высокими временами релаксации (рис. 2, 3). Она прослеживается от поверхности приводораздельной части левого (северо-западного) склона оврага на глубину 130-135 метров, что примерно совпадает с границей меловых и юрских отложений. Наличие этой зоны может быть связано либо с небольшим разломом в меловой толще (возможно, оперяющим Бодракский), либо с горизонтами обводненных песчаных известняков из низов сантонско-кампанской толщи.



Литература

1. Давыденко Ю.А., Попков П.А., Новопашина А.В. Перспективы использования индукционной составляющей переходного процесса в традиционных методах постоянного тока // Геофизические исследования. 2015. Т. 16, № 4. С. 73–84.

РАННЕЮРСКИЕ РАДИОЛЯРИИ В КРЕМНИСТЫХ ТОЛЩАХ ЭКОНАЙСКОЙ ЗОНЫ КОРЯКСКОГО НАГОРЬЯ

Н.Ю. Брагин

Геологический институт РАН, Москва. Россия

В Корякском нагорье широко развиты кремнистые толщи, для датировки которых наибольшее значение имеют радиолярии. Эта группа фауны изучается там длительное время: в 60-70 годах велись исследования по шлифам (Жамойда, 1972), позволившие обосновать наличие мезозойских кремнистых толщ в регионе и датировать их до отделов. С конца 70-х годов началось изучение объемных форм радиолярий, в ходе этих исследований детальность возросла, вплоть до ярусов и зон (Брагин, 1991).

Геологическое положение

Корякское нагорье подразделяется на ряд структурных зон, или террейнов (Руженцев и др., 1982; Соколов, 1989). Разные зоны Корякского нагорья отличаются друг от друга особенностями стратиграфического разреза: возрастом развитых толщ и их составом. Кремнистые толщи распространены во многих зонах, но, например, в Майницкой зоне преобладают среднеюрско-нижнемеловые толщи, в Олюторской зоне доминируют верхнемеловые, а в Эконайской наблюдается наибольшее разнообразие. Здесь известны: верхний палеозой, триас, нижняя юра, верхняя юра – нижний мел, и верхний мел (Брагин, 1991; Вишневская, 2001; Григорьев и др., 1987).

Наименее изученными остаются нижнеюрские образования, известные пока лишь в одном местонахождении в верховьях р. Хатырка, причем обнаруженный там комплекс датируется в интервале от конца ранней до средней юры (Вишневская, 2001). Между тем в пределах Эконайской зоны очень широко развиты триасовые толщи, в том числе самые верхи триаса (Брагин, 1991), и логично ожидать здесь и нижнюю юру.

Эконайская зона протягивается вдоль побережья Берингова моря на запад, от озера Пекульнейского к правобережью р. Хатырки и далее к верховьям рек Хатырка и Пикасьваям. В Эконайской зоне развита сложная система покровов (Руженцев и др., 1982; Соколов, 1989). Нижним структурным элементом этой системы являются вулканогенно-кремнисто-терригенные отложения Янранайского аккреционного комплекса (верхняя юра и мел). В составе аллохтона выделяются Накыпэлякский структурно-вещественный комплекс (СВК), сложенный туфо-терригенными отложениями верхней юры-верхнего мела, Эконайский (ультрабазиты, габброиды), Островной (плагиограниты, дайковый комплекс), Ионайский (вулканогенно-кремнистые толщи карбона-перми, кремнисто-туфовые и вулканогенно-кремнистые толщи триаса-нижней юры) и Кокуйский СВК (вулканогенно-кремнисто-терригенные отложения карбона-перми). Они образуют самостоятельные покровы и пластины, смятые в крупные

опрокинутые и лежащие складки. Неоавтохтон представлен терригенными отложениями верхнего мела и палеогена.

В междуречье рек Ваамычгын и Подгорная развиты образования Ионайского и Эконайского СВК, а также в тектонических окнах выскрываются образования Янранайского аккреционного комплекса. Вулканогенно-кремнистые образования Ионайского комплекса образуют ряд тектонических пластин: позднепалеозойских вулканитов, кремней и известняков, а также нижнемезозойских кремней, туфов и вулканитов.

По юго-восточному склону г. Угловая наблюдается следующая последовательность выходов комплексов (снизу вверх):

1. Основные вулканиты темно-зеленовато-бурые, с прослоями красных кремней с радиоляриями *Archaeodictyomitra* sp. cf. *A. apiarium* (Rüst), *Pseudodictyomitra* sp. cf. *P. carpatica* (Lozynyak). (верхняя юра – нижний мел). Общая видимая мощность до 80 м.

Пологий надвиг

2. Кремни серые тонкоплитчатые с радиоляриями: *Crucella mijo* De Wever, *Hagiastrum rudimentum* Whalen et Carter, *Praeconocaryomma immodica* Pessagno et Poisson, *Bipedis patricki* Whalen et Carter, *B. hannai* Whalen et Carter, *Canoptum columbiaense* Whalen et Carter, *Katroma regina* Whalen et Carter, *Lantus praeobesus* Carter, *Parahsuum edenshawi* (Carter), *P. simplum* Yao, и др. Общая мощность по выходу около 70 м.

Пологий надвиг

3. В ядре лежащей складки основные вулканиты темно-зеленовато-бурые с прослоями красных кремней и черных аргиллитов. В кремнях радиолярии верхней юры – нижнего мела: *Dicerosaturnalis trizonalis* (Rüst), *Archaeodictyomitra excellens* (Tan Sin Hok), *Cinguloturris cylindra* Kemkin et Rudenko, *Ristola altissima* s.l. (Rüst), *Tethysetta boesii* (Parona), и др. До 60 м.

Пологий надвиг

4. Кремни светло-серые толстоплитчатые с радиоляриями среднего триаса: *Eptingium manfredi* Dumitrica, *Triassocampe deweveri* (Nakaseko et Nishimura). Около 100 м.

Пологий надвиг

5. Известняки светло-серые (2-3 м), перекрывающиеся основными вулканитами красновато-зеленовато-бурными, с прослоями кремней зеленовато-серых с радиоляриями нижней перми: *Pseudoalbaillella* sp. cf. *P. longicornis* Ishiga et Imoto. Мощность выхода до 30 м.

Выходы 1 и 3 относятся к Янранайскому аккреционному комплексу, выходы 2, 4 и 5 - к Ионайскому покрову (верхний палеозой – нижняя юра).

Анализ комплекса раннеюрских радиолярий

Обнаруженный раннеюрский комплекс представляет большой интерес, поскольку до сих пор столь представительные комплексы этого возраста не были известны в пределах Корякского нагорья. В его составе определены виды, позволяющие обосновать возраст. *Crucella miho* известна из плинсбаха Турции (De Wever, 1981), Британской Колумбии (Carter et al., 2010) и геттанга-синемюра Перу (Suzuki et al., 2002). *Hagiastrum rudimentum* встречается в плинсбахе Мексики (Whalen, Carter, 2002) и геттанге-синемюре Перу (Suzuki et al., 2002). *Vipedis patricki* отмечен в синемюре Филиппин (Yeh, Cheng, 1998), в то время как *Vipedis hannai*, *Canoptum columbianaense* – в геттанге и синемюре Британской Колумбии (Carter et al., 1988) и Турции (Tekin, 2002). *Katroma regina* известна из синемюра Британской Колумбии (Carter et al., 1998). *Lantus praeobesus* встречается в синемюре и плинсбахе Британской Колумбии (Carter et al., 2010) и в геттанге-плинсбахе Японии (Hori, 1990). *Parahsuum edenshawii* известен из плинсбаха Британской Колумбии (Carter et al., 1988).

По полученным результатам возраст комплекса определяется в достаточно широких пределах – от геттанга до плинсбаха. Что касается палеобиогеографической принадлежности, то изученный раннеюрский комплекс наиболее близок к известным в Японии, а также в тетических регионах (Турция), при этом он не содержит многие таксоны, известные в переходных комплексах Британской Колумбии.

Заключение

Находка раннеюрского комплекса радиолярий в кремнистых образованиях Ионайского покрова свидетельствует о том, что общий

разрез кремнистых толщ охватывает интервал от карбона до нижней юры включительно. По стратиграфии он сходен с разрезом зоны Мино Японии, также начинающимся с вулканогенно-карбонатно-кремнистого верхнего палеозоя и венчающимся кремнистыми отложениями нижней юры (Kojima et al., 2000). Раннеюрский комплекс радиолярий представлен видами, распространенными в Японии и в тетических районах и, возможно, имеет тетическую природу. Подобное ранее наблюдалось для триасовых и пермских комплексов микрофауны этого региона (Брагин, 1991). Подтверждение тетической природы раннеюрского комплекса может свидетельствовать как в пользу единства разреза верхнего палеозоя – нижнего мезозоя Эконайской зоны, так и в пользу стабильных условий его формирования в тепловодном бассейне.

Исследования проведены в соответствии с планами научно-исследовательской работы ГИН РАН (тема № 0135-2018-0033).

РАДИОЛЯРИИ И СТРАТИГРАФИЯ САНТОНА-НИЖНЕГО КАМПАНА ГОРНОГО КРЫМА

Л.Г. Брагина

Геологический институт РАН, Москва, Россия; l.g.bragina@mail.ru

Северный склон Крымских гор характеризуется широким развитием верхнемеловых отложений, представленных известняками и мергелями с подчиненным значением глин и кремней. Композитный разрез состоит из следующих пачек:

1. Сенман-нижний турон, глинистые известняки, 50-100 м.
2. Средний турон-нижний коньяк, известняки с прослоями и стяжениями кремней, 30-40 м.

Стратиграфический перерыв, обычно охватывающий верхний коньяк-средний сантон.

3. Верхний сантон-самые низы кампана, плитчатые известняки, чередующиеся с кремнистыми известняками, содержащими частые стяжения кремней, 20-30 м.

Стратиграфический перерыв, охватывающий нижний-средний кампан.

4. Верхний кампан-нижний маастрихт, глинистые известняки и мергели, 30-40 м.

5. Верхний маастрихт, песчанистый известняк, 35-40 м.

Отложения верхнего сантона-самых низов кампана были изучены в двух местонахождениях: горы Ак-Кая (Корчагин и др., 2012) и оврага Алан-Кыр (Брагина и др., 2016). Оба разреза охарактеризованы фораминиферами (планктонными и бентосными) и радиоляриями. Радиолярии представлены таксономически разнообразным комплексом с *Afens perapediensis* Bragina, *Crucella espartoensis* Pessagno, *Pseudoaulophacus kopaevichae* Bragina, *Spongosaturinus parvulus* Campbell et Clark, *Gongylothorax mangaleniensis* Bragina, *Heliocryptocapsa perapediensis* Bragina, and *Pseudoeucyrtis belogorskensis* Bragina. Верхние части этих этих разрезов охарактеризованы последним присутствием *Alievium superbum* (Squinabol), *Archaeospongoprimum bipartitum* Pessagno, *Miltastrum mangalenense* Bragina, and *Paronaella spica* Bragina.

Планктонные фораминиферы *Archaeoglobigerina bosquensis* Pessagno, *Contusotruncana fornicata* (Plummer), *Heterohelix globulosa* (Ehrenberg), *H. striata* (Ehrenberg), *Globigerinelloides algerianus* Cushman et Ten Dam, *G. prairiehillensis* Pessagno, *Globotruncana bulloides* Vogler, *G. churchi* Martin, *G. lapparenti* Brotzen, *G. pseudolinneana* (Pessagno), *Marginotruncana marginata* (Reuss) указывают на позднесантонский возраст вмещающих отложений. Здесь же встречены бентосные фораминиферы *Bolivinooides strigilatus* (Chapman). Зона *Bolivinooides strigilatus* прослеживается в пределах верхнего сантона–нижнего кампана (Беньямовский, 2008). Таким образом, возможно предположить, что верхняя часть изученных разрезов охватывает сантон-кампанские пограничные отложения. Эти же отложения относятся к зоне *Afens perapediensis*, которая в недавно предложенной зональной схеме по радиоляриям (Брагина, 2016) характеризовала верхи верхнего сантона. Новые данные по бентосным фораминиферам позволяют

предположить, что объем зоны *Afens perapediensis* может быть расширен и охватывает верхи верхнего сантона-самые низы кампана.

Работа выполнена при финансовой поддержке гранта РФФИ №16-05-00363.

Литература

1. Бенямовский 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. С. 62–74.
2. Брагина Л.Г. Зональная схема меловых (альб-сантонских) отложений тетических районов Евразии по радиоляриям // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2016. Т. 24. № 2. С. 41-66.
3. Брагина Л.Г., Бенямовский В.Н., Копаевич Л.Ф. Радиолярии, фораминиферы и биостратиграфическое расчленение коньяка-кампана разреза Алан-Кыр, Горный Крым // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2016. Т. 24. № 1. С. 44–63.
4. Корчагин О.А., Брагина Л.Г., Брагин Н.Ю. Планктонные фораминиферы и радиолярии сантонских отложений горы Ак-Кая, Горный Крым, Украина // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2012. Т. 20. № 1. С. 1–25.

РАДИОЛЯРИИ САНТОНА В РАЗРЕЗЕ БРЭЖДЭ, СЕРБИЯ

Л.Г. Брагина, Н.Ю. Брагин

Геологический институт РАН, Москва, Россия; l.g.bragina@mail.ru

Верхнемеловые отложения широко развиты на территории Сербии. Среди них особое место занимает толща тонкоплитчатых литографских известняков, описываемая в литературе как «известняки Струганика» (Marković, Anđelković, 1953). Эти отложения развиты к востоку от города Валево и занимают значительную площадь в районе сел Струганик, Планиница и Брэждэ. Известняки Струганика представлены чередованием

тонкоплитчатых известняков и толстопластовых калькаренитов и рудитов, изобилующих прослоями и желваками кремней, общей мощностью до 150 м. Возраст известняков Струганика оценивается разными авторами от турона до кампана (Marković, Anđelković, 1953). Датировка известняков Струганика основана на иноцеррамидах и слабо изученных планктонных фораминиферах. В последние десятилетия в прослое бентонитовой глины, развитом в нижней части известняков Струганика (разрез у села Струганик) были обнаружены радиолярии, отнесенные к коньяку–сантону (Vishnevskaya, Djerić, 2009). Дальнейшие исследования позволили установить присутствие в породах радиолярий по всей толще известняков Струганика. В результате время формирования известняков Струганика по радиоляриям было ограничено пределами сантона (Брагина и др., 2014; Djerić, Gerzina, 2014).

В настоящее время необходимы достоверные данные по ортостратиграфическим группам для подтверждения стратиграфических выводов, сделанных на основе изучения радиолярий. Привлечение столь важной ортостратиграфической группы, как планктонные фораминиферы, повышает достоверность стратиграфических выводов. Поэтому в 2014 и 2015 годах был проведен детальный отбор микрофаунистических проб по всему разрезу известняков Струганика.

В результате изучения разреза Брэждэ в нижней толще известняков Струганика (на уровне верхней части слоя 6, обр. 14-1-11) радиолярии были найдены совместно с планктонными и бентосными фораминиферами удовлетворительной сохранности (Брагина и др., в печати).

В разрезе Брэждэ на основании совместного присутствия планктонных фораминифер *Marginotruncana undulata* (Lehmann) (заканчивает существование в позднем туроне), а также *Globotruncana bulloides* Vogler и *Globotruncana linneiana* (d'Orbigny) (начинают существование с сантона), сделан вывод о сантонском возрасте вмещающих отложений (определения Л.Ф. Копаевич). Из диагностически определяемых видов бентосных фораминифер вид *Pullenia dampelae* Dain известен в Восточно-Европейской провинции с позднего сантона. Таким образом, по бентосным фораминиферам возраст комплекса бентосных

фораминифер не может быть древнее позднего сантона (определения В.Н. Беньямовского).

В недавно предложенной зональной шкале по радиоляриям (Брагина, 2016) установлена зона *Afens perapediensis* (верхи верхнего сантона). В результате проведенного исследования в сантонской части разреза Брэждэ (нижняя толща известняков Струганика, обр. 14-1-11) установлен таксономически разнообразный комплекс радиолярий хорошей и удовлетворительной сохранности. Изученный комплекс содержит виды, характеризующие зону *Afens perapediensis* (верхи верхнего сантона).

Таким образом, в ходе проведенного исследования получены следующие результаты:

1. По радиоляриям в данном разрезе прослежена зона *Afens perapediensis* (верхи верхнего сантона) (Брагина, 2016), широко распространенная в пределах Тетической палеобиогеографической надобласти.

2. Нижняя часть известняков Струганика в разрезе Брэждэ охарактеризована планктонными фораминиферами (сантон), бентосными фораминиферами (верхний сантон) и радиоляриями (верхний сантон). Таким образом, нижняя часть известняков Струганика относится к верхнему сантону.

Работа выполнена при финансовой поддержке гранта РФФИ №16-05-00363.

Литература

1. Брагина Л.Г. Зональная схема меловых (альб-сантонских) отложений тетических районов Евразии по радиоляриям // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2016. Т. 24. № 2. С. 41-66.
2. Брагина Л.Г., Брагин Н.Ю., Джерич Н., Гаич В. Позднемеловые радиолярии и уточнение возраста субфлишевых отложений разреза Струганик (Западная Сербия) // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2014. Т. 22. № 2. С. 90-107.

3. Брагина Л.Г., Брагин Н.Ю., Копаевич Л.Ф., Бенямовский В.Н. Сантонские радиолярии и фораминиферы в разрезе Брэждэ, Сербия // Вестник МГУ, в печати.
4. Djerić N., Gerzina N. New data on the age of an Upper Cretaceous clastic-carbonate succession in Brežde (Western Serbia) // *Geologia Croatica*. 2014. V. 67. № 3. P. 163-170.
5. Marković O., Anđelković M. Geological composition and tectonics of wider surroundings of villages Osečenica, Brežde and Struganik (West Serbia) // *Zbornik radova Srbska Akademia Nauk. Geological Institute. Beograde*: 1953. V. 32. № 5. P. 111-150 (in Serbian).
6. Vishnevskaya V., Djerić N. Mesozoic Radiolaria of Bosnia and Serbia: New data // *Paleontological Journal*. 2009. V. 43. № 12. P. 1513-1568.

ПОЗДНЕЮРСКИЕ РАДИОЛЯРИИ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ И ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ

В.С. Вишневская¹, Ю.А. Гатовский², В.А. Козлова²

¹ Геологический институт РАН, Москва, Россия; ² МГУ им.

М.В. Ломоносова, Москва, Россия

В Азиатской части России местонахождения позднеюрских радиолярий известны с Северного и Дальнего Востока по работам Н.Ю.Брагина, А.И.Жамойды, Зябрева С.В., Кемкина И.В., Палечек Т.Н. (Вишневская и др., 2014; Вишневская, Филатова, 2016), бассейна реки Анюй, дельты р. Лены, п-ва Нордвик (Вишневская и др., 2014), Западной Сибири (Козлова, 1983; Vishnevskaya, 2017). Ранее для расчленения отложений баженовской свиты Западной Сибири был предложен верхнеюрский биогоризонт *Parvicingula blowi* (нижний титон = нижний? – низы среднего подъяруса волжского яруса) в толще карбонатизированных кремнистых пород – радиоляритов (Вишневская, 2013). Возраст биогоризонта *Parvicingula blowi* подтверждается редкими находками

Dorsoplanites ilovaiskii Mesezhn. (Панченко и др., 2015; Vishnevskaya, 2017).

Вид *P. blowi* Pessagno, впервые описан из Калифорнии, встречен на Северо-Востоке России, в Аргентине, Антарктиде, имеет распространение ранний титон (Vennari, Pujana, 2017). *P. papulata* Kozlova et Vishnevskaya, известен из кимериджа – средней волги Печорского бассейна (Vishnevskaya, 1998), а также берриаса дельты реки Лены (Вишневская и др., 2014). *Zhamoidellum ovum* Dumitrica - космополит, распространение средний оксфорд – ранний титон (Вишневская, 2001). Нам удалось расширить таксономический состав комплекса (рисунок), дополнительно определив виды *Emiluvia lowercoonensis polaris* Kiessling – распространение титон Антарктиды (Kiessling, 1999), *Acaeniotylopsis nordvikensis* Bragin – распространение от зоны *Eprivirgatites variabilis* (средняя волга) до зоны *Chetaites sibiricus* берриасского яруса разреза Нордвик (Брагин, 2011), *Parvicingula excelsa* Pessagno et Blome и *P. santabarbarensis* Pessagno, распространение титон Калифорнии, Антарктиды (Kiessling, 1999), *P. alata* Kozlova et Vishnevskaya, широко распространена в волжских сланцах Баренцевоморского региона (Vishnevskaya, Kozlova, 2012) и дельте р. Лены (Вишневская и др., 2014). Анализ географического распространения видов позволяет предположить окраинноморский характер Баженовского моря и его связь с палеоокеаном.

Исследование было частично поддержано РФФИ, проект № 18-05-00494 и Программой Президиума Российской академии наук “Происхождение и Развитие Биосферы”.

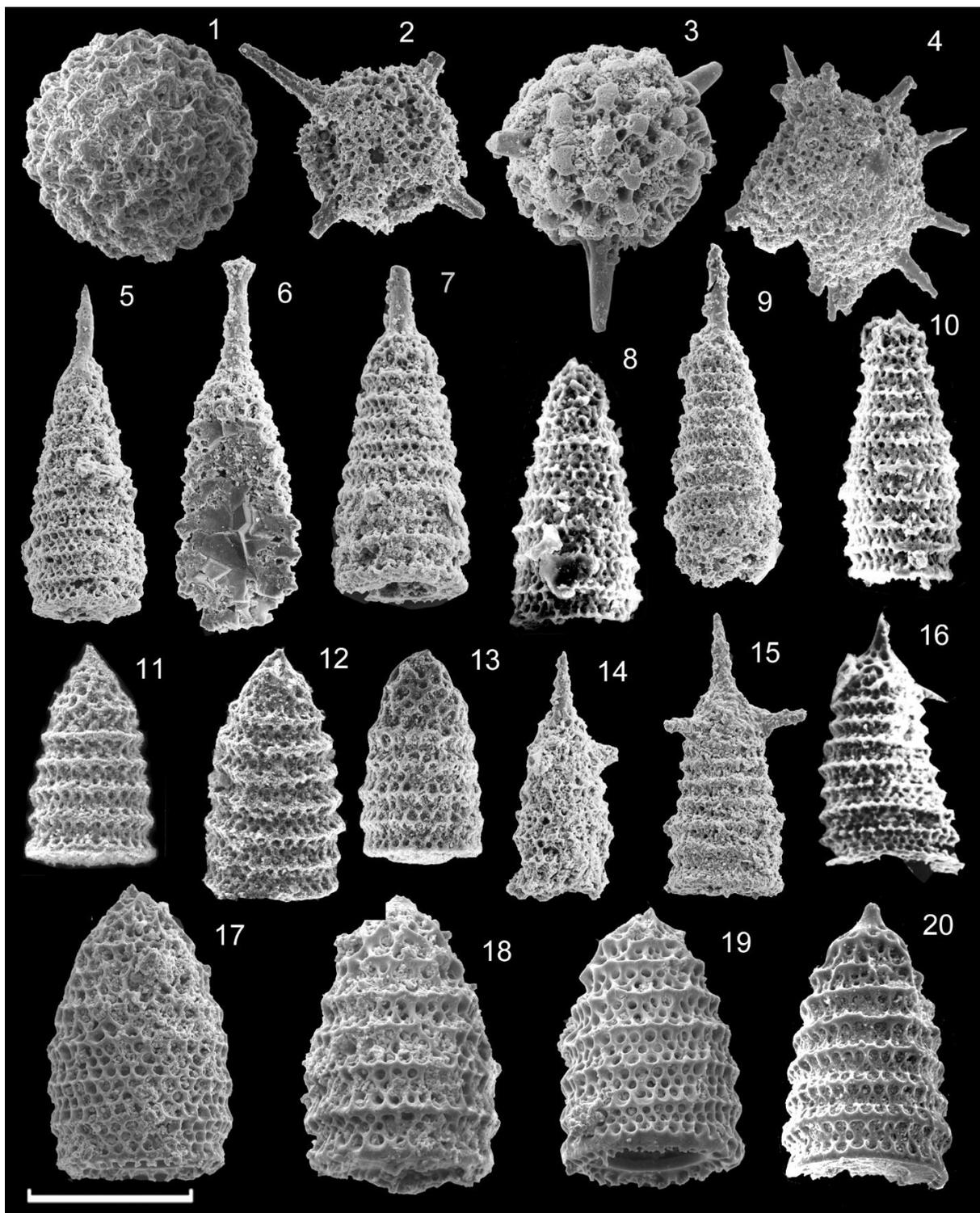


Рис. 1. Титонские радиоларии баженовской свиты Западной Сибири (1-7, 9, 14, 15, 17-19), Баренцевоморского региона (8, 10), дельты р. Лены (11, 12), Новой Зеландии (13, Aita, Grant-Mackie, 1992), Корякии (16), кимерижда Печорского бассейна (20): 1 - *Praeconocaryomma hexagonata* (Rust), 2 - *Emiluvia lowercoonensis polaris* Kiessling, 3- *Acaeniotylopsis nordvikensis* Bragin, 4 - *Orbiculiforma* cf. *teres* Hull, 5 - *Parvicingula excelsa*

Pessagno et Blome, 6 - *P. santabarbarensis* Pessagno, 7,8 - *P. blowi* Pessagno, 9, 10 – *P. cf. jonesi* Pessagno, 11,20 – *P. papulata* Kozlova et Vishnevskaya, 12 – *P. alata* Kozlova et Vishnevskaya, 13 – *P. sp. aff. P. rithwelli* Pessagno, 14,15 – *Spinicingula* sp., 16 – *Parvicingula* sp. A. aff. *proiecta* Kiessling, 17-19 - *P. ex gr. papulata* Kozlova et Vishnevskaya. Масштабная линейка 100 микрон.

Литература

1. Брагин Н.Ю. Радиолярии волжского и берриасского ярусов Севера средней Сибири // Стратиграфия. Геологическая корреляция, 2011, т. 19, № 2, с. 55–69.
2. Вишневская В.С. Радиоляриевая биостратиграфия юры и мела России. М.: ГЕОС, 2001. 374 с.
3. Вишневская В.С. Биостратиграфия и палеогеография баженовской свиты по данным радиоляриевых анализов // Юрская система России: проблемы стратиграфии и палеогеографии. Тюмень, 2013. С. 34-37.
4. Вишневская В. С., Амон Э. О., Маринов В. А., Шурыгин Б. Н. Новая находка радиолярий раннего мела на Арктическом побережье восточной Сибири (район дельты р. Лена) // Доклады Академии Наук, 2014, том 458, № 2. С. 177-181.
5. Вишневская В. С., Филатова Н.И. Обстановки накопления морских среднемезозойских аллохтонных комплексов Северо-Востока Азии и их корреляция // Стратиграфия. Геол. корреляция, 2016, том 24, № 6, С. 30-48.
6. Козлова Г.Е. Распределение радиолярий в баженовской свите Западной Сибири // Палеобиогеография и биостратиграфия юры и мела Сибири, М.: Наука, 1983. С. 47–55.
7. Панченко И.В., Балущкина Н.С., Барабошкин Е.Ю., Вишневская В.С., Калмыков Г.А., Шурекова О.В. Комплексы палеобиоты в абалакско-баженовских отложениях центральной части Западной Сибири // Нефтегазовая геология. Теория и практика. 2015. Т.10. №2. doi.org/10.17353/2070-5379/24_2015.
8. Aita Y., Grant-Mackie J.A. Late Jurassic-radiolaria from the Kowhai point siltstone, Murihiku terrane, North Island, New Zealand // Centenary of Japanese Micropaleontology, 1992. P. 375-382.

9. Kiessling W. Late Jurassic Radiolarians from the Antarctic Peninsula // *Micropaleontology. Spec. Issue.* 1999. V. 45. № 1. P. 1–96.
10. Vennari V.V., Pujana I., Finding of two new radiolarian associations calibrated with ammonoids in the Vaca Muerta Formation (Late Jurassic-Early Cretaceous), Neuquen Basin, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences*, 2017. № 75. P. 35-50.
11. Vishnevskaya V.S., The Domanikoid facies of the Russian Platform and the basin paleogeography. *Mémoires du Muséum National d’Histoire Naturelle (Paris)*, 1998. 177: 45–69.
12. Vishnevskaya V.S. The Jurassic-Cretaceous boundary in Boreal Russia: radiolarian and calcareous dinoflagellate potential biomarkers. *Geological Quarterly*, 2017. 61 (3). P. 641–654, doi: 10.7306/gq.1370.
13. Vishnevskaya V.S., Kozlova G.E., 2012. Volgian and Santonian–Campanian radiolarian events from the Russian Arctic and Pacific Rim. *Acta Palaeontologica Polonica*, 57. P. 773–790.

НОВЫЕ МАТЕРИАЛЫ ПО БИОСТРАТИГРАФИЧЕСКОМУ
РАСЧЛЕНЕНИЮ И ДАТИРОВАНИЮ МОРСКИХ КАЙНОЗОЙСКИХ
ТОЛЩ ЗАПАДНОЙ КАМЧАТКИ ПО ДИАТОМЕЯМ

А.Ю. Гладенков

Геологический институт РАН, Москва, Россия

В пределах Камчатки и прилегающих акваторий широко развиты разнофациальные морские кайнозойские осадочные и вулканогенно-осадочные толщи. Решение проблем, связанных с их датированием и детальным стратиграфическим расчленением, имеет большее значение, как в научном, так и в практическом отношении. Во-первых, результаты стратиграфических исследований представляют большую ценность для расшифровки истории геологического развития региона. Во-вторых, эти результаты важны для геолого-съёмочных и поисковых работ, а также обработки материалов бурения, так как к определенным толщам кайнозоя

приурочены скопления минерального сырья, в частности, углеводов. К настоящему времени для кайнозоя различных структурно-формационных зон, выделяемых на Камчатке, разработаны стратиграфические схемы [3]. В них выделяются региональные (горизонты или региоярусы) и местные (свиты и проч.) подразделения, корреляция которых часто затруднена. Выделение горизонтов и характеристика их границ в значительной мере основано на биостратиграфической основе - прежде всего, анализе ископаемых бентосных ассоциаций (моллюсков и бентосных фораминифер). С одной стороны, в связи с определенным провинциализмом бентосных групп, выделенные по ним подразделения, не всегда удается проследить в межрегиональном масштабе. В ряде случаев, эти группы не обеспечивают расчленение с необходимой степенью детальности. С другой стороны, при их использовании возникают большие трудности при сопоставлении региональных стратиграфических подразделений с ярусами Международной стратиграфической шкалы (стратотипы которых находятся в Западной Европе). Поэтому при изучении кайнозоя Камчатского региона большое значение имеют данные по микропланктонным организмам, которые позволяют выделять дробные (зональные) стратиграфические подразделения и проводить корреляцию вмещающих отложений удаленных разрезов. В этом отношении к одной из основных палеонтологических групп относятся морские диатомеи – микроводоросли с кремнистым панцирем. К настоящему времени для олигоценых-четвертичных отложений Северной Пацифики разработана океаническая зональная шкала по диатомеям, включающая более 20 зон [4, 1, и др.]. В целом, она используется в качестве основы и при оценке возраста диатомовых ассоциаций, изучаемых в толщах окраинноморских и наземных разрезов кайнозоя Северотихоокеанской области (Камчатка, Сахалин и др.).

В этой связи большой интерес представляют новые материалы, которые удалось получить при изучении ископаемых диатомей в одном из опорных стратиграфических разрезов кайнозоя Западной Камчатки - в районе бухты Квачина. В разрезе представлена практически непрерывная

последовательность терригенных отложений (относимых к тигильской и белесовой толщам, а также кавранской серии) от палеогена до нижнего миоцена, с общей мощностью около 500 м [2]. Несмотря на результаты предшествующих работ, многие проблемы, связанные с определением возраста слагающих его толщ и их региональными корреляциями, остаются не решенным в достаточной мере. В результате обработки собранного автором материала остатки диатомовых обнаружены в стратиграфическом интервале, охватывающем верхнюю часть разреза (около 300 м), которая относится к верхней части белесовой толщи и самой нижней части кавранской серии. При изучении ископаемой флоры в ее составе обнаружены виды морских диатомей, представляющих важность при определении возраста вмещающих отложений. Анализ стратиграфического распространения различных таксонов в разрезе позволил выделить в нем последовательность биостратиграфических подразделений. Их можно отнести к локальным зонам (лонам) по диатомеям, которые характеризуются различным таксономическим составом палеонтологических комплексов. Всего выделено семь локальных зон (стратиграфически снизу вверх): 1) лона *Odontella sawamurae*, 2) лона *Rhizosolenia oligocaenica*, 3) лона *Thalassiosira nansenii*, 4) лона *Cestodiscus kugleri*, 5) лона *Lisitzinia ornata*, 6) лона *Rocella gelida* и 7) лона *Thalassiosira* cf. *praeфрага*. Границы этих подразделений проведены по уровням появления в разрезе маркирующих видов.

Выделение в разрезе бухты Квачина лон по диатомеям проводилось на основе анализа фактического материала, полученного при изучении стратиграфического распространения ископаемых диатомовых водорослей в данном разрезе. Прямое сопоставление установленных лон с зонами сталкивается с определенными трудностями. Это объясняется тем, что палеонтологические комплексы, характеризующие лоны, в определенной степени отличаются от таковых зональных подразделений. В частности, это может быть связано с различными условиями формирования одновозрастных диатомовых ассоциаций и спецификой осадконакопления в открытом океане и восточной части пра-Охотского моря. Тем не менее, в составе выделенных в разрезе диатомовых ассоциаций отмечено

достаточно много стратиграфически важных видов, которые позволяют подойти к корреляции с зональной шкалой и определению возраста вмещающих отложений. К таким таксонам относятся, например, *Odontella sawamurae*, *Ikebea tenuis*, *Kisseleviella carina*, *K. ezoensis*, *Cavitatus jouseanus*, *C. miocenicus*, *Rhizosolenia oligocaenica*, *Rh. miocenica*, *Eurossia irregularis*, *Thalassiosira nansenii*, *Th. cf. praeфрага*, *Asteromphalus symmetricus*, *Cestodiscus kugleri*, *C. trochus*, *Pseudodimerogramma elegans*, *Ps. filiformis*, *Sceptroneis tenue*, *Sc. humuncia*, *Sc. humuncia* var. *rondipoda*, *Rhaphoneis angulata*, *Lisitzinia ornata*, *Rocella gelida* и др. Анализ данных по их стратиграфическому распространению в различных регионах дал возможность наметить сопоставление характеризующих лона ассоциаций с комплексами северотихоокеанских зон нижнего олигоцена-нижнего миоцена (зон *Rhizosolenia oligocaenica*, *Rocella vigilans*, *Cavitatus rectus*. *Rocella gelida* и *Thalassiosira praeфрага*). Это позволило подойти к сопоставлению лон с Международной стратиграфической шкалой [5] и оценке возраста отложений разреза бухты Квачина, охарактеризованных диатомеями. В результате сделан вывод, что породы, в которых выделены локальные зоны *Odontella sawamurae*, *Rhizosolenia oligocaenica*, *Thalassiosira nansenii*, *Cestodiscus kugleri* и *Lisitzinia ornata* могут датироваться в пределах раннего олигоцена (от средней части рюпельского яруса до конца рюпеля); лона *Rocella gelida* – в пределах позднего олигоцена (хаттский ярус, без его терминальной части); а лона *Thalassiosira cf. praeфрага* – в пределах конца позднего олигоцена - раннего миоцена. Граница между нижним и верхним олигоценом (рюпельским и хаттским ярусами, 28.1 млн. лет) может проходить вблизи кровли лона *Lisitzinia ornata*, а между верхним олигоценом и нижним миоценом (хаттским и аквитанским ярусами, 23.01 млн. лет) – в нижней части лона *Thalassiosira cf. praeфрага*.

Необходимо подчеркнуть, что целый ряд таксонов, в том числе стратиграфически важных, обнаружен в разрезах Западной Камчатки впервые. Это относится к находкам *Lisitzinia ornata*, *Thalassiosira nansenii*, *Th. irregulata*, *Asteromphalus symmetricus*, *Pseudodimerogramma elegans*, *Eurossia irregularis*, *Rhizosolenia oligocaenica*. *Rh. miocenica*, *Rocella*

praenitida и др. Отметим также, что изученные в разрезе бухты Квачина олигоценые комплексы диатомей по полноте и палеонтологической характеристике являются наиболее представительными из всех известных на сегодняшний день ассоциаций этого возраста в разрезах Камчатки. Таким образом, полученные результаты, важны не только для биостратиграфического расчленения разрезов олигоцена Западной Камчатки по кремнистым микроорганизмам, но и для уточнения корреляций олигоценых толщ в пределах Камчатки. Так, новые данные по диатомеям указывают на олигоценый возраст утхолокско-вивентекского горизонта Западно-Камчатской структурно-формационной зоны, что ранее не было достаточно точно доказано. Кроме того, прямая привязка бентосных групп в разрезе к комплексам микропланктона позволяет уточнить возрастные датировки бентоса и придать ему более определенное маркирующее значение.

Работа выполнена при поддержке проекта РФФИ № 16-05-00199 и Программы № 17 фундаментальных исследований Президиума РАН.

Литература

1. Гладенков А.Ю. Зональная стратиграфия олигоцена и нижнего миоцена Северотихоокеанского региона по диатомеям // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1998. Т. 6. № 2. С. 50-64.
2. Гладенков Ю.Б. Расчленение опорного разреза кайнозоя бухты Квачина Западной Камчатки и проблемы его корреляции // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2016. Т. 24. № 6. С. 101–113.
3. Гладенков Ю.Б., Сальников Б.А., Боровцев А.К. и др. Решения Рабочих Межведомственных региональных стратиграфических совещаний по палеогену и неогену восточных районов России - Камчатки, Корякского нагорья, Сахалина и Курильских островов. Объяснительная записка к стратиграфическим схемам. М.: ГЕОС, 1998. 147 с.
4. Barron J.A., Gladenkov A.Y. Early Miocene to Pleistocene diatom stratigraphy of Leg 145 // Proc. ODP, Sci. Results. College Station, TX (Ocean Drilling Program). 1995. V. 145. P. 3-19.

5. Ogg J.G., Ogg G.M., Gradstein F.M. Concise Geologic Time Scale 2016. Elsevier, 2016. 229 p.

О НЕКОТОРЫХ ОСОБЕННОСТЯХ РЕГИОНАЛЬНО-ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ПУБЛИКАЦИЙ СТОРОННИКОВ ТЕКТОНИКИ ПЛИТ

В.Б. Караулов

Российский государственный геологоразведочный университет
им. С. Орджоникидзе, Москва, Россия

В середине прошлого века североамериканскими и западноевропейскими геофизиками для объяснения условий образования впадин океанов была разработана так называемая «новая глобальная тектоника», позже получившая название «тектоники литосферных плит». Сразу же после возникновения эта концепция была подвергнута обоснованной критике со стороны геологов. Критика продолжается до наших дней, но авторами концепции она не воспринимается. Более того, последователи гипотезы «тектоники плит» объявили её единственной и непогрешимой теорией развития Земли и, отбросив все предыдущие наработки геологического сообщества как ошибочные, пытаются применять идеи тектоники плит к интерпретации строения континентальной земной коры, несмотря на то, что ошибочность таких попыток многократно доказана.

В данной работе я не собираюсь возвращаться к критике тектоники плит, на которую её апологеты никогда не отвечают по существу, и отсылаю интересующихся к последним публикациям [2, 4] и к содержащейся в них библиографии. Вместо этого я попытаюсь рассмотреть некоторые типовые особенности регионально-геологических сочинений, основанных на идеях и терминологии тектоники литосферных плит. Все они в определённом смысле сходны между собой и обладают рядом черт, которые можно рассмотреть на примере работы [3]. Эта публикация выбрана в значительной мере случайно, но с учётом того

обстоятельства, что рассматриваемый в ней регион мне давно и хорошо знаком [5].

У российских геологов всегда было принято предварять свои публикации сведениями о геологической изученности рассматриваемого региона, упоминанием хотя бы главных работ предшественников, заложивших основы знаний о геологическом строении территории, к изучению которой автор только прикоснулся. Эта дань уважения к результатам трудов многих сотен геологов, способствовавших накоплению огромного массива геологической информации, «фактического материала», обобщённого в отчётах, статьях, монографиях, в геологических и тектонических картах, теснейшим образом связана с понятием о научной или профессиональной этике, к сожалению, незнакомым многим из современных специалистов. Даже при очень малом объёме публикации при желании всегда можно найти место, для изложения взглядов предшественников по обсуждаемой теме, чтобы затем поддержать, уточнить или опровергнуть их.

В случае обсуждения вопроса о синхронности меловых магматических событий в Верхнем Приамурье неправильно было обойтись без упоминания хотя бы данных, содержащихся в XIX томе «Геологии СССР» [1] и в фундаментальном труде М.С. Нагибиной [5], которая около 60 лет назад писала не только о проявлении однотипного и разновозрастного позднемезозойского магматизма на площади от Алдано-Станового щита до окраин Китайской платформы, но и подробно обсуждала природу этого явления. Если бы автор внимательно прочитал эти работы, может быть, и название статьи стало бы несколько иным.

Теперь по существу вопросов, обсуждаемых в рассматриваемой публикации. Если бы автор ограничился изложением новых данных о составе, изотопном возрасте и этапности формирования позднемезозойских магматических комплексов Верхнего Приамурья, это была бы полноценная статья петрографического содержания. Для геологической работы в ней не хватает данных о морфологии тел магматических пород и их соотношениях между собой, с вмещающими и перекрывающими образованиями. Но любители тектоники плит

предпочитают не заниматься такими деталями, тем более, что для этого нужны очень тщательные полевые исследования. Но в публикации есть заявка на выводы геотектонического, или, как любят выражаться сторонники плейттектоники, «геодинамического» содержания, хотя смысл последнего термина далеко не так однозначен, как им кажется.

В тектонической терминологии всегда существовал разнобой, который многократно усилился после появления тектоники плит. Поэтому каждый автор, чтобы быть правильно понятым своими читателями (если он действительно этого хочет, что не всегда очевидно), должен каждый раз объяснять смысл используемых терминов. Из текста публикации и прилагаемой схемы следует, что автор выделяет на рассматриваемой территории Монголо-Охотский «орогенный пояс» и его обрамление, представленное «Североазиатской плитой» и «Амурской плитой», состоящей из Аргунского «супертеррейна» и Южномонгольско-Хинганского «орогенного пояса».

Эти названия отражают ещё одну попытку перенесения абстрактных, не имеющих реального структурного содержания, понятий из арсенала гипотезы тектоники литосферных плит на хорошо изученный участок Азиатского материка с давно известными и многократно детально описанными разнопорядковыми структурными элементами, крупнейшими из которых являются древняя Сибирская платформа и восточная часть Урало-Монгольского (Центрально-Азиатского) складчатого пояса, частично перекрытая осадочным чехлом Амуро-Зейской мезозойско-кайнозойской плиты. Бессмысленность и вредоносность подобных экспериментов была многократно показана в работах авторитетных специалистов в области тектоники континентов, начиная с известных работ В.В. Белоусова.

Так что же такое «Монголо-Охотский орогенный пояс» в понимании автора? Ответа нет. Похоже, он даже не задумывался над этим вопросом. «Орогенный пояс» - это полоса гор, термин морфологический. Если имеется в виду область распространения структур орогенного класса, то каких? Палеозойских? Мезозойских? Современных? Процессы орогенеза происходили здесь неоднократно, что хорошо доказано. Если имеется в

виду складчатый или покровно-складчатый пояс, то это структура совершенно иного масштаба. Складчатая зона? Какого она возраста и как определяются её границы? Здесь требуется историко-геологический анализ, заниматься которым сторонники тектоники плит не любят, да и не умеют. Вопрос о том, что такое «плиты», «террейны» и «супертеррейны» на материках, оставим на совести автора. Известный тектонист, сторонник неомобилизма, Ч. Борукаев написал в своё время статью с названием «Террейнология или террейномания» - и этим всё сказано.

Наконец, о «геодинамических обстановках». Автор считает, что поскольку вулcano-плутонические комплексы с возрастом 147-138 млн. лет и 140-122 млн. лет, судя по геохимическим характеристикам, формировались в надсубдукционной обстановке, в конце юры и в раннем мелу «происходила встречная субдукция континентальных окраин под океанические образования Монголо-Охотского бассейна» [3]. Но помилуйте, хорошо известно, что в самом конце юры и в раннем мелу на том месте, которое автор называет «Монголо-Охотским бассейном» с «океаническими образованиями» располагались эпиконтинентальные прогибы, в которых в озёрной обстановке накапливались глинисто-терригенные толщи, сменявшиеся в краевых частях этого озёрного бассейна угленосными отложениями [6]. Так что подо что субдуцировало? Континентальные массивы под эпиконтинентальный озёрный бассейн? Это, конечно, новое слово в тектонике литосферных плит.

А если говорить серьёзно, то вновь и вновь, вслед за многими авторитетными исследователями, доказывавшими это на конкретных примерах, приходится повторять, что однозначной корреляции между тектоническими режимами («геодинамическими обстановками») и геохимическими характеристиками магматических пород не существует. Соответствующими методиками следует пользоваться крайне осторожно, особенно в континентальной геологии. Рассматриваемый случай является ещё одним доказательством данного положения.

К сожалению, в связи с отсутствием средств и высококвалифицированных кадров, а, по существу, с почти полным разрушением за пост-перестроечные годы геологической службы России

(за исключением нефтегазовой отрасли), полноценные геологические исследования часто подменяются псевдогеологической и псевдонаучной деятельностью, направленной на полный пересмотр представлений о геологическом строении и тектонике целых регионов с позиций «самой современной» (правильнее сказать «самой модной» и специально насаждаемой) концепции тектоники литосферных плит. Рассмотренные выше на примере отдельной, случайно выбранной, публикации особенности сочинений такого рода весьма характерны для большинства из них. Весь новый фактический материал обычно сводится к нескольким десяткам анализов изотопного возраста магматических пород и их детальным геохимическим характеристикам. Получение таких данных, имеющих, конечно, определённую познавательную ценность, но совершенно недостаточных для построения достоверной тектонической модели региона, не требует очень больших затрат и полноценных полевых работ высококвалифицированных специалистов с привлечением современных технических средств, с помощью которых только и можно получить принципиально новые данные о глубинном строении территории и её минерагенических перспективах.

Итак, к числу характерных особенностей публикаций, содержащих попытки пересмотра вопросов региональной тектоники и истории геологического развития отдельных регионов материков с позиций концепции тектоники литосферных плит относятся: 1) отсутствие сведений о работах предшественников и анализа их взглядов на тектонику данной территории, то есть пренебрежительное отношение к работам предыдущих поколений исследователей, свидетельствующее о сознательном нарушении научной этики; 2) сравнительно небольшое количество нового фактического материала, представленного обычно лишь данными об изотопном возрасте и геохимических особенностях магматических комплексов; 3) произвольные и безответственные интерпретации геохимических характеристик, якобы однозначно определяющих палеотектонические обстановки.

Сложившееся положение, к сожалению, устраивает очень многих. Министерство геологии, долгое время руководившее одной из лучших в

мире геологических служб, уничтожено в процессе «перестройки». Полноценные геологосъёмочные работы, приносящие разносторонний новый фактический материал, резко сокращены. Возможности Агентства по недропользованию РФ невелики. Среди работающих там чиновников мало высококвалифицированных геологов, способных определять наиболее перспективные направления развития российской геологии. Иначе как объяснить ставку, сделанную ими на дальнейшее внедрение методик, основанных на принципах плитной тектоники, о чём свидетельствует издание так называемого «тектонического кодекса»? Возможно, им представляется, что это одна из «инноваций», всегда приветствуемых руководством, но в действительности это пустышка, не приносящая никакой практической пользы. Недаром её внедрению так сопротивляются наиболее опытные геологи-практики.

Руководству и сотрудникам академических и прочих научно-исследовательских организаций работы, основанные на идеях тектоники плит, тоже удобны, так как они не требуют больших ассигнований, часто поддерживаются иностранными грантами и благодаря своему обилию создают иллюзию бурной научной деятельности. Для аспирантов и научных сотрудников создаётся блестящая возможность сравнительно быстро, не обладая глубокими разносторонними знаниями (что всегда требовалось от настоящего геолога, а теперь не обязательно – ведь всё старое можно просто отбросить как ненужное), выучить плейт-тектонический катехизис, написать несколько статей (которые примут и в некоторых зарубежных изданиях), написать и защитить диссертацию. Совесть при этом легко обмануть, заменив её личной выгодой. Главное – не перечитывать сказку о новом платье короля Ганса Христиана Андерсена.

Заокеанские законодатели тектонической моды могут быть довольны. Великие российские учёные, долгое время бывшие ведущими в деле изучения тектоники континентов и составления мелкомасштабных и обзорных тектонических карт, в том числе международных, и пользовавшиеся огромным авторитетом в мире, низвергнуты и вычеркнуты из списков литературы (как, впрочем, и их

североамериканские и западноевропейские коллеги, хорошо понимавшие, что такое геотектоника). Великая советская (российская) геология разрушена, последние её представители никому не интересны и поставлены на колени, зато молодое поколение увлечённо гоняет литосферные плиты и заталкивает их в зоны субдукции вплоть до полного уничтожения. Ну и пусть гоняют. На Западе они тоже никому не интересны. Ведь дело-то сделано.

Литература

1. Геология СССР, т. XIX. Хабаровский край и Амурская область. Ч. 1. Геологическое описание. М.: Недра, 1966. 736 с.
2. Гордиенко В.В. Критика гипотезы тектоники плит // Глубинная нефть (электронный журнал URL: <http://journal.deepoil.ru/>), Т. II, № 3. 2014. С. 413-442.
3. Дербеко И. М. Магматизм, как показатель синхронных геодинамических событий в обрамлении Монголо-Охотского орогенного пояса // Проблемы тектоники и геодинамики земной коры и мантии. Том I. Материалы I Тектонического совещания. М.: ГЕОС, 2018. С. 142-150.
4. Жирнов А.М., Караулов В.Б. Тектоника плит и российская геология // Геология и разведка. 2017. № 4. С. 79-84.
5. Караулов В.Б. О соотношении структур Урало-Монгольского и Тихоокеанского складчатых поясов // В.Б. Караулов. Стратиграфия, геологические формации, тектоника (избранные труды). – М.: ГЕОС, 2015. С. 405-435.
6. Нагибина М.С. Тектоника и магматизм Монголо-Охотского пояса. Тр. ГИН АН СССР, вып. 79. М.: Изд-во АН СССР, 1963. 464 с.

ПЕРЕЛОМНЫЕ РУБЕЖИ В РАЗВИТИИ ПОЗДНЕМЕЛОВЫХ ФОРАМИНИФЕР И РАДИОЛЯРИЙ КАК ПОКАЗАТЕЛИ КЛИМАТИЧЕСКИХ ФЛУКТУАЦИЙ

Л.Ф. Копаевич¹, В.С. Вишневская²

¹ МГУ им. М.В.Ломоносова, геологический факультет, Москва, Россия;

² Геологический институт РАН, Москва, Россия

Поздний мел был временем высокого таксономического разнообразия планктонной биоты. Благоприятная палеоокеанографическая ситуация – обширная талассократия, способствовала широкому расселению планктонных фораминифер и радиолярий от экваториальных бассейнов до высоких широт, от пелагических условий к мелководным участкам эпиконтинентальных бассейнов. В тоже время на протяжении позднемеловой эпохи происходили значительные изменения в строении раковин этих планктонных организмов, а также количественные флуктуации таксономического разнообразия. Подобные явления определялись изменениями параметров водной толщи, которые были характерны для этого казалось бы относительно стабильного палеоокеанографического интервала. На распределение и таксономическое разнообразие планктонной биоты влияли такие показатели как глубина бассейна, соленость, и температура. Последние в первую очередь зависели от глобальных климатических колебаний, к числу которых следует отнести.

- 1) Потепление на рубеже альба и сеномана, проявившееся в умеренных широтах.
- 2) Теплый климат на протяжении турона и большей части сантона.
- 3) Похолодание в терминальном сантоне и раннем кампане.
- 4) Флуктуации температур на протяжении кампана.
- 5) Похолодание на рубеже кампана и маастрихта.
- 6) Кратковременный импульс потепления в терминальном маастрихте.

Самым подходящим регионом для изучения планктонной составляющей на территории России и ближнего зарубежья является Крымско-Кавказский регион. Его палеоокеанография определялась

географическим положением. С одной стороны, это была северная окраина океана Тетис, с другой – временами регион попадал под влияние северных водных масс со стороны бассейнов Русской платформы (Кораевич, Vishnevskaya, 2016). Таксономическое разнообразие, флуктуации морфологии раковин, появление специфических морфотипов, преобладание таксонов с различной жизненной стратегией, а также соотношение бореальных и тетических форм указывают на колебания уровня моря и климатические флуктуации. Таким образом анализ комплексов планктонных фораминифер и радиолярий позволяет установить эпизоды чередования потепления и похолодания, возникновение специфических изменений в характере водных масс. К их числу можно отнести возникновение эпизодов дефицита кислорода в водной толще.

Позднеальбский-сеноманский этап. На протяжении альба произошло закрытие меридионального пролива через территорию Русской платформы и открытие широтной связи с бассейнами Западной Европы и океаном Тетис. Потепление, постепенно охватившее Крымско-Кавказский регион, определило сходство комплексов планктонных фораминифер с перечисленными выше регионами. Это выразилось в изменении морфологии раковины у планктонных фораминифер, что привело к возникновению таксонов с более высокой степенью организации (Кораевич, Vishnevskaya, 2016).

Начиная с терминального альба в составе комплексов планктонных фораминифер ведущую роль играли формы с высокой степенью специализации – однокилевые трохоидные раковины группы *Rotaliporids*. Усложнение морфологии раковины выразилось в приобретении кия, стабилизовавшего ее положение в водной колонке, появлении дополнительных устьев, гарантировавшее более активное сообщение с внешней средой. Для этих таксонов характерны скульптурированные швы и крупные поры. Активная дивергенция *Rotaliporids* и их широкое расселение, первое появление двукилевых таксонов *Praeglobotruncana* и *Dicarinella*, высокое таксономическое разнообразие группы в целом позволяет считать терминальный альб-сеноман политаксонным этапом в

развитии глоботрунканид, во время которого доминировали высоко специализированные морфотипы.

Среди радиолярий большинство видов рода *Crolanium* и последних представителей рода *Dictyomitra* «стреловидной» формы с продольными рядами пор вымерли на границе альба и сеномана. Одновременно появились новые таксоны *Cavaspongia*, *Spongopyle*, *Guttacapsa* и *Lipmanium*, а также имело место массовое развитие псевдоаулофакоидных дисковидных форм. Эти данные указывают на потепление и смену бореально-тетических связей между морскими бассейнами на преобладающее влияние океана Тетис, которое проявилось в появлении многочисленных *Pseudodictyomitra pseudomacrocephala* (Squinabol).

Пограничный сеноман-туронский интервал. В конце сеномана в пределах водной массы Крымско-Северо-Кавказского палеобассейна возникли придонные обстановки дефицита кислорода, что привело к резкому обеднению комплексов фораминифер и вымиранию высокоспециализированных таксонов группы *rotaliporids*. Радиоляриевая ассоциация этого интервала отличается уменьшением размеров скелетов, увеличением губчатых форм как среди *Spumellaria*, так и у *Nassellaria* на фоне уменьшения морфологического разнообразия. На сеноман-туронской границе вымирают *Dumitricaia*, *Godia*, *Pessagnobracia*, *Obeliscoites*, *Trisyringium* (олиготаксонный интервал в развитии планктонной биоты). Аноксия подтверждена присутствием в разрезах битуминозных прослоев и изотопными характеристиками (Кораевич, Vishnevskaya, 2016).

Турон-сантонский интервал характеризуется: увеличением таксономического разнообразия планктонных фораминифер, доминированием высоко специализированных морфотипов (новая группа двукилевых *margotruncanids*), а также постоянным присутствием радиолярий семейства *Quinquecapsulariidae*. Оно содержит в своем составе многочисленные тетические виды. Планктонные ассоциации турона–коньяка–сантона указывают на явно выраженный импульс потепления, который распространился не только на Крымско-Кавказский регион, но и на юг Русской платформы. Турон-сантонский интервал представлял собой политаксонный этап в развитии биоты.

На уровне сантон-кампанской границы в пределах водной массы Крымско-Кавказского региона началось похолодание. Пограничные отложения отмечены низким таксономическим разнообразием планктонных фораминифер, так как группа *marginotruncanids* вымирала, а новые морфотипы *globotruncanids* развивались постепенно и не сразу достигали высокого разнообразия. Похолодание на сантон-кампанской границе подтверждается появлением представителей сем. *Prunobrachidae* в комплексах радиолярий, которые были адаптированы к условиям бореального климата. Похолодание носило глобальный характер, усиленный региональными событиями (Кораяевич, Vishnevskaya, 2016).

Кампан-маастрихтский интервал характеризуется постоянными климатическими флуктуациями и соответственно постоянными колебаниями в таксономическом разнообразии планктонной биоты. Важным событием следует считать похолодание в конце кампана и начале маастрихта (СМВЕ), носившее глобальный характер и подтвержденное изотопными данными (Беньямовский и др., 2014). Конец маастрихта во многих регионах характеризуется кратковременным импульсом потепления, на которое указывает появление тетических планктонных фораминифер в разрезах Русской платформы, а также изотопные характеристики в разрезах Кавказского региона (Iakovishina et al., 2017).

Литература

1. Беньямовский В.Н., Алексеев А.С., Подгаецкий А.В. и др. Верхний кампан – нижний маастрихт севера Ростовской области. Статья 2. Условия осадконакопления и палеогеография // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2014. Т. 22. № 5, с. 77–96.
2. Iakovishina E., Mashkina Y.A., Blinova I.A., Bordunov S.I. Maastrichtian paleotemperature changes in the Southern Russia // In: Sames, B. (Ed.). 2017: 10th International Symposium on the Cretaceous - Abstracts, 21-26 August 2017, Vienna. Berichte der Geologischen Bundesanstalt, 120, p. 122.
3. Korayevich L., Vishnevskaya V. Cenomanian–Campanian (Late Cretaceous) planktonic assemblages of the Crimea–Caucasus area: palaeoceanography,

palaeoclimate and sea level changes // *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.* 2016. V. 441, p. 493–515.

РОЛЬ МИКРОБИАЛЬНЫХ СООБЩЕСТВ В ПРОЦЕССАХ ФОССИЛИЗАЦИИ

С.Ю. Маленкина

Геологический институт РАН, Москва, Россия

Микробиальные сообщества в результате своей жизнедеятельности часто формируют тонкие микробальные пленки или более сложные маты, фоссилизуются и порождают определенные осадочные структуры – микробиалиты. В сущности, они представляют собой литифицированные альго-бактериальные, в основном цианобактериальные маты. Формирование карбонатов, фосфатов и некоторых других осадков обычно связано с наличием микроскопических организмов, таких как бактерии, грибки, мелкие водоросли и простейшие. Ключевыми организмами, участвующими в образовании микробиалитов, являются бактерии и цианобактерии, которые чаще всего живут в сравнительно мелководных и насыщенных кислородом средах. Микробиалиты в свою очередь могут содержать микрофоссилии и различные скелетные элементы макрофоссилий.

Наши исследования различных юрских и меловых разрезов Русской плиты выявили наличие в них различных микробиалитов (строматолитов, тромболитов, онколитов и возможно лейолитов) (Маленкина, 2013, 2014). Часть фосфоритов представляют собой фосфатизированную макрофауну с прилегающим осадком, например, внутренние слепки раковин аммонитов, двустворок, брахиопод, гастропод, а также кубки губок, фосфатизированную древесину, другие – ихнофоссилии (заполненные фосфатным материалом ходы), реже встречаются копролиты, еще более редки фосфатные строматолиты. Ядра макрофауны и губки чаще присутствуют в волжских отложениях, в оксфордских отложениях более

обычны ихнофоссилии, в келловейских встречаются как те, так и другие. При этом все они являются микробиалитами. Анализ общего состава выявленных биоконпонентов изученных микробиалитов показал, что микрофоссилии нередко представляют значительную их часть, особенно они характерны для фосфатных микробиалитов. Обнаружилось, что лучше всего микрофоссилии сохраняются и наиболее часто встречаются в тромболитах. Вероятно, это неслучайно, так как в них в результате неравномерной агглютинации, микробиальной кальцификации, скелетных инкрустаций и эрозионных процессов (Braga et al., 1995) часто образуется своеобразная текстура, когда внутри зернистого микробиально литифицированного матрикса существуют неправильные полости, заполненные сцементированным осадком, полностью или частично замещенным фосфатом. Вероятно, в этих полостях и сохраняются микрофоссилии, в то время как в строматолитах и слоистой части онколитов очень часто происходит выщелачивание и растворение раковин и утилизация органики растущим матом. Кроме того, фосфат служит хорошим консерватором, сохраняющим малейшие детали структур. Во вмещающих микробиалиты терригенных осадках видимо происходила полная деструкция микрофоссилий, как химическая, так и механическая.

При изучении средне-верхнеюрских фосфатных тромболитов установлено, что среди микрофоссилий преобладают радиолярии и мелкий детрит иглокожих, реже наблюдаются фораминиферы, нанопланктон, присутствуют также остракоды, ювенильные двустворки, гастроподы, брахиоподы и обломки крупных раковин, фрагменты слоевищ багряных водорослей, копролиты, детрит и спикулы губок, чешуи и фрагменты костей и зубов позвоночных. В СЭМ спорадически отмечаются цианобактериальные структуры. Наиболее распространенными микрофоссилиями в них являются радиолярии, с различной степенью сохранности и замещения внутренней структуры фосфатом, глауконитом, нередко пиритом. Часто присутствуют конусовидные населярии семейств *Parvicingulidae*, *Stichocapsidae* и сферические радиолярии спумеллярии семейств *Praeconocaryommidae*, *Actinommidae*, реже дискоидные формы с губчатой стенкой и относительно короткими и толстыми иглами.

Иглокожие чаще представлены неопределимыми скелетными элементами морских лилий, ежей, возможно морских звезд, иногда корродированными и пиритизированными по периферии. Среди фораминифер, встреченных в фосфатных желваках, имеются планктонные и бентосные формы. Отсутствие фораминифер в некоторых фосфоритах, вероятно, можно объяснить растворением их раковин в аноксидной среде, на что указывает большая насыщенность конкреций пиритом и тонкодисперсной органикой. У фораминифер карбонатная раковина чаще всего сохраняется незамещенной, иногда корродируется, а полости фосфатизированы или пиритизированы. Планктонные фораминиферы относятся к семейству *Globuligerinidae*, присутствуют представители следующих родов: *Globuligerina*, *Conoglobigerina*, *Tenuigerina*, *Compactogerina*, представленные одним, реже двумя одновременно существовавшими видами. В нижнем и среднем оксфорде наиболее широко распространен вид *Globuligerina oxfordiana* (Grigelis). Позже в волжском веке еще более широкий ареал имеет *Compactogerina stellapolaris* (Grigelis), другие виды крайне малочисленны. Кривая видовой разнообразия бентосных фораминифер, как свидетельствуют исследования разреза в Крылатском, показывает резкое обеднение видовой состава от среднеоксфордских отложений к волжским. Комплекс фораминифер представлен секреторным бентосом, преобладают нодозарииды. Багряные водоросли наблюдаются в келловее, оксфорде и среднем подъярусе волжского яруса в слоях с повышенным содержанием карбонатного вещества. Они обызвествлены, не замещаются фосфатом, изредка пиритизированы. Часто они отмечаются и в строматолитах, которые приурочены к нескольким уровням верхнего келловоя-киммериджа и относятся к морфологическим типам желваковых и пластовых. Постройки чаще всего сложены тонкими чередующимися слоями карбонатного вещества, ожелезненного или пиритизированного, глауконита и фосфата, реже нацело фосфатны, иногда присутствует примесь терригенного материала, фауна и ее фрагменты. Среди микрофоссилий преимущественно отмечаются фораминиферы и неопределимые скелетные элементы иглокожих, наблюдаются типичные цианобактериальные структуры. Среди макрофоссилий обнаруживаются

как аммониты, так и гастроподы и морские лилии. В фосфатных строматолитах Приуралья чаще встречаются спикулы губок и полости от фораминифер, реже кокколиты и др. В ядрах юрских онколитов, сложенных переслаиванием карбонатных слоев (светлых – осажденных цианобактериями, бурых железистых, отложенных железобактериями), а также шамозита, иногда фосфата и других минералов, присутствуют иногда фрагменты иглокожих, двустворок, фораминиферы.

Все изученные микрофоссилии указывают на мелководные прибрежные условия нормальной солености с частыми устойчивыми восходящими течениями (обильный планктон), а вмещающие осадки – на периодически беспокойный гидродинамический режим и колеблющиеся окислительно-восстановительные условия. В наиболее геохимически активном верхнем слое осадка при участии микроорганизмов, происходили распад органического вещества, минерализация и частичное растворение фосфора в поровых водах. При этом наблюдались противоположно направленные диффузии фтора из придонной воды в осадок и фосфора снизу к поверхности раздела вода-дно, благодаря чему в зоне пересечения этих потоков происходило осаждение фторкарбонатапатита, видимо в аморфной фазе. Центрами осаждения выступали зоны скопления органических остатков с повышенным содержанием фосфора и питающимися ими микроорганизмами, способными накапливать и удерживать значительные количества фосфора, тогда как другие продукты разложения удалялись ими во внешнюю среду. Есть данные показывающие, что микроорганизмы, такие как некоторые бактерии (например, *Escherichia*, *Bacillus*, *Flavobacterium* и *Pseudomonas*) и простейшие (например, *Vorticella*, *Opercularia* и *Epistylis*), могут захватывать и концентрировать фосфор в виде внутриклеточных гранул полифосфатов (Sannigrahi, Ingall, 2005). Яркий пример этого – крупная сульфид-окисляющая бактерия *Thiomargarita namibiensis*, различные виды фитопланктона (такие как *Skeletonema*, *Thalassiosira*, *Synechocystis*, *Nostoc*, *Calothrix*, *Trichodesmium*), которые способны по мере необходимости синтезировать, хранить и использовать полифосфаты в качестве источника энергии. Микроорганизмы, накапливающие полифосфаты, являются

доминирующими при осциллирующих окислительно-восстановительных условиях, поскольку это позволяет им хорошо переносить изменяющиеся условия (Crosby, Bailey, 2012). Вероятно, формирование фосфоритов происходило по следующему сценарию: скопления фауны быстро захоранивались в осадках, в них возникала локальная аноксия за счет деятельности бактерий, диффузия и перераспределение фосфатов, достижение высоких концентраций вокруг захороненных организмов и осаждение аморфного фосфатного вещества, в дальнейшем, подвергнувшегося раскристаллизации. При этом, достигалось необходимо сочетание факторов, подавляющих распад и повышающих сохранность остатков, например, ограничение проницаемости осадка вокруг распадающегося организма, чему способствуют осаждение карбонатного цемента или глинистого матрикса, а также микробиальные пленки, препятствующие рассеянию фосфора и способствующие увеличению концентрации фосфатов.

БИОСТРАТИГРАФИЯ ПАЛЕОГЕНА СЕВЕРНОЙ ПАЦИФИКИ, СТРАТИГРАФИЧЕСКИЕ КОРРЕЛЯЦИИ ПО БЕНТОСНЫМ ФОРАМИНИФЕРАМ

Д.М. Ольшанецкий

Геологический институт РАН, Москва, Россия

Глубоководные бентосные фораминиферы (ГБФ) в массовом количестве постоянно присутствуют в палеогеновых отложениях Северной Пацифики. Несмотря на массовое распространение, ГБФ прежде практически не использовались для биостратиграфических построений в рассматриваемых отложениях. В связи с этим проводятся специальные исследования по видовому определению ГБФ и выявлению стратиграфического положения их комплексов в батинально-абиссальных отложениях раннего палеогена, вскрытых рядом скважин, пробуренных в рамках проектов Deep Sea Drilling Project (DSDP) и Ocean Drilling Project

(ODP) на подводных поднятиях Обручева, Шатского и Хесс в Северной Пацифике и на плато Кэмпбелл в Южной Пацифике, расположение которых дано в соответствии с рис. 1.

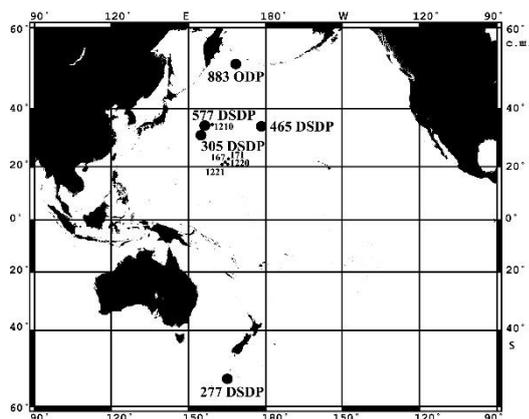


Рис. 1. Расположение изученных скважин

В процессе работы проводилось исследование трендов и особенностей развития комплексов ГБФ в палеоцене и эоцене, являющихся отражением хода эволюции глубоководной экосистемы значительной части Тихого океана в это время, что является основой для создания биостратиграфической схемы палеоцена и эоцена Северной Пацифики по ГБФ. Филогенетические изменения также использовались для определения

последовательности биостратонов.

Первый и единственный раз глобальная зональная шкала палеогена по секретирующим ГБФ была предложена статье Б. Берггрена и К. Миллера (1989). Выявленные закономерности смены комплексов бентосных фораминифер в глубоководных отложениях Северной и Южной Пацифики позволили предложить новый вариант биостратиграфической схемы для батиали-абиссали нижнего палеогена Тихого океана по бентосным фораминиферам (рис. 2).

Датировка зональных подразделений предлагаемой схемы осуществлена в результате привязки биостратонов нижнепалеогеновой шкалы Северной Пацифики по бентосным фораминиферам к зонам по планктонным фораминиферам. Планктонные фораминиферы, встречающиеся вместе с ГБФ в одних и тех же образцах, и уже были детально изучены прежде (Крашенинников В.А., Басов И.А., 2007). Для удобства пользования все зоны в предлагаемой шкале названы аббревиатурой DBF (зоны по глубоководным бентосным фораминиферам) с цифрами, которые определяют последовательность зон.

Предложенная схема хорошо сопоставляется с глобальной шкалой палеоцена и эоцена абиссали по бентосным фораминиферам.

Крашенинников и др., 1988				Предлагаемая зональная схема расчленения нижнепалеогеновых отложений Северной Пацифики по глубоководным бентосным фораминиферам			
млн. лет	Эпоха	Зональные шкалы по планктонным фораминиферам			Зоны	Критерии границ	Возраст
		Карибская	Крымско-Кавказская	Новозеландская			
37	Верхний Эоцен	Turborotalia centralis - Subbotina gortanii	Turborotalia centralis	Globigerina brevis	Plectofrondicularia lirata - Bulimina glomarchaelengeri (DBF6)	Bulimina glomarchaelengeri ↑ Nuttallides truempyi ↓	Верхний Эоцен
38		Turborotalia cocaensis	Globigerinatheka tropicalis - Subbotina corpulenta	Subbotina linaperta			
39		Globigerinatheka semiinvoluta					
40	Средний Эоцен	Truncorotaloides rohri	Subbotina turcmenica	Globorotalia aculeata	Anomalinoidea semicribatus - Stilostomella subspinoso (DBF5)	Anomalinoidea semicribatus, Stilostomella subspinoso ↑	Средний Эоцен
41		Orbulinoidea beckmanni	Hantkenina alabamensis	Globigerinatheka index			
42		Morozovella lehneri	Acarinina rotundimarginata	Pseudogloboquadrina primitiva			
43		Globigerinatheka kugleri	Acarinina bullbrookii				
44		Hantkenina aragonensis					
45	Нижний Эоцен	Acarinina pentacamerata	Morozovella aragonensis s. l.	Morozovella crater	Uvigerina elongata (DBF4)	Uvigerina elongata ↑	Нижний Эоцен
46		M. aragonensis s. str.					
47	Нижний Эоцен	Morozovella formosa	Morozovella marginodentata	Acarinina wilcoxensis	Bulimina semicostata - Abyssamina poagi (DBF2)	Cibicidoides havanensis - Uvigerina chirana (DBF3) Uvigerina chirana ↑ Anomalina spissiformis, Osangularia mexicana	Нижний Эоцен
48		Morozovella subbotinae s. str.	Morozovella subbotinae s. str.				
49							
50	Верхний Палеоцен	Morozovella velascoensis	Acarinina acarinata	Subbotina triloculinoides	Stensioeina beccariiiformis (DBF1)	Stensioeina beccariiiformis, BFE ↓ Bulimina bradburyi ↑	Верхний Палеоцен
51		Globanomalina pseudomenardii	Acarinina mckannai				
52		Igorina pusilla	M. conicotruncata				
53		Morozovella angulata	Morozovella angulata				
54		Praemurica uncinata	Praemurica inconstans	Globigerina pauciloculata			
55		Praemurica trinidadensis	P. pseudobulloides - Subbotina trivialis				
56		Parasubbotina pseudobulloides	Eoglobigerina taurica				
57	Нижний Палеоцен	Parvularugoglobigerina eugubina	?	?	Bulimina velascoensis (DBF1a)	Bulimina velascoensis ↑	Нижний Палеоцен

Рис. 2. Предлагаемая зональная схема нижнего палеогена Тихого океана по глубоководным бентосным фораминиферам и ее привязка к шкалам по планктонным фораминиферам

Основой этих корреляций является одна и та же или близкая последовательность событий – появления или исчезновения стратиграфически наиболее важных видов. Основные маркировочные уровни разрабатываемой схемы следующие:

1. В нижней части верхнего палеоцена появление *Bulimina bradburyi* определяет нижнюю границу верхней подзоны DBF1b.

2. Нижняя граница самой нижней зоны эоцена DBF2 устанавливается по исчезновению палеоценовых видов (BFE). Поскольку это глобальное событие, оно прослеживается как в схеме Берггрена и Миллера, так и в глубоководных разрезах вообще всех океанов и эпиконтинентальных морей.

Второй критерий выделения рассматриваемой зоны – появление характерных видов *Abyssamina poagi*, *Clinapetrina complanata*, *S. inflata*,

Bulimina semicostata. Для корреляции представляет также важность появление новых видов *Karreriella charapotensis*, *Pleurostomella alternans*, *Stilostomella nuttalli*, *S. curvatura* и *Vulvulina spinosa*. Эти данные в значительной мере делают предлагаемую схему оригинальной с хорошим корреляционным потенциалом.

3. Верхняя зона нижнего эоцена DBF3 выделяется по началу развития увигерин – *Uvigerina chirana* и первому появлению характерных видов *Cibicidoides havanensis*, *Osangularia mexicana*, *Stilostomella gracillima*, *Anomalina spissiformis*.

4. Зона DBF4 (базальная часть среднего эоцена) характеризуется продолжающейся радиацией увигерин и плеиростомелл, среди которых появляются новые виды, такие как *Uvigerina elongata* и *Pleurostomella acuta*. По планктонным фораминиферам нижняя граница данной зоны соответствует низам среднего эоцена, хотя палеонтологически эти зоны достаточно разные и их прямая корреляция невозможна.

5. Зона DBF5 (средний эоцен–начало верхнего эоцена) выделяется по появлению новых зональных и характерных видов *Anomalinoides semicribatus*, *Stilostomella subspinosa* и *Bulimina impendens*, охватывая среднюю и верхнюю части среднего эоцена. Этот вид маркирует нижнюю часть среднего эоцена в разрезах Атлантического океана. Начало стратиграфического распространения *A. semicribatus* и *B. impendens* отмечается в нижней части среднего эоцена. *S. subspinosa* имеет широкое распространение в среднем эоцене Атлантического океана (*Van Morkhoven et al.*, 1986).

6. Нижняя граница самой верхней зоны DBF6 проводится по появлению *Bulimina glomarchaelengeri*. Это событие отмечается также в терминальном среднем эоцене в разрезах Атлантического океана. Верхняя граница данной зоны и нижняя граница олигоцена в Тихом океане, так же, как и во всех океанических разрезах, устанавливается по последнему появлению *Nuttalides truempyi*.

На основе предложенной биостратиграфической схемы по ГБФ проведена корреляция всех изученных скважин в Тихом океане.

БИОСТРАТИГРАФИЯ АЛЬБА ЗАПАДНОЙ СИБИРИ (ПО ДАННЫМ ФОРАМИНИФЕР)

В.М. Подобина

Национальный исследовательский Томский государственный университет,
Томск, Россия; podobina@ggf.tsu.ru

Альбские фораминиферы впервые обнаружены на ряде площадей, относящихся к северному палеобиогеографическому району (севернее широтного течения р. Обь). На Самотлорской площади по 10 разрезам скважин автором (Подобина, 2013; Podobina, 2015) изучены морские отложения ханты-мансийского горизонта. В них обнаружены обильные комплексы агглютинированных фораминифер средне- и позднеальбского возраста. При сравнении с комплексами Зауралья (Булатова, 1976) отмечается некоторое сходство их родового и видового состава. Это позволило наметить автору по разрезу ханты-мансийского горизонта этой площади альбские комплексы фораминифер: среднеальбский – с *Ammobaculites fragmentarius*, *Gaudryinopsis filiformis* и верхнеальбский с *Ammotium braunsteini*, *Verneuilinoides borealis assanoviensis*. В последней региональной стратиграфической схеме Западной Сибири (2005 г.), созданной на основании фораминифер Зауралья, указывается, что вид *Verneuilinoides borealis* Tappan *assanoviensis* (Zaspelova) прослеживается по всему разрезу альба совместно с разными видами рода *Ammosiphonia*. На наш взгляд, этот род здесь отсутствует, а характерным является род *Ammotium* Loeblich et Tappan, впервые установленный А. Лебlichem и Е. Таппен для меловых и вышележащих отложений (Loeblich and Tappan, 1953). Вид *A. braunsteini* (Cushman et Applin) добавлен В.М. Подобиной (2013) в качестве первого зонального для верхнего альба.

Второй вид-индекс *Verneuilinoides borealis* Tappan *assanoviensis* (Zaspelova), по мнению автора, в основном приурочен к верхним слоям ханты-мансийского горизонта. З.И. Булатова (1976) впервые выделила верхнеальбскую зону с указанным видом-индексом, что совпадает с мнением В.М. Подобиной. В северном палеобиогеографическом районе на

Самотлорской площади, как и на других площадях, каждому подъярусу примерно соответствует отдельная фораминиферовая зона (см. таблицу).

Биостратиграфия альба Западной Сибири (по фораминиферам)

Ярус	Подъярус	Горизонт	Микропалеонтологическая (фораминиферовая) зона	Комплексы фораминифер
Альбский	верхний	Ханты-мансийский	Miliammina ischnia (слои)	<i>Ammomarginulina obscura</i> (Loeblich), <i>Ammobaculites</i> sp., <i>Trochammina imiatensis</i> Tappan, <i>Miliammina ischnia</i> Tappan
			Ammotium braunsteini, Verneilinoidea borealis assanoviensis	<i>Haplophragmoides topagorukensis</i> Tappan, <i>Ammomarginulina obscura</i> (Loeblich), <i>Ammotium braunsteini</i> (Cushman et Applin), <i>Spiroplectammina sibirica</i> Podobina, <i>Verneilinoidea borealis</i> Tappan <i>assanoviensis</i> (Zaspelova)
			Ammobaculites fragmentarius, Gaudryinopsis filiformis	<i>Labrospira angustolocularia</i> (Bulatova), <i>Haplophragmoides nonioninoides</i> (Reuss), <i>Ammomarginulina obscura</i> (Loeblich), <i>Ammobaculites fragmentarius</i> Cushman, <i>Spiroplectammina cognata</i> Podobina, <i>Gaudryinopsis filiformis</i> (Berthelin), <i>Pseudoverneuilina albica</i> Podobina, <i>Trochammina reinwateri</i> Cushman
нижний			Gaudryinopsis toileuri	<i>Labrospira angustolocularia</i> (Bulatova), <i>Haplophragmoides nonioninoides</i> (Reuss), <i>H. cushmani</i> Loeblich et Tappan, <i>Ammomarginulina obscura</i> (Loeblich), <i>Pseudoverneuilina albica</i> Podobina, <i>Gaudryinopsis toileuri</i> Tappan, <i>G. ex gr. filiformis</i> (Berthelin), <i>Trochammina eilete</i> Tappan

При установлении систематического положения отдельных видов, кроме морфологических особенностей, уточнялось их стратиграфическое, палеогеографическое и палеобиогеографическое распространение. В частности, сравнение родов и видов проводилось с теми таксонами, которые обнаружены в терригенных фациях единых биохорий. В данном случае альбские западносибирские роды и виды сравнимы со сходными формами Канадской провинции. Первые по морфологии раковин несколько отличались от вторых и поэтому установлены как их географические подвиды или новые виды, однако есть и общие альбские виды. Подобного облика и состава фораминиферы обычно обитали в мелководной или прибрежно-мелководной обстановке относительно холодноводного бассейна, связанного с Арктикой.

По данным фораминифер в 4-х разрезах скважин Южно-Русской площади автором прослежены три микропалеонтологические (фораминиферовые зоны): *Gaudryinopsis toileuri* (нижний альб); *Ammobaculites fragmentarius*, *Gaudryinopsis filiformis* (средний альб), *Ammotium braunsteini*, *Verneuilinoidea borealis assanoviensis* (верхний альб). В верхах этой зоны установлены слои с *Milianiniina ischnia*. См. таблицу. Однако в разрезах скважин Южно-Русской площади в верхнем альбе пока обнаружен только первый вид-индекс – *Ammotium braunsteini* (Cushman et Applin).

Альбская трансгрессия распространилась с севера и покрыла Зауралье, как наиболее углубленную территорию Западной Сибири. На Самотлорской площади (широтное течение р. Обь) в разрезах 10 скважин по комплексам фораминифер выделены только средне- и верхнеальбские подъярусы. Видимо, нижнеальбские отложения здесь представлены континентальными фациями, как и на остальной (южной) территории Западной Сибири.

В северном направлении (северо-восточнее Самотлорской площади) по данным фораминифер разрезов Южно-Русской площади существовал морской бассейн с начала альба. В отложениях ханты-мансийского горизонта по комплексам фораминифер установлены, как и в Зауралье, три зоны фораминифер, возможно, соответствующие трем подъярусам альба.

Новые находки фораминифер из пробуренных на п-ве Ямал по многим разрезам скважин дали возможность расширить сведения о распространении морских отложений альба в северном палеобиогеографическом районе. Фораминиферы состоят в основном из агглютинированных кварцево-кремнистых и в меньшей мере секреторно-известковых раковин. Раннеальбский комплекс фораминифер мало разнообразен и обнаружен в 2-х разрезах скважин: Западно-Тамбейской и Северо-Тамбейской площадей.

Во всех четырех разрезах скважин п-ва Ямал: 50 Малыгинской, 124 Западно-Тамбейской и 201, 205 Северо-Тамбейской площадях исследованы сходные по систематическому составу комплексы фораминифер, которые объединены в один среднеальбский комплекс с *Ammobaculites fragmentarius*, *Gaudryinopsis filiformis*. По сравнению со среднеальбским комплексом Зауралья (Булатова, 1976) ямальские, также как самотлорские и южно-русские комплексы, значительно обеднены в видовом составе. Однако многие ямальские раковины фораминифер хорошей сохранности и обнаружены представительные экземпляры секреторно-известковых форм (рис. 1).

В верхних слоях ханты-мансийского горизонта п-ва Ямал установлен позднеальбский комплекс фораминифер (скв. 124, Западно-Тамбейская площадь). В данном комплексе присутствуют виды родов *Ammotium* и *Verneuilinoides*. Однако их недостаточно хорошая сохранность и единичные находки не позволяют с большей долей уверенности датировать их возраст поздним альбом. Отдельные таксоны (роды, виды) из ханты-мансийского горизонта сходны с таковыми формации Toragoruk Северной Аляски (Tarpan, 1962).



Рис. 1. Комплекс фораминифер с *Ammobaculites fragmentarius*,
Gaudryinopsis filiformis. Западная Сибирь, Западно-Тамбейская скв. 124.
 Ханты-мансийский горизонт, средний альб

1 – *Saccamina* aff. *sphaerica* (M. Sars); 2 – *Reophax* aff. *sherborniana* (Chapman); 3 – *Reophax* aff. *inordinatus* Young; 4-8 – *Haplophragmoides topagorukensis* Tappan; 9-12 – *Ammobaculites fragmentarius* Cushman; 13-14 – *Miliammina manitobensis* Wickenden; 15 – *Gaudryinopsis filiformis* (Berthelin); 16-19 – *Lenticulina topagorukensis* Tappan; 20-21 – *Gavelinella* aff. *stictata* (Tappan)

ВЛИЯНИЕ ЛУНЫ НА ЗЕМЛЮ В «ДОГЕОЛОГИЧЕСКИЙ» ЭТАП ЕЕ РАЗВИТИЯ

Г.Н. Садовников

Российский государственный геологоразведочный университет
им. С. Орджоникидзе, Москва, Россия

Догеологическим этапом называют отрезок земной истории от образования Земли до времени формирования наиболее древних известных к настоящему времени частей земной коры. Для этого этапа мы не располагаем геологическими данными и можем судить о нем косвенно, по данным других наук, прежде всего планетологии.

В одной группе гипотез происхождения Земли (И. Кант, затем О.Ю. Шмидт) планеты, изначально холодные, затем разогреваются. В другой большой группе (начиная с П. Лапласа), наоборот, планеты, изначально горячие, расплавленные, затем охлаждаются. По Канту (1747 – 1755 гг.) исходным было холодное пылевое облако, из которого в результате случайных столкновений образовались планеты. По Лапласу (1796) исходным было горячее газовое облако, из которого при его охлаждении образовались планеты. Некоторые серьезные несоответствия гипотезы Канта были сняты в гипотезе Лапласа. Благодаря этому основные ее положения принимались многими исследователями. Последующие гипотезы исходили из отрыва вещества планет от Солнца и различались предлагавшимися ими механизмами отрыва. По Шмидту (1944) исходным было холодное пылевое облако, в котором в поле тяготения происходит аккреция (слипание), в результате которой образуются планеты. Работами ряда исследователей (В.Г. Фесенков и др.) было показано, что отрыв вещества от Солнца происходит в виде мелких частиц, удаляющихся от Солнца под действием давления света. В этом случае «холодные» и «горячие» гипотезы переставали быть взаимоисключающими. Источником материала могло быть и солнечное, и межпланетное вещество, а механизмом формирования планет – аккреция. В любом случае планеты

должны формироваться из холодного (либо изначально холодного либо остывшего) вещества (по Канту и Шмидту, а не по Лапласу).

Многие планеты имеют спутники, но почти всегда диаметры и тем более массы спутников несравнимо меньше, чем параметры планет, и никакого воздействия на планеты спутники не оказывают. Только Луна и спутник Плутона Харон по диаметру сопоставимы со своими планетами. Следовательно, только эти спутники могли оказывать влияние на планеты. Воздействие Луны создает на Земле приливы. Сейчас они хорошо заметны только в гидросфере (и атмосфере), а в литосфере ничтожны (0,5 м). Но по расчетам планетологов 4,5 млрд. лет назад они достигали 1,5 км. Если так, то с момента образования системы Земля – Луна происходила постоянная «встряска» приповерхностных слоев планет. Следствием этого должна была происходить гравитационная дифференциация двойных планет, в том числе Земли, задолго до расплавления их недр. На поверхности и вблизи нее должны были концентрироваться наиболее легкие вещества – «льды». Это вода, углекислота, аммиак, метан, которые известны в твердом виде на многих космических объектах. На Земле сейчас эти вещества образуют гидросферу и атмосферу, а тогда находились в твердом состоянии. Так сформировалась первичная криосфера Земли. Ниже нее должна была формироваться пра-литосфера, включавшая вверху зону относительно высокого содержания веществ кислого состава, ниже – основного состава. На холодной планете гидросферы быть не могло, а атмосфера могла состоять только из гелия и водорода.

Разогрев недр любой планеты начинался в центре планеты вскоре после начала ее образования и под воздействием гравитации. Радиационный разогрев не является обязательным, но мог иметь место позже. Постепенно разогревались все более удаленные от центра части планеты. На планетах-одиночках этот процесс должен был идти равномерно. На Земле с ее сформировавшейся под влиянием Луны криосферой дошедшая до криосферы волна разогрева сразу сначала должна была перевести в газообразное состояние углекислоту, аммиак, метан, образовав первичную атмосферу. Немного позже лед должен был

превратиться в воду, которая образовала гидросферу и вошла в состав атмосферы.

Нижний архей делится Амитсокским несогласием на две части. При общем для них высоком метаморфизме пород ниже несогласия четкой слоистости нет, а выше породы с хорошо выраженной горизонтальной слоистостью встречаются часто. Это может служить доказательством таяния первичной криосферы и появления гидросферы на уровне Амитсокского несогласия.

Ниже Амитсокского несогласия (в катархее) преобладают основные метавулканиды. В них встречаются достаточно многочисленные, но небольшие тела, сложенные «серыми гнейсами». Последние состоят из плагиоклазов, которые свойственны основным, а не кислым породам. Настоящие кислые породы (с калиевыми полевыми шпатами) вообще не известны. Выше Амитсокского несогласия появляются гранито-гнейсовые купола. На протяжении раннего архея количество и размеры их увеличиваются, а расстояния между ними уменьшаются. Это может служить доказательством того, что разогрев планеты на уровне пралитосферы (сформировавшейся в «догеологическом» этапе под влиянием Луны) достиг температуры плавления гранитного вещества.

Отметим, что говорить об Амитсокской эпохе складчатости вряд ли верно. Для возникновения складчатости нужна дифференциация коры. В катархее ее не было. Она появилась только после Амитсокского несогласия.

Из сказанного следует, что в отличие от планет-одиночек на двойных планетах (а также на Земле и Луне, которые по принятым сейчас стандартам не рассматриваются, как двойная планета) гравитационная дифференциация должна была происходить задолго до расплавления их недр. На поверхности и вблизи нее должны были формироваться первичные криосферы. Ниже них должны были формироваться пралитосферы, включавшие зоны относительно высокого содержания веществ кислого состава вверху и основного состава – внизу. Эти особенности могли влиять на дальнейшее развитие планет.

Литература

1. Антонов А.Ю. Эволюция главных геодинамических направлений современной геологической науки. Обзор материалов Российского реферативного журнала за 2008 – 2009 гг. Ч. 2 // Вестник Камчатской региональной организации Учебно-научный центр. Серия: Науки о Земле. № 17. 2011. С. 157 – 171.
2. Садовников Г.Н. О некоторых небесспорных «истинах» в истории Земли // IX международная конференция «Новые идеи в науках о Земле». Доклады. Т. 1. М.: РГГРУ, 2009. С.92.
3. Садовников Г. Н. Конспект лекций по курсу «Историческая геология». Учебное пособие по курсу «Историческая геология» для студентов очного и заочного обучения направления 05.03.01 «Геология». М.: РГГРУ. 2017.

ОСОБЕННОСТИ СТРОЕНИЯ И СОСТАВА ЛЕССОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ЮГО-ВОСТОКА РУССКОЙ РАВНИНЫ

К.М. Седаева¹, Е.А. Константинов², С. Чэнь¹, Р.Н. Курбанов^{1,2}

¹ МГУ им. М.В. Ломоносова, Москва, Россия; sedaeva-mgu@mail.ru

² Институт географии РАН, Москва, Россия, eakonstantinov@yandex.ru

Лёссовые образования являются одним из наиболее распространенных типов континентальных четвертичных отложений. Они широко развиты на юге Восточно-Европейской равнины (от Карпат до Урала), занимая до 20% от всей площади европейской части России (бассейн Дона, Приазовье, равнины Предкавказья, степной Крым, нижнее течение Волги, Урала) и до 80% на территории Украины. Лёссовый покров в виде прерывистой или непрерывной полосы приурочен к области проявлений восходящих неотектонических движений или к области формирования новейшего тектонического прогиба с преимущественным нисходящим движением блоков земной коры (низовье рек Волги и Урала). Лёссовые отложения изучались несколькими поколениями ученых XIX и XX веков и их исследование отражено в многочисленных работах *геологов*

(П.А. Кропоткин, В.В. Докучаев, П.А. Тутковский, А.П. Павлов, В.А. Обручев и др.); *инженер-геологов* (С.С. Морозов, В.В. Попов, В.А. Приклонский, Е.М. Сергеев, А.В. Минервин и др.); *биостратиграфов и палеогеографов* (П.В. Федоров, К.К. Марков, Н.И. Кригер, Н.П. Герасимов, А.А. Величко, Н.С. Болиховская, Т.Д. Морозова и др.) [Лысенко, 1967; Булавин, 1972; Лессовый покров..., 2001 и мн.др.].

Трудами многих исследователей установлено, что лессовые отложения – это лёссы, лёссовидные породы и связанные с ними ископаемые почвы (палеопочвы), формирующие собой лессово-почвенные комплексы (ЛПК). Из этого следует, что ЛПК – это естественно выделяемая ассоциация пород, парагенетически связанных друг с другом как в вертикальном, возрастном, так и в горизонтальном пространственном отношении. Каждый выделенный лёссово-почвенный комплекс характеризуется определенным гранулометрическим и минеральным (вещественным) составом, возрастом, геохимическими особенностями, и составом фауны, флоры и палинокомплекса. Установлено, что на территории Европы эпохи формирования пород ЛПК связаны с перигляциальными зонами оледенений и общепланетарными похолоданиями и потеплениями климата в позднекайнозойскую эпоху [Сергеев и др., 1982; Величко и др., 1989 и мн.др.]. Наличие в одном разрезе нескольких горизонтов лессовых образований с ископаемыми почвами в их кровле косвенно указывает на то, что их формирование происходило на фоне относительно кратковременных палеоклиматических изменений, которые неоднократно возобновлялись на протяжении плейстоцена и голоцена. Лёссово-почвенные комплексы отвечают разным климато-стратиграфическим подразделениям: морским изотопным стадиям (МИС) и хроно-стратиграфическим единицам, а с литологической точки зрения – разным седиментационно-элювиальным циклитам. В них различают две стадии [Фролов, 1995, с.130]: восходящую прогрессивную (седиментация и накопление мелко-тонкокластического материала) и нисходящую, регрессивную (ослабление динамики среды, эрозию с образованием ископаемой почвы).

При изучении лёссовых отложений необходимо применять рациональную классификацию мелко-тонкообломочных пород с учетом номенклатуры средне-, мелко- и тонкообломочных и глинистых пород смешанного гранулометрического состава [Фролов, 1992]. Данная классификация широко используется в литологии, несмотря на то, что инженер-геологи, палеогеографы, почвоведы и др. пользуются такими несогласованными между ними терминами как «суглинок», «супесь» и их подразделениями. Применяемые ими термины и разделение пород оторваны от сложившихся в литологии общих подходов к их номенклатуре [Попов, 1957; Морозов, 1962; Классификационные критерии..., 1984].

На основании результатов детальных исследований гранулометрического состава, которые проводились на лазерно-дифракционном анализаторе размеров частиц Malvern Mastersizer 3000 (более 300 обр.), лёссовые отложения отнесены к группе мелко-тонкообломочных пород (с размерами частиц $<0,25$ мм), в основном, алевролитам, реже глинам и их переходным разностям. В них постоянно присутствует песчаная ($>0,05$ мм) примесь от единичных зерен ($<1\%$) и первых процентов (1-10%), что отражается в названии конкретных гранулотипов пород ЛПК. Петрографически они представляют собой слабо сцементированные алевролиты, в той или иной степени глинистые, с незначительной примесью ($<10\%$) песчаного материала, с обилием открытых пор из-за наличия контактового (*в местах соприкосновения зерен*) и пленочного типов цемента глинистого или известково-глинистого состава, нередко слабо ожелезненного. Поэтому лёссовые отложения характеризуются высокой ($>40\%$) пористостью и просадочностью. Их цементация происходила на стадии диагенеза нередко с последующим преобразованием в гипергенезе в связи с увеличением влажности. Породообразование в них не может служить разделительным барьером между процессами выветривания и диагенеза, и с геологической точки зрения они часто проявляются синхронно на разных уровнях разреза четвертичных отложений.

В минеральном составе пород ЛПК выделяются следующие породообразующие компоненты: аллотигенные, привнесенные извне

(кварц–силикатного, алюмосиликатного и отчасти известкового состава), и аутигенные, образованные на месте. Среди новообразований отмечается присутствие глинистых минералов и их смешанных минеральных фаз, реже цеолитов, а также карбонатов (кальцита, доломита), сульфатов (гипс) и отчасти сульфидов и оксидов железа (пирит и гетит), и фосфатов (вивианит). В аллотигенной части кварц является главным компонентом пород ЛПК, в меньшей степени (в 2-3 раза) Са-На и калиевые полевые шпаты, реже глинистые минералы. По содержанию кварца более 65%, косвенно указывающему на высокую степень зрелости пород ЛПК, выделяются типичные лёссы эолового происхождения и менее зрелые их разновидности – лёссовидные породы, образование которых в той или иной степени были связаны с водой. Это лёссовидные породы делювиально-пролювиального, аллювиального, дельтового и прибрежно-морского генезиса, которые в дальнейшем были подвергнуты диспергации (измельчению частиц до глинисто-алевритовой фракции), т.е. облессованию при криогипергенезе, с несколько повышенным содержанием в них глинистых минералов и их агрегатов, что отразилось в снижении их пористости (<45%) [Сергеев, Минервин, 1998д].

С учетом состава и количественного содержания основных пороодообразующих компонентов (кварца, полевых шпатов и глинистых минералов) выделены петротипы пород, которые в дальнейшем были соотнесены с гранулотипами. Их сопоставление между собой позволило выявить глинистость «гранулометрическую» и глинистость «минералогическую» [Асташков, 2010], и несоответствие между ними по содержанию так называемой глинистой составляющей. По результатам гранулометрии «глинистость» пород на 10-20% завышена по сравнению с данными минералогического анализа из-за присутствия в них тонкодисперсных частиц карбонатного, сульфатного и проч. состава. Поэтому при гранулометрических исследованиях необходимо говорить о пелитовой, а не о глинистой составляющей, как это происходит в настоящее время. На такой парадокс ранее указывали многие исследователи [Попов, 1957; Морозов, 1962; Классификационные критерии..., 1984 и др.].

Видовой состав породообразующих компонентов кластогенной, кварц-силикатной части пород ЛПК практически одинаковый, изменяется лишь процентное их содержание. Преобладание в их составе кварца и полевых шпатов косвенно указывает на то, что в формировании этих пород принимали участие в основном остаточные продукты коры выветривания (*развитой по кислым изверженным, метаморфическим и отчасти осадочным породам*) гляциальных и перигляциальных областей России в результате проявлений процессов криогипергенеза. Повышенное (>20%) содержание полевых шпатов и появление хлорита и смешанослойных образований в составе глинистой фракции косвенно указывает о присутствии на отдельных интервалах разреза криптопирокластики (пеплового материала) в виде кристалло- и витрокластов, частично преобразованных под воздействием гипергенных и диагенетических процессов и большей частью привнесенной с Кавказа при неоднократном извержении Эльбруса в плейстоцене [Карлов, 1957; Бубнов и др., 2011]. При аридизации климата в породах ЛПК наблюдается повышенное содержание сульфатов и карбонатов кальция с появлением аутигенного доломита, и пониженное количество глинистых минералов (<10%), с преобладанием в них смектита и его смешанослойных минеральных фаз с иллитом. При гумидизации климата незначительно возрастает содержание глинистых минералов, а среди них количество иллита, с появлением каолинита и смешанослойных минеральных фаз. Наличие криптопирокластики устанавливается по относительно повышенному содержанию смектита и смешанослойных образований, а также кварца (>65%), полевых шпатов (>15%), появлению хлорита и аутигенного доломита (>3%). Основными источниками обломочного материала послужили остаточные продукты криогипергенеза гляциальных и перигляциальных областей северных областей России и отчасти вулканогенный материал, привнесенный из областей вулканической активизации (Кавказа).

Исследовательские работы выполнены при финансовой поддержке проекта РФФИ 16-35-60069 и проекта РНФ 16-17-10103.

Литература

1. Асташкин Д.А. Особенности определения гранулометрического состава пород различными методами / НТЖ «Геология, геофизика и разработка нефтяных и газовых месторождений», ОАО «ВНИИОЭНГ», Москва. 2010. №5. С. 78-83.
2. Бубнов С.Н., Лебедев, В.А., Гольцман Ю. В. Молодые разновозрастные комплексы Приэльбрусья: геохронологические и геохимические аспекты изучения. /Вулканизм и геодинамика: Материалы V Всеросс.симпозиума по вулканологии и палеовулканологии. – Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2011. С. 197-200.
3. Булавин Б.П. Генезис и литологические фации лесса Русской Равнины. – М.: Изд-во МГУ. 1972. 116с.
4. Величко А.А., Маркова А.К., и др. Хроностратиграфия лессово-почвенной формации и ее значение в корреляции и периодизации ледниковой, перигляциальной и приморской областей // Четверт. пер. Палеогеография и литология. Кишинев: Штиинца. 1989. С. 11-21.
5. Карлов Н.Н. К истории изучения вулканических пеплов Европейской части СССР. //Бюлл. МОИП. Отд. Геология. 1957. Т. XXXII (2). С. 25-47.
6. Классификационные критерии разделения лессовых пород – М.: Наука. 1984. 94 с.
7. Лессовый покров Земли и его свойства. – М.: Изд-во МГУ. 2001. 464с.
8. Лысенко А.П. Лессовые породы Европейской части СССР. – Ленинград: ЛГУ. 1967. 192с.
9. Минервин А.В. Роль криогенных процессов в формировании лессовых пород. // Проблемы криолитологии. - М, 1982. Вып. 10. С. 41-60.
10. Минервин А.В., Сергеев Е.М. Новые данные к решению проблемы лесса. // Известия АН СССР. Сер. геол. 1998. № 9. С. 53-64.
11. Морозов С.С. Классификация лессовых пород //Сб. Инженерно-геологические свойства горных пород и методы их изучения. – М.: Изд-во АН СССР. 1962. С. 35-45.
12. Попов В.И. К вопросу о рациональном наименовании осадочных пород (четвертичных и более древних). //Тр. Комис.по изучению четверт. периода. М.,1957. Вып. XIII. С. 255-262.

13. Сергеев Е. М., Быкова В.С., Воробьев Г.И. Оледенения Русской платформы и особенности лессовых пород. // Инженерная геология. 1982. № 5. С. 3-7.
14. Минервин А.В., Сергеев Е.М. Новые данные к решению проблемы лесса. // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1998. № 9. С. 53-64.
15. Фролов В.Т. Литология. Кн.2. – М.: изд-во МГУ. 1993. 378 с. Кн. 3 – М.: МГУ. 1995. 352 с.

СТРОЕНИЕ И СОСТАВ ПРИПОВЕРХНОСТНОГО СЛОЯ ДОННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ БАЛТИЙСКОГО МОРЯ (КАЛИНИНГРАДСКИЙ ЗАЛИВ)

Г.М. Седаева, М.О. Корнилова, В.Л. Лукша

МГУ им. М.В. Ломоносова, Москва, Россия; sedaeva-mgu@mail.ru

Район исследования расположен в прибрежной части Самбийского полуострова на склоне Гданьской впадины Балтийского моря, где проведено изучение приповерхностного слоя (*до глубины 2 м от толщи воды*) донных отложений с отбором проб (*более 50*) с определением естественного характера их строения и состава для последующих инженерно-геологических изысканий и народно-хозяйственного использования. В процессе исследования выяснилось, что приповерхностный слой очень неоднороден по строению и составу. На незначительном расстоянии (500 м) от берега он представлен неравномерным тонким чередованием (через 3-5, реже 7-10 мм) мелко-тонкозернистого песка серого цвета и темновато-серого алеврита, песчанистого (10-25%), слабоглинистого (<10%), обуславливая слабоволнисто-горизонтальную слоистость. В них по наслоению много живых организмов: червей, водорослей, мидий (размером 5-7 см) и мелких створок (размером 1-2 см) раковин *Cardium* sp., рассеянно расположенных выпуклой поверхностью вниз. В отмерших раковинах мидий внутренняя полость заполнена песком темно-серым, мелкозернистым, насыщенным органическим веществом (ОВ). Не исключено, что песчаные прослойки

образовались в результате вдоль берегового разноса течениями песчаных осадков Куршской косы. Кроме этого здесь наблюдается присутствие валунов (размером 10x30 см) разных (*по цвету и структуре*) гранитов, кварцитопесчаников, амфиболитов докембрийского возраста и отчасти микрозернистых известняков нижнего палеозоя, среднее количество которых не превышает 10-15% от общей массы осадка.

На более удаленных от берега участках приповерхностный слой донных отложений характеризуется уже 3-х членным строением: сверху – алеврит, внизу – плотная глина, а между ними скопление грубо-крупнообломочного материала. Среди них наблюдаются: 1) рассеянный раковинный детрит (3-5%), реже отдельные створки *Cardium sp.* (менее 1%), а также 2) гравий (0,2-1 см) и щебенка (размером 3-7 см) различных пород, как по всему слою, так и в виде мелкопятнистых скоплений на контакте рыхлого алеврита и плотной глины. Среднее содержание грубо-крупнообломочного мелковалуно-галечно-щебенчато-гравийного материала составляет 20-25% от общей массы осадка и состав их полимиктовый.

В центральной и западной части Калининградского залива приповерхностный слой донных отложений представлен рыхлыми песчаными осадками толщиной около 1 м. Под ними залегают песчаники слабосцементированные и плотные глины песчанисто-алевритовые, которым присуще пудинговое строение (*за счет присутствия рассеянной мелкой гальки и гравия*). По всему их разрезу встречаются редкие мелкие створки *Cardium sp.* и их детрит, а также целые раковины мидий с темновато-серым алеврито-глинистым заполнителем вместе с ОВ внутри них. На их фоне отмечается рассеянный, реже в виде скоплений грубо-крупнообломочный материал, представленный разноразмерными валунами (>20 см) и обломками мелкогалечно-щебнисто-гравийной размерности, что косвенно указывает о наличии на этом участке дна фрагмента основной морены. Грубообломочный материал (7-10%) состоит из крупных валунов размером 30-50 см, среди которых наблюдается огромный валун фтанитов (*метапорода углеродисто-кварцево-халцедонового состава протерозойского возраста*) размером 80x100x25 см уплощенной,

плитообразной, утюгообразной формы, с баянусами на поверхности. В составе крупнообломочного (25-30%) материала содержание мелкой (1-5 см) гальки составляет 25-30%, а средней (5-10 см) гальки – до 10 %. Количество дресвы, реже гравия в целом составляет 55-60% от общей массы грубо-крупнообломочного материала.

Однако здесь на отдельных участках акватории, под рыхлыми песчаными осадками (мощностью 1-2 м) залегают плотные глины песчанисто-алевритовые, с рассеянной мелкой и средней галькой, щебня с более однородным составом обломков пород: в основном, фтаниты, крайне редко граниты, кварцитопесчаники, единично известняки микрозернистые и кремнистые сланцы. Между песчаными осадками и плотной глиной пудингового строения нередко наблюдаются остаточные линзовидные скопления валунно-галечно-гравийного материала с грубо-крупнопесчанистым заполнителем между обломками, как бы внедренных в матрицу плотных зеленовато-серых алевритисто-песчанистых глин. Содержание грубо-крупнообломочного материала в них в целом составляет 30% от общего объема осадка, и они представляют собой фрагмент сохранившейся основной морены с гравием и грубо-крупнопесчаным заполнителем. Местами валуны, глыбы и галька наблюдаются в виде фрагмента горизонта конденсации – остаточной, абляционной морены (*из которой ранее был вымыт песчано-алевритоглинистый матрикс, заполняющий пространство между крупными обломками*) на поверхности плотных глин. В рельефе морского дна такие остаточные, моренные образования формируют собой валунно-глыбово-галечные развалы особо крепких пород – фтанитов, метаконгломератов, гранитов, амфиболитов и др., часто прикрытых верхним маломощным слоем алевритисто-песчаных осадков.

На отдельных участках юго-восточной и восточной части залива приповерхностный слой в виде пачки (толщиной 1-2 м) неравномерного (то часто, то разрежено), линзовидного чередования глины (толщиной до 7-10 см), алевролита (толщиной 3-5 см) и гравия (толщиной 1-3 см), обуславливая слабоволнисто-горизонтальную слоистость. Глина зеленовато-серая, слабослюдистая, алевритистая, более плотная (*чем на*

других участках акватории) и относительно крепкая, умеренно пористая. Алевролит темновато-зеленовато-серый, слабо сцементированный, слабослюдистый, достаточно плотный и относительно крепкий. Гравий с песчанисто-алевритистым заполнителем (матриксом), с рассеянной мелкой галькой фтанитов, реже песчаников и гранитов (*появившейся в результате ледового разноса при таянии льдов*). На ее поверхности наблюдается линзовидный слой толщиной 0,2-0,5 м в виде скопления несортированного грубо-крупнообломочного материала. В его составе наблюдаются разноразмерные обломки (*от гравия и мелкой и средней гальки до валунов с максимальным их размером до 80x70x30 см*) в разной степени окатанности: от неокатанных, угловато-окатанных и окатанных обломков. На поверхности валунов, а также средней и крупной гальки отмечается обильное скопление баянусов с рассеянными мидиями, раковины которых вертикально ориентированы по отношению к слоистости данной пачки, что говорит о прижизненном их захоронении. В составе валунов преобладают обломки размером 20x30 см, количество которых составляет 30-35% от общей массы грубо-крупнообломочного материала, с единичными (менее 1-2%) крупными валунами размером 80x70 см метаморфических пород (фтанитов, реже кварцитопесчаников и отчасти гранитов). Средне-мелкогалечная фракция составляет 25-30%, а гравийно-дресвяная фракция – 40-45%. В их составе преобладают обломки гранитов, слабослюдистых кварцитопесчаников, фтанитов и отчасти микрозернистых известняков. Следует заметить, что в составе грубо- и крупнообломочной фракций наблюдается заметное содержание кремневых и фосфоритовых конкреций овальной и округло-овальной формы от мелкогалечной до валунной размерности (от 5 до 10-20, реже до 30 см), с некоторым преобладанием среднегалечной фракции, и они были привнесены ледником, вероятнее всего, из нижнепалеозойских пород Ленинградской области и Прибалтики (Эстонии и Латвии), где они встречаются в разрезах ордовика и силура. Местами наблюдаются отдельные крупные валуны и галька, рассеянные среди песчаных осадков (без дресвяно-гравийной примеси), что косвенно указывает о размыве матрикса основной морены на отдельных ее участках продвижения под

влиянием донных морских течений с образованием в дальнейшем другого вида морен – остаточной, абляционной ее разновидности.

В северо-восточной части акватории под маломощным слоем песка залегают гравий, ниже мелкая и крупная галька, валуны на плотных серовато-шоколадных глинах. В составе грубо-крупнообломочного материала отмечаются крупные (50x40см) валуны – 15-20%, мелкие (20x15см) валуны– 25-30%, крупная и мелкая галька – 25-30%, состоящие из угловато-окатанных и окатанных обломков разного состава среди гравийного заполнителя (20-25%). В целом можно констатировать, что валунный материал составляет 45-50%, а галечный – 25-30%. Среди валунно-крупногалечных обломков встречаются обломки фтанитов и красных гранитов, крайне редко известняков, а среди средней и мелкой гальки – обломки фтанитов, известняков и единично вишнево-красных кварцитопесчаников (известных как шокшинские песчаники, распространенные в Карелии на северо-западном побережье Онежского озера).

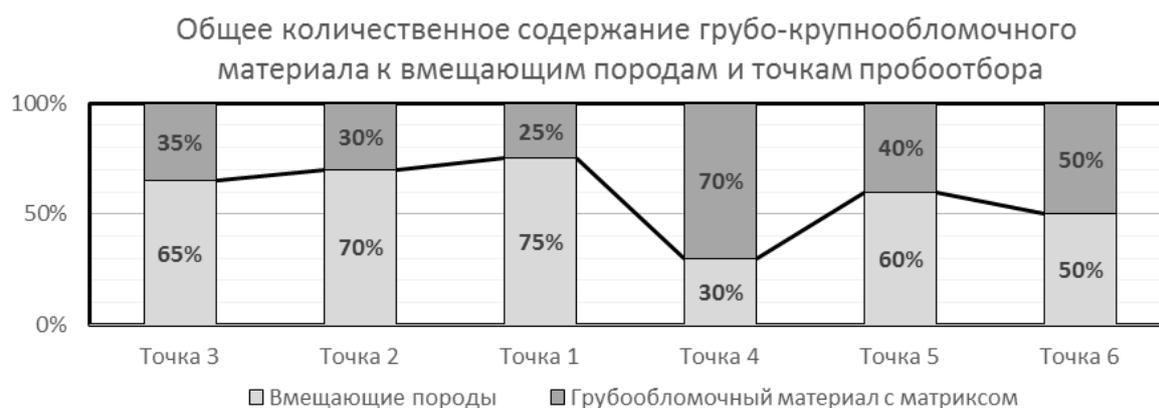


Рис. 1. Содержание грубо-крупнообломочного материала в приповерхностном слое донных отложений (точки отбора проб расположены в зависимости от их удаления от берега).

Заключение. Приповерхностный слой донных отложений с разных глубин морского дна (от 8,0 м до 18,5 м) представлен осадками и породами разного гранулометрического и петрографического состава: пески, алевриты, глины, гравелиты и содержащимися в них обломками пород валунно-галечной размерности. Чаще всего встречаются крупные валуны

(длиной 50–80 см, шириной 40–50 и толщиной 20–30 см) уплощенной, часто плитообразной и утюговидной формы (10-15%), мелкие валуны (20–40 см) и крупная галька (10–20 см). Грубо-крупнообломочный материал распространен на площади неравномерно и хаотично: то сгружено, образуя горизонты до 0,5 м толщиной, то рассредоточено в виде развала в песчаных осадках и ниже в подстилающих их уплотненных алевроито-песчанистых глинах. Грубо-крупнообломочный материал не относится к морским отложениям, его следует рассматривать, как остаточные продукты морен (*возможно, разновозрастных*) и отчасти ледового разноса. При этом надо отметить, что содержание грубо-крупнообломочного материала возрастает, чем дальше от берега. Максимальное (до 70%) количество наблюдается в центральной части залива (рис.), пониженное - в западной (до 40%) и северо-восточной (до 50%) части, а минимальное – на юго-восточном участке (до 25%) центральной части в зоне течений. Однако в прибрежной полосе, расположенной в 500 м от берега, их содержание составляет до 30% за счет присутствия, в основном, мелкой, реже средней гальки, привнесенной с берега припайными льдами.

В составе грубо-крупнообломочного материала наблюдаются обломки разных пород, обладающих высокой прочностью и крепостью. Это валуны и галька: 1) магматических интрузивных пород (гранитов), 2) метаморфических пород (гранито-гнейсов, амфиболитов, метаконгломератов, фтанитов, кварцитопесчаников, кремнистых сланцев) и 3) осадочных пород (разных по структуре, составу и возрасту известняков, песчаников, реже фосфоритов) из разных районов северо-западной части Европейского континента (Фенноскандинавия, Карелия, Ленинградская и Калининградская области, Эстония, Латвия, Литва), что указывает о моренной природе и отчасти ледового разноса грубо-крупнообломочного материала, наблюдаемых на разных глубинах в приповерхностном слое донных отложений.

СТРУКТУРНАЯ ПОЗИЦИЯ ПОЗДНЕКАЙНОЗОЙСКОГО НАЗЕМНОГО И ГРЯЗЕВОГО ВУЛКАНИЗМА В КРЫМСКО–КАВКАЗСКОМ РЕГИОНЕ

Т.Ю. Тверитинова¹, Д.Е. Белобородов²

¹ МГУ им. М.В. Ломоносова, геологический факультет, Москва, Россия;

² ИФЗ РАН, Москва, Россия

Позднекайнозойский наземный и грязевой вулканизм территориально обычно разобщены. Вулканизм чаще связан с (и выражен на суше) зонами современных поднятий с большим эрозионно-денудационным срезом, грязевой вулканизм – с зонами глубоких погружений с мощными толщами орогенных формаций. Вместе с тем оба эти явления морфологически удивительно похожи. Поражает не только сходство морфологии вулканических и грязевулканических построек, кальдер проседания и обрушения, не только сходство типов извержения по вязкостным свойствам лав и сопочных брекчий, но также динамика развития тех и других на позднекайнозойском этапе, отражающая чередование фаз активности и относительного затишья. Можно указать и на другие существенные связи вулканических и грязевулканических процессов. Сравнение зон распространения и условий проявления в различных регионах позднекайнозойской вулканической и грязевулканической активности показывает, что при кажущемся различии, они во многом совпадают. И позднекайнозойские наземные вулканы, и грязевые вулканы приурочены в основном к активным тектоническим областям – зонам конвергентных или дивергентных границ литосферных плит. Наиболее очевидно это для современных областей сжатия – Средиземноморско–Гималайского и Тихоокеанского подвижных поясов, но наземный вулканизм здесь приурочен в основном к положительным структурам – центральным частям орогенов или островным дугам, а грязевой вулканизм – к отрицательным – впадинам и прогибам, правда главным образом на периклиналях орогенов. В условиях дивергентных обстановок вулканическая активность сосредоточена в осевых зонах современного рифтогенеза и спрединга, грязевулканическая активность

встречается в рифтовых континентальных зонах (Байкал), но в основном приурочена к пассивным окраинам континентов.

В докладе рассмотрен ряд структурных параметров, определяющих локализацию позднекайнозойского наземного и грязевого вулканизма на примере складчатого сооружения Большого Кавказа и Керченско-Таманской межпериклиналильной зоны.

Большой Кавказ принадлежит северной «слепой» ветви сложной системы структур Средиземноморско-Гималайского пояса. Непосредственно к югу от зоны складчатых орогенов коллизионного типа располагаются глубоководные впадины внутренних морей с океанической корой. Здесь, в условиях общей коллизии Африкано-Аравийской и Евразиатской плит, мы видим контрастную картину проявления современных тектонических процессов, включающих рост высокогорных хребтов, погружение глубоководных впадин, высокую сейсмичность, активный наземный вулканизм и грязевой вулканизм.

В позднем кайнозое Большой Кавказ испытал общее субмеридиональное сжатие, обусловленное коллизионными процессами в Средиземноморском поясе в связи с закрытием океанического бассейна Тетис. В коллизионной обстановке сформировалась позднеальпийская складчатая структура, осложненная системой продольных (преимущественно широтных) разрывов взбросо-надвигового типа, диагональных правых (северо-западного простирания) и левых (северо-восточного простирания) сдвигов и субмеридиональных сбросо-раздвиговых дизъюнктивных систем. Коллизионные процессы сопровождались мощнейшим наземным вулканизмом и интрузивным магматизмом во всей Кавказской складчатой области. На Малом Кавказе магматизм проявился шире, на Большом Кавказе он проявлен локально – формированием крупных сложных вулканических построек (Эльбрус, Верхнечегемское нагорье, Казбек и др.) в осевой зоне орогена на ее пересечении с зоной поперечного Транскавказского поднятия.

По периферии Большого Кавказа формировались молассовые предгорные и межгорные прогибы, продолжающиеся также и в межпериклиналильные зоны на продолжении Большого Кавказа при его

переходе на северо-западе к Горному Крыму (Керченско-Таманский) и на юго-востоке к Копетдагу (Ашероно-Кобыстанский). Именно в этих зонах и концентрируется проявление грязевого вулканизма.

И вулканические, и грязевулканические явления характеризуются аномальным газовофлюидным режимом, который отражает активизацию недр и формирование в них зон разуплотнения, плавления или разжижения – т.е. магматических или грязевулканических очагов. К этому этому же ряду явлений принадлежит и процесс нефтегазогенерации, который, как сейчас признается большинством специалистов, занимающихся нефтегазоносными бассейнами, более близок грязевому вулканизму. И все-таки главные причины, время и место проявления грязевулканических процессов в активной коллизионной области в значительной мере совпадают также с причинами, временем и местом проявления вулканических процессов.

Затруднение установления общих генетических связей наземного и грязевого вулканизма связано, в частности, со специфичностью и относительной эфемерностью грязевого вулканизма. При грязевом вулканизме плохо сохраняются характерные палеокомплексы и палеоструктуры, тогда как наземный вулканизм оставляет в земной коре зримые следы в виде вулканических толщ и палеовулканических построек. Грязевулканические процессы связаны со слабо нелитифицированными или приведенными в подвижное жидкое состояние комплексами, которые очень быстро уничтожаются при последующих геологических процессах.

Локализация наземных вулканов и грязевых вулканов в зонах сжатия. Новейшие и современные вулканы, а также большинство грязевулканических построек сосредоточены в осевых зонах горно-складчатых сооружений, характеризующихся развитием как систем преимущественно субширотных в данной зоне складок, так и осложняющих их и определяющих дальнейшее развитие складчатой деформации разрывных нарушений взбросо-надвигового и содвигового типов. В складчатый процесс вовлекаются разноглубинные толщи – от глубоко залегающих метаморфитов до приповерхностных нелитифицированных осадков современных осадочных бассейнов.

Распределение центров вулканической и грязевулканической вдоль зон сжатия дискретно. Они приурочены к узловым структурам пересечения зон сжатия с секущими структурами. Положение областей наземного или грязевого вулканизма в целом определяется узлами пересечения осевой зоны Кавказского орогена с крупнейшими поперечными структурами - Транскавказским поднятием (зона проявления активного позднекайнозойского вулканизма (магматизма)) и межпериклинальными Керченско-Таманским и Апшероно-Кобыстанским прогибами (зоны активного позднекайнозойского грязевого вулканизма). Наиболее крупные центры наземного и грязевого вулканизма расположены на пересечении входящих в ороген структур сжатия (антиклинальных зон Керченско-Таманской зоны, сжатых складчато-сдвиговых структур центрального Кавказа) с поперечными флексурно-разрывными зонами сдвиго-сбросо-раздвиговой кинематики. Положение единичных центров извержения определяется наиболее сложными участками простых антиклиналей. Сами вулканические (грязевулканические) постройки в свою очередь могут иметь сложное строение с системой пересекающихся ослабленных зон на пересечении которых расположены жерловые аппараты. В развитии разномасштабных узловых структур проявляется также транспрессивная и/или транстенсивная деформация, выраженная в формировании вдоль дислокационных зон более мелких структур сжатия или растяжения.

Предполагаемые условия формирования подводных каналов вулканических и грязевулканических построек на различных структурно-геологических уровнях. Каждый структурный узел - сообщество вулканических (грязевулканических) построек. С переходом на более крупные структуры мы видим "упрощение" вулканических (грязевулканических) систем. Это связано с более дискретным развитием деформации на верхних структурных уровнях, что проявляется, в частности, более частым расположением здесь вулканических (грязевулканических) построек. На удалении от центров вулканическая активность ослабевает, что связано, как мы считаем, с относительно большей локализацией нарушенных зон на глубине по причине более

однородного состояния недр. Предполагается, что вверх по разрезу увеличивается общая дискретность геологической среды и система подводящих каналов вулканических (грязевулканических) построек может усложняться – ветвиться. Важнейшая роль в распределении очагов флюидо–газо–магма–генерации принадлежит также пологим экранирующим структурам, в роли которых выступают как первично литологические, так и вторичные преимущественно тектонические.

СТРОЕНИЕ ТУРБИДИТОВ ТИТОНА В РАЗРЕЗЕ Р. ТОНАС (ВОСТОЧНЫЙ КРЫМ)

А.В. Туров, Г.В. Агафонова, А.О. Андрухович
Российский государственный геологоразведочный университет
имени Серго Орджоникидзе, Москва, Россия

Разрез по р. Тонас (Восточный Крым) представлен титонско-берриасской толщей (мощностью 1,5—2 км) известняково-глинистого флиша, образующей ядро Восточнокрымского прогиба. Северный борт прогиба (гора Агармыш) и его западное замыкание (массив Караби-яйла и другие Восточнокрымские яйлы) сложены разновозрастными известняками [1], в строении которых принимают участие крупные биогермные и рифовые массивы.

Общая характеристика титонско-берриасских отложений Восточного Крыма приведена в классических трудах М.В. Муратова [3] и его сотрудников И.В. Архипова и Е.А. Успенской [4], по мнению которых флиш Тонасского разреза фациально замещает известняки Караби-яйлы. Вопросам стратиграфического расчленения разреза посвящены публикации В.В. Аркадьева [2]. Новые данные по седиментологии титонско-берриасских отложений в разрезе р. Тонас опубликованы авторами [6, 7].

Разрез по р. Тонас расположен у северо-восточного подножия горного массива Караби-яйла, вдоль трассы Белогорск—Приветное, южнее

пос. Красноселовка. По данным В.В. Аркадьева [2] он представлен флишоидной толщей (более 430 м), нижняя часть которой (более 130 м) условно отнесена к верхнему титону (?), а верхняя (более 300 м), начинающаяся с базальных известняковых конгломератов, – зоне *jacobi* берриасского яруса.

Разрез имеет неравномерно-циклическое строение, обусловленное переслаиванием известняков и известковистых глин. В работе [6] показано, что наиболее полные циклиты образованы последовательностью (снизу вверх): известняковая конгломерато-брекчия – известняки обломочные песчано-гравийные – известняки мелкообломочные песчаные – известняки пелитоморфные глинистые – глины известковистые. Для таких циклитов характерна нормальная градационная слоистость. Известняки образуют слои сантиметровой и дециметровой мощности (от 0,05—0,15 м до 0,3—0,5 м). Глины слагают пачки мощностью 4—8 м, а в верхней части разреза – до 15—18 м. Встречаются неполные циклиты, в которых могут отсутствовать как нижние, так и верхние компоненты. По мнению авторов, обломочные известняки являются типичными турбидитами, сформировавшимися в нижней части склона карбонатной платформы, которая существовала в титон-берриасское время на месте Восточнокрымских яйл. Известняки пелитоморфные глинистые и глины известковистые представляют собой гемипелагические отложения.

Наблюдаются различия в строении турбидитов в титонской и берриасской частях разреза. Берриасские турбидиты многокомпонентные, разнообразные по строению, часто образованы последовательностями, близкими к модельному циклу А. Боума [5]. Пачки сближенных турбидитов разобщены многометровыми пачками глин, мощности которых увеличиваются вверх по разрезу. Турбидиты титона более однообразные, тонко-мелкоциклические, повсеместно начинаются с мелкообломочных известняков, а завершаются пелитоморфными известняками и глинами.

Изучение титонских турбидитов в обнажениях и шлифах позволило выделить следующие структурные типы известняков: 1) известняк мелкообломочный с терригенной примесью, 2) известняк мелкообломочный, 3) известняк пелитоморфный глинистый.

Известняк мелкообломочный с терригенной примесью (до 15%), в обломках – органогенные частицы и обломки известняков. Терригенная примесь представлена обломками кварца, кварцитов, эффузивов, редкими лейстами мусковита.

Известняк мелкообломочный (мелкодетрито-обломочный) с редкой песчано-алевритовой примесью (до 5%), сложен обломками пелитоморфных известняков, створками раковин, обломками иглокожих, раковинами мелких фораминифер, в разной степени гранулированных, водорослевыми остатками, цианобионтными онколитоподобными образованиями. Размер обломков составляет 0,06—1,3 мм, преобладают 0,12—0,3 мм. Обломки сгружены, цемент – яснокристаллический кальцит (10—12%).

Известняк пелитоморфный глинистый с редкой терригенной алевритовой примесью (до 5%), со шламом, мелким детритом, биотурбированный, иногда с деформированной первичной структурой.

Глины – известковистые и известковые (до 30%), алевритистые (до 30%), плитчатые и тонкоплитчатые, иногда оскольчатые, часто биотурбированные, с ходами илоедов.

Турбидиты титонской части разреза повсеместно имеют четкую нижнюю границу, иногда с хорошо выраженными иероглифами. Нижние части разрезов турбидитов слойчатые, верхние массивно-слоистые. Выделение в турбидитах интервалов, отвечающих циклу А. Боума, затруднительно. Для их нижних частей (вероятно, это элементы А, В, С в последовательности А. Боума) характерно микроленточное (мм) переслаивание мелко- и тонкообломочных известняков с пелитоморфными известняками и глинами, встречающихся в разных сочетаниях. Видимые в шлифах микропоследовательности обычно повторяются несколько раз в разрезе рассматриваемого интервала. Градационная слоистость в микропоследовательностях может быть отчетливой, слабо выраженной или отсутствовать. Иногда последовательности начинаются с тонкообломочных известняков, которые постепенно, но быстро сменяются мелкообломочными известняками с нормальной градационной структурой. Встречаются обломочные известняки с тонкой косо́й слойчатостью. В

кровле глин и пелитоморфных известняков встречаются текстуры течениевых слепков (острые клинья пелитов в базальной части обломочных известняков). Подобные текстуры возникают при горизонтальном движении песчаного потока по илистому грунту, и ил острыми клиньями внедряется в более грубый и рыхлый осадок [5].

Верхние части турбидитов (элемент Д последовательности А. Боума) мощностью в первые дециметры образованы пелитами (пелитовые микрослоистые известняки, часто глинистые, и глины известковистые) с печано-алевритовой примесью (до 30%). В пелитоморфных известняках встречаются оползневые текстуры и следы биотурбации. Среди пелитов залегают тонкие (1—5 мм) прослойки мелко- и тонкообломочных известняков с градационной структурой.

Выводы. 1. Рассмотренный материал позволяет отнести турбидиты титонской части разреза к дистальной фации конуса, формировавшегося в нижней части склона карбонатной платформы Восточно-крымских яйл.

2. Можно предполагать, что сложное строение турбидитов обусловлено турбулентным режимом движения потоков, при небольшом наклоне дна бассейна.

3. Карбонатно-глинистый фон осадконакопления в бассейне способствовал образованию пелитовой части турбидитов.

Литература

1. Андрухович А.О., Туров А.В. Сравнительная характеристика титон-берриасских отложений Караби-яйлы и Демерджи-яйлы // Известия вузов. Геология и разведка, 2002, № 2.
2. Аркадьев В.В., Богданова Т.Н., Лобачева С.В. Новые данные по биостратиграфии берриасских отложений бассейна р. Тонас (Горный Крым) // Меловая система России: проблемы стратиграфии и палеогеографии. Сборник статей 2-го Всероссийского совещания. – СПб.: СПбГУ, 2005.
3. Муратов М.В. Геологический очерк восточной оконечности Крымских гор // Тр. МГРИ, т. VII, 1937.
4. Муратов М.В., Архипов И.В., Успенская Е.А. Стратиграфия, фации и

формации юрских отложений Крыма // Бюлл. МОИП, отд. геол., 1960, т. 35, вып. 1.

5. Осадочные породы (состав, текстуры, типы разрезов) // Казанский Ю.П., Бетехтина О.А., Ван А.В. и др. – Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1990.

6. Туров А.В., Агафонова Г.В., Андрухович А.О. Строение титон-берриасских отложений разреза р. Тонас (Горный Крым) // Проблемы региональной геологии Северной Евразии. Материалы конференции. – М.: МГРИ-РГГРУ, 2016. С. 100—105.

7. Туров А.В., Агафонова Г.В., Андрухович А.О. Рифогенные известняки в пограничных отложениях юры и мела разреза р. Тонас (Горный Крым) // XIII Международная научно-практическая конференция «Новые идеи в науках о Земле» (Москва: Российский государственный геологоразведочный университет, 5—7 апреля, 2017 г.): в 2 т.: доклады / ред. коллегия: В.И. Лисов, В.А. Косьянов, О.С. Брюховецкий. – т. 1. – М.: МГРИ-РГГРУ, 2017. – С. 74—75.

ПОГРАНИЧНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ САНТОНА И КАМПАНА В РАЗРЕЗЕ АКСУ-ДЕРЕ (КРЫМ, БАХЧИСАРАЙСКИЙ Р-Н)

П.А. Фокин¹, Л.Ф. Копаевич¹, М.А. Устинова², В.Л. Косоруков¹,
Д.В. Смольянова¹

¹ МГУ им. М.В.Ломоносова, геологический факультет, Москва, Россия;

² Геологический институт РАН, Москва, Россия

Отсутствие «золотого гвоздя» на границе сантонского и кампанского ярусов является одной из актуальных проблем стратиграфии верхнего мела. В поисках потенциального эталонного разреза взгляды российских стратиграфов обращаются к Горному Крыму, где отложения этого интервала представлены в карбонатных фациях, хорошо обнажены и доступны для изучения.

Разрез переходных слоев сантонского и кампанского ярусов располагается в верховьях оврага Аксудере, в 7 км к юго-востоку от г.

Бахчисарая. Там маломощные известняки верхнего сантона (6-6,5 м) образуют базальную часть кудринской свиты (верхний сантон – маастрихт, мощность до 350–400 м), залегая на поверхности “каменного дна” в кровле нижнеконьякских известняков.

Материал и методы исследования. Отобранные по разрезу (1,4 м) образцы (17 шт.) были исследованы традиционными методами литологии (в шлифах, рентгенофазовым анализом нерастворимого остатка) и микропалеонтологии: анализом комплексов фораминифер и нанопланктона.

Описание разреза. В терминальной части сантона можно выделить следующие пачки:

П.1. Известняки светло-серые и почти белые, с частыми примазками карбонатных глин в нижней части, с неотчетливой тонко-средней слоистостью, с малой примесью глауконита, песка и алевролита. Встречаются подводные микроразмывы. Остатки руководящей макрофауны редки: фрагменты, реже «чашечки» *Marsupites testudinarius* Schlotheim, в низах пачки найдены остатки *Uintacrinus socialis* Grinnel и очень крупный аммонит *Pachydiscus* sp. позднесантонского облика (определение А.С. Алексеева). Породы интенсивно биотурбированы, различимы поздние *Planolites*, *Talassinoides*, крупные вертикальные ходы *Cylindrichnus*(?). Неполная мощность пачки – 90 см. В кровле пачки – мелкобугристая поверхность подводного размыва, с узкой зоной слабой желтоватой прокраски.

П.2. Известняки светло-серые, бежеватые, похожие на описанные выше, неровно тонкоплитчатые, с примазками серых карбонатных глин. В основании – прослойка (5-7 мм) серого рыхловатого мергеля. Встречаются фрагменты призматического слоя иноцерамов. Породы сильно, а в верхней части – интенсивно биотурбированы, различимы только поздние *Planolites* и *Talassinoides*. Мощность – около 0,5 м. В кровле, под слабоволнистой поверхностью размыва, известняки имеют пятнами рыжеватый оттенок.

П.3. Известняки серые и светло-серые, слойками почти белые, тонкослоистые. Отложения умеренно и сильно биотурбированы, различимы *Cylindrichnus*(?), *Planolites*, *Talassinoides*, *Chondrites*. Видимая

мощность в непрерывном разрезе – 0,5 м; в 1-2 м выше по склону и по разрезу, в сходных породах, появляются *Zoophycos* и исчезают вертикальные ходы. Пачка относится к низам кампанского яруса.

Вещественный состав пород. Литологический состав известняков однороден почти по всему описанному разрезу: они представлены типами вакстоун и пак-вакстоун, с выдержанным содержанием микрита около 50% ($\pm 10\%$). От них резко отличается только базальная прослойка пачки 2.

Карбонатные зерна представлены планктонными фораминиферами, их детритом, бентосными фораминиферами, детритом макрофауны.

Планктонные фораминиферы слагают 20-39% породы и являются главным типом карбонатных зерен (53,5-64,7%). Наименьшие их содержания – непосредственно выше поверхностей размыва (в подошве пачки 2 – всего 2,9% породы, в подошве пачки 4 – 20,8%), вверх по пачках в среднем возрастает. При близости соотношений типов карбонатных зерен, максимальные количества фораминифер – более 60%, достигаются только в верхнем сантоне.

Детрит фораминифер – второй по значимости тип зерен. Его роль (12,8 - 19%) меняется по разрезу без явной закономерности, но в отношении к количеству зерен его роль в низах кампана в среднем немного возрастает (до 39,5% против 32,9%), за вычетом состава базальной прослойки пачки 3 (50,0%).

Бентосные фораминиферы (до 2,5%), остракоды и макрофауна (2-5%, до 15,2% в подошве пачки 2) встречаются регулярно, но их содержание мало информативно. Остатки макрофауны представлены в основном сильно фрагментированным призматическим слоем иноцерамов.

В известняках регулярно присутствует незначительная (обычно $< 1\%$) примесь глауконита и обломочных зерен. Максимальные содержания отмечаются в низах пачки 2 – 1,3-4,7%. Частицы алевролита, тонкого, редко – мелкого песка (до 0,1-0,14 мм), представлены угловатыми и полуугловатыми зернами кварца, реже – плагиоклазов и калишпатов, пластинками слюд. Рентгенофазовый анализ в нерастворимом остатке в пачке 3 выявил появление роговой обманки (0-7%) и аутигенного пирита.

Глинистость известняков меняется слабо и обычно менее 10-12%; выше (18,75%) только в подошве пачки 2. В пачке 3 в пелитовой составляющей появляется незначительная (около 2%), но частая примесь хлорита, вероятно – следы поступления в бассейн тонкой пирокластики.

В целом, малые изменения облика и состава пород говорят о сравнительной устойчивости обстановок осадконакопления. Большая роль микрита при малом количестве макрофауны и ее сильном фрагментировании, биотурбация отложений, наличие поверхностей микроразмылов предполагают глубины меньшие, чем базис штормовых волн. Интенсивная биотурбация отложений пачек 1 и 2, появление *Chondrites* и следов пирита только в кампанских отложениях свидетельствуют о нормальном газовом режиме в позднем сантоне. Дефицит кислорода в осадке проявляется только в начале кампанского века, в связи с развитием новой, более масштабной трансгрессии. С этой же трансгрессией, видимо, связано и повышение роли микрита и возрастание роли детрита фораминифер.

Обоснование возраста. В описанных породах встречены остатки макрофауны и микрофоссилий, указывающие на возможность проведения в этом относительно непрерывном монотонном разрезе границу сантонского и кампанского ярусов. Присутствие *Uintacrinus cf. socialis* Gr. и остатков другой морской лилии – *Marsupites testudinarius* Schlot. – выше по пачке 1, позволяет датировать вмещающую толщу верхним сантоном (Baraboshkin, Alekseev, Kopaevich, 2003). На это указывает и присутствие аммонита позднесантонского облика на одном уровне с находками *M. testudinarius*. Одним из предлагаемых критериев проведения границы сантона и кампана как раз является кровля слоев с *Marsupites* (Gale et al., 2008). Этот уровень связан и с вымиранием планктонных фораминифер рода *Concavatotruncana* (*Dicarinella* в работах большинства зарубежных палеонтологов). Он, в свою очередь, совпадает с окончанием нормального хрона 34n в классическом разрезе Губбио, Италия (Cocconi, Premoli Silva, 2015, p. 65). По нанопланктону в разрезе Аксудере границу между сантоном и кампаном (в подошве пачки 3), в соответствии со схемой Sissingh, 1977, можно провести по исчезновению *Zeugrhabdotus scutula*

(Bergen) Rutledge and Bown, распространение которого ограничено готеривом-сантоном.

Заключение. Относительно однородный вещественный состав без видимых перерывов, таксономический состав макро- и микрофоссилий, магнитостратиграфические данные (уже проведены и результаты планируется получить в ближайшее время) позволяют рекомендовать разрез Аксудере как эталонный для всего Крымско-Кавказского и Закаспийского регионов.

Литература

1. Алексеев А.С. Верхний мел // В кн.: Мазарович О.А., Милеев В.С., ред. Геологическое строение Качинского поднятия Горного Крыма. Ч. I. Стратиграфия мезозоя. 1989. М.: МГУ, с.123-157.
2. Varaboshkin E.Yu, Alekseev A.S., Kopaevich L.F. Cretaceous palaeogeography of the North-Eastern Peri-Tethys // Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology. Vol. 196, N 1-2, p. 177–208.
3. Coccioni R., Premoli Silva I. Revised Upper Albian–Maastrichtian planktonic foraminiferal biostratigraphy and magnetostratigraphy of the classical Tetyan Cubbio section (Italy) // Newsletters on Stratigraphy. 2015. Vol.48, No 1, 47-90 pp. Stuttgart.
4. Gale, A. S., Hancock, J. M., Kennedy, J.W. et al. An integrated study (geochemistry, stable oxygen and carbon isotopes, nannofossils, planktonic foraminifera, inoceramidbivalves, ammonites and crinoids) of the Waxahachie Dam Spillway section, north Texas: a possible boundary stratotype for the base of the Campanian Stage. Cretaceous Research. 2008. Vol. 29, p. 131–167.
5. Sissingh, W. Biostratigraphy of Cretaceous calcareous nannoplankton. Geologie en Mijnbouw. 1977. Vol. 56, p. 37–65.

РИНХОЛИТЫ И ВОПРОСЫ ШИРОКОГО И УЗКОГО ПОНИМАНИЯ ТАКСОНОВ

И.Р. Хузина, В.Н. Комаров

Российский государственный геологоразведочный университет
имени Серго Орджоникидзе, Москва, Россия

В течение длительного времени главной формой корреляции, связанной с применением палеонтологических данных, было сопоставление разрезов на основе метода руководящих ископаемых. В комплексе окаменелостей, типичном для конкретного стратона, отдавалось предпочтение одной или нескольким наиболее характерным формам. Впоследствии они становились индикаторами данного стратона при идентификации его в других регионах.

Понятие о руководящих формах исторически сложилось на фактическом материале из Западной Европы. Многие виды исследовались поверхностно, без выяснения их изменчивости, фацциальной приуроченности и образа жизни. Это обусловило в то время очень широкое понимание объёма вида. Многие родственные, а часто и не родственные, но имеющие большое внешнее сходство виды, принимались за один, что обеспечивало определённое практическое удобство, так как в общих чертах позволяло датировать и сопоставлять отложения на значительно удалённых друг от друга территориях.

Позднее, во второй половине XIX века науки биологического цикла, в том числе и палеонтология, испытали необычайный расцвет. Подавляющее большинство биологов и палеонтологов занимались почти исключительно систематикой. Их трудами был накоплен колоссальный фактический материал, который послужил основой для создания классификационных схем для различных ископаемых организмов. В процессе более углублённого изучения многих групп выяснилась их явная гетерогенность, а, следовательно, и необходимость разделения на генетически однородные части не только крупных систематических единиц, но и родов, а главное видов, понимавшихся слишком широко.

Многие учёные стали убеждёнными сторонниками узкого понимания систематических единиц. Обширные ареалы распространения прежних, широко понимаемых видов, распались на ряд ареалов, выделенных из них новых, более узко понимаемых видов. Выполненная ранее корреляция переосмысливалась, так как между изученными разрезами были вскрыты более сложные, чем считалось ранее, стратиграфические взаимоотношения.

Проблема широкого и узкого понимания видов в полной мере коснулась и ринхолитов. Данные ископаемые представляют собой типичную паратаксономическую группу. Систематика большинства ринхолитов искусственная и основана на функционально-экологическом подходе [3], так как точная принадлежность ринхолитов к конкретным видам головоногих моллюсков почти не известна.

Искусственная система ринхолитов вынужденно строится на отдельно взятых, обычно наиболее выразительных, легко уловимых признаках морфологического сходства и различия. При этом не учитывается их изменчивость в онтогенезе и филогенезе. Не следует также забывать и то, что “дефекты” материала ограничивают и возможности полноценных морфологических работ, так как ринхолиты демонстрируют отчётливый морфологический минимализм. Специалисты поставлены перед необходимостью использовать диагностические признаки – “самые яркие и обычно самые поверхностные и несущественные” [2, с. 59]. В основу выделения видов у ринхолитов традиционно положены детали строения капюшона и рукоятки, а также пропорции разных частей ринхолита. Таксономическое значение указанных признаков субъективно, а оценка сходства и различия форм носит во многом интуитивный характер. Основой систематики ринхолитов остаётся голотип - типичный экземпляр. Вид и другие систематические категории представляются как группа особей, тождественных голотипу. При этом понятно, что голотип не может отражать серию непрерывно меняющихся под воздействием окружающей среды особей. Близкие виды, иногда существенно отличаясь друг от друга, всё же имеют и черты сходства, позволяющие объединять их в группы. Такие ассоциации видов, имеющие отчётливые общие

морфологические особенности, называются подродами. Не следует забывать, что для ринхолитов подрод является искусственной группой, по всей видимости, объединяющей виды различного происхождения, но обладающие параллельно возникшими сходными адаптивными чертами.

В [9] авторы, придерживающиеся концепции широкого понимания таксонов ринхолитов, среди прочих признали подроды *Dentatobeccus Shimansky* и *Microbeccus Shimansky et Nerodenko* в качестве синонимов рода *Rhynchoteuthis d'Orbigny*. Позднее в [8] синонимом рода *Palaeoteuthis d'Orbigny* был признан подрод *Akidocheilus (Romanovichella) Komarov*.

Чтобы оценить обоснованность данной ревизии нам представляется интересным кратко рассмотреть некоторые общие вопросы, которые оказывают влияние на различные подходы к построению классификации ринхолитов и при этом могут послужить источником возможных неточностей.

При изучении ископаемых организмов какой-либо группы всегда можно видеть, что разные экземпляры рассматриваемой популяции отличаются друг от друга, обладая теми или иными особенностями. Они могут быть случайными (патологическими, тератологическими, с признаками абиотического воздействия) или закономерными. Среди последних различают черты, связанные с онтогенетическим развитием и особенности, представляющие собой различные отклонения от нормы, точнее от некоего усреднённого представления о данной группе организмов. Указанные явления получили название изменчивости. Принято различать возрастную и индивидуальную изменчивость. Если не учитывать способность морфологических признаков изменяться, то можно прийти к ошибочным заключениям об их систематической ценности.

Очевидно, что в любой популяции в каждый данный момент времени существует изменчивость, обусловленная возрастными различиями. Особи популяции должны различаться, по крайней мере, своей величиной. Большинство организмов претерпевает резкие изменения в процессе онтогенетического развития, изменяясь не только количественно, но и качественно. Если учитывать эти данные, то можно избежать ошибочного принятия возрастных изменений за филогенетические. Ход

индивидуального развития ринхолитов не может быть в полной мере восстановлен по строению одного экземпляра, пусть и сохраняющего следы последовательных стадий роста, происходившего путём простого приращения новых слоёв. Для этого требуется подбор возрастных серий. Однако на практике подобрать несколько ринхолитов, относящихся к одному виду и характеризующих разные возрастные стадии невероятно сложно. Это может привести к тому, что единичные, обладающие своеобразием крошечные ринхолиты могут быть приняты за самостоятельные виды.

Аномальные отклонения в строении ринхолитов очень редки и кратко рассмотрены лишь в [5]. Как показывает практика, нарушения в строении капюшона обнаруживаются реже, чем в строении рукоятки. При анализе природы аномалий следует учитывать положение ринхолита в челюсти животного – из неё выступал только капюшон, а рукоятка была прикрыта боковыми частями челюсти. Механические повреждения рукоятки в этом случае маловероятны, и все аномалии в ее строении следует объяснять какими-то болезненными, патологическими явлениями невыясненной этиологии [5]. Следы механических травм, как прижизненных, так и послесмертных, выражаются в повреждениях краёв капюшона, наличии в ринхолите трещинок и других деформациях. Таким образом, как патологические изменения (связанные с нарушением двусторонней симметрии ринхолитов), так и механические повреждения легко узнаются и не должны быть причиной ошибок в классификационных построениях.

Значительно сложнее обстоит дело с тератологическими явлениями (уродствами), которыми обычно называют резкие спонтанные аномалии, являющиеся крайними вариантами изменчивости, свойственной отдельным видам. Для ископаемых остатков (и тем более для паратаксономических групп, к которым относятся ринхолиты), понять, с уродством мы имеем дело или нет, затруднительно. Это объясняется невозможностью применения к ринхолитам генетического анализа и невозможностью судить “о степени наследуемости наблюдаемых

аномалий и об их связи с теми или иными внешними или внутренними факторами” [7, с. 221].

Очень серьёзное влияние на облик ринхолитов могут оказать процессы их коррозии. Важнейшим критерием, позволяющим избежать в этом случае ошибок в классификации ринхолитов, можно считать анализ массовых сборов.

Возвращаясь к проведённой в [8, 9] ревизии, следует отметить, что подрод *Dentatobeccus* объединяет порядка двадцати видов, у которых развит зубовидный выступ на нижней стороне капюшона [4]. Подрод *Microbeccus*, насчитывающий в настоящее время восемь видов, был установлен на основании изучения группы форм, у которых вершина рукоятки выступает над вершиной миниатюрного капюшона [6]. Указанные морфологические особенности являются необычными для ринхолитов и резко отличают таксоны, ими обладающие от других. Следует также отметить, что и дентатобеккусы и микробеккусы представляют собой долгоживущие группы, достоверно известные с поздней юры до апта включительно.

Подрод *Akidocheilus* (*Romanovichella*) отчётливо отличается от рода *Palaeoteuthis* отсутствием продольного валика и наличием необычайно резкого и высокого срединного ребра [1]. Данный подрод был описан на основе изучения одного экземпляра очень хорошей сохранности, на поверхности которого не заметны линии роста. Это позволяет считать, что наблюдаемые у него особенности морфологии не связаны с выветриванием, а являются первичными. Вопрос более точного понимания классификационного значения очень резкого и высокого срединного ребра может быть решён лишь одним способом – сбором и анализом представительного во всех отношениях материала по ринхолитам подрода *Akidocheilus* (*Romanovichella*) из сеноманских отложений Горного Крыма.

Таким образом, лишение подродов *Dentatobeccus*, *Microbeccus* и *Romanovichella* самостоятельного статуса и отнесение их к синонимам рода *Nadrocheilus* представляется нелогичным.

Как уже было отмечено выше, в палеонтологии не рекомендуется установление новых таксонов по ограниченному материалу. Но в тоже

время, вряд ли следует, обнаружив какой-то экзотический экземпляр ринхолита, своеобразие архитектуры которого не связаны с изменчивостью, механическими повреждениями или коррозией, ждать, когда будет найдено много подобных форм (этого может вообще никогда не произойти из-за неполноты палеонтологической летописи). Даже “единичные экземпляры с отклонениями в строении, которые очень трудно отнести к патологическим явлениям, целесообразно выделять в особые виды. Включая их в уже известные, хотя бы и очень близкие, мы навеки теряем эти формы в огромном потоке информации. Выделяя же в особые таксоны, обращаем на них внимание и позволяем находить подобное” [5, с. 113]. Публикации описаний подобных форм дают актуальный сравнительный материал для размышления, для его живого динамического обсуждения палеонтологическим сообществом. Применяемое в разумных пределах узкое понимание вида не должно пугать, оно не приведёт к номенклатурному хаосу. Наоборот, это значительно облегчит проблему передачи представления о виде другим исследователям и распознавание ринхолитов для решения практических задач.

Подводя итог, хотелось бы отметить, что искусственная система (какой бы конкретный её вариант не был бы предложен), со всеми её минусами, пока является для ринхолитов единственно возможной. Единственным критерием, позволяющим минимизировать её отрицательные стороны и обосновать выделение нового таксона, следует признать только имеющийся по нему массовый материал.

Литература

1. Комаров В.Н. Первая находка поздне меловых ринхолитов рода *Akidocheilus* Till // Палеонтол. журн. 2003. № 1. С. 21-23.
2. Коробков И.А. Палеонтологические описания. Л.: Недра, 1971. 200 с.
3. Шиманский В.Н. Историческая смена ринхолитов // Ископаемые головоногие моллюски. М.: Наука, 1985. С. 155-167.
4. Шиманский В.Н. Ринхолиты подродов *Arcuatobeccus* и *Dentatobeccus* из меловых отложений Крыма // Палеонтол. журн. 1986. № 2. С. 13-22.

5. Шиманский В.Н. О некоторых аномалиях в строении ринхолитов // Бюлл. МОИП. Отд. Геол. 1987. Т. 62. В. 2. С. 110-117.
6. Шиманский В.Н., Нероденко В.М. Новый подрод ринхолитов *Microbeccus* из раннего мела // Палеонтол. журн. 1983. № 4. С. 36-41.
7. Шишкин М.А., Макридин В.П. Палеопатологические и палеотератологические исследования // Современная палеонтология. Т. 1. М.: Недра, 1988. С. 219-229.
8. Riegraf W., Moosleitner G. Barremian rhyncholites (Lower Cretaceous Ammonoidea: calcified upper jaws) from the Serre de Bleyton (Departement Drome, SE France) // Ann. Naturhist. Mus. Wien, Serie A. 2010. № 112, p. 627-658.
9. Riegraf W., Schmit t-Riegraf C. Fossilium Catalogus. Mandibula fossils ammonitorum et nautilorum (Rhyncholithi et rhynchoteuthes, excl. aptychi et anaptychi). Pars 134. 1995. Kugler Publications. Amsterdam-New-York. 219 s.

СЕНОМАНСКИЙ КОМПЛЕКС – ПОСЛЕДНИЕ АККОРДЫ КРЫМСКОЙ РИНХОЛИТОВОЙ СИМФОНИИ

И.Р. Хузина, В.Н. Комаров

Российский государственный геологоразведочный университет
имени Серго Орджоникидзе, Москва, Россия

На рубеже аптского и альбского веков произошла самая значительная за всю историю существования крымских ринхолитоносителей перестройка, которая привела к кардинальному изменению и упрощению структуры их последующих комплексов [6, 8]. В это время вымерли все существовавшие в апте видовые таксоны, род *Erlangericheilus*, род *Tillicheilus*, а также все подроды рода *Nadrocheilus* (исключение составляют аркуатобеккусы, которые переходят границу апта и альба). В отложениях нижнего и среднего альба ринхолиты не встречены. Особенностью верхнеальбского комплекса является крайнее обеднение его состава. В это время появляются и получают развитие лишь

аркуатобеккусы *Hadrocheilus* (*Arcuatobeccus*) *nerodenkoi* Shimansky, а также *Rhynchoteuthis* sp.

Выше по разрезу комплекс ринхолитов меняется. Сеноман ознаменовался существенным ростом разнообразия ринхолитоносителей, которое было последним в истории их развития. Ядро сеноманского комплекса, определяющее его облик, составляют представители аркуатобеккусов. Этот подрод, как уже отмечалось, пережил все другие подроды рода *Hadrocheilus* и поэтому может рассматриваться в качестве своеобразного остаточного элемента. Большинство аркуатобеккусов встречаются в нижнем сеномане. До самого последнего времени это были *Hadrocheilus* (*Arcuatobeccus*) *alekseevi* Komarov [4], *H. (A.) ratus* Shimansky [10] и *H. (A.) selbuchrensis* Komarov [3]. Всем им присущи резкий, коленообразный переход капюшона в рукоятку, а также впервые появляющийся на данном стратиграфическом уровне совершенно плоский боковой кант борозды рукоятки.

3 июля 2017 г. наши представления о систематическом составе нижнесеноманского комплекса удалось расширить. В этот день в ходе проведения Крымской учебной геологической практики МГРИ-РГГРУ студенткой К.Р. Аглютдиновой на юго-восточном склоне горы Кременная в Тополиной балке был обнаружен интересный ринхолит. Он найден в осыпи в отложениях пачки I [1] нижнего сеномана. Вмещающая порода представляет собой известняк фораминиферовый алевритистый биотурбированный с обильным пелитоморфным карбонатом. Данный экземпляр, описанный в качестве нового вида *Hadrocheilus* (*Arcuatobeccus*) *tseisleri* Aglutdinova et Komarov sp. nov. [7] отличается от наиболее близкого вида *Hadrocheilus* (*Arcuatobeccus*) *selbuchrensis* Komarov значительно более крупным размером, слабоизогнутыми задними частями боковых краёв капюшона, более короткой и узкой по отношению к капюшону рукояткой, значительно более резким, коленообразным переходом капюшона в рукоятку, а также более коротким вентральным срединным ребром. Следует отметить, что *Hadrocheilus* (*Arcuatobeccus*) *tseisleri* является самым крупным из всех известных на сегодняшний день сеноманских представителей подрода *Hadrocheilus* (*Arcuatobeccus*).

Необыкновенно выразительна среднесеноманская ринхолитовая ассоциация. По сравнению с нижнесеноманским комплексом увеличивается ее разнообразие, что сопровождается перераспределением относительных ролей доминирующих таксонов. В это время аркуатобеккусы отходят на второй план. Они представлены миниатюрным *H. (A.) prima Komarov* [4]. Среднесеноманские представители аркуатобеккусов не известны больше нигде в мире. Получают развитие также последние представители планекапул - *Akidocheilus (Planecapula) explicatus Komarov*, а также ринхолиты подрода *Akidocheilus (Romanovichella) – A. (R.) plenus Komarov* [5]. Последние два вида являются единственными в мире поздне меловыми представителями рода *Akidocheilus*. Из верхнего сеномана бассейна среднего течения р. Бельбек указываются лишь завершающие свое развитие в Горном Крыму ринхотеутисы – *Rhynchoteuthis* sp. [9].

На рубеже сеномана и турона после вымирания всех специфических, собственно мезозойских форм происходит окончательное падение разнообразия ринхолитов. В туронских, коньякских, сантонских, кампанских и нижнемаастрихтских отложениях Горного Крыма ринхолиты пока не встречены и обнаруживаются после столь длительного перерыва лишь в верхнем маастрихте. В перечень верхнемаастрихтских форм входит только *Rhyncolites naidini (Shimansky)*. Представители рода *Rhyncolites* смогли благополучно преодолеть границу мезозоя и кайнозоя, оставшись, правда, на положении своеобразных реликтов (из дания Горного Крыма известны находки *Rhyncolites danicus Shimansky et Alekseev*).

Отмеченные общие закономерности смены комплексов крымских ринхолитов не являются случайными, а с достаточной полнотой отражают реальную общую картину изменения таксономического и морфологического разнообразия этой группы в планетарном масштабе.

Сеноманские и, тем более, послесеноманские ринхолиты в целом очень редки и представлены в основном родом *Rhynchoteuthis* – самым долгоживущим и самым широко географически распространённым среди ринхолитов [14].

Из низов верхнего кампана Северо-Западной Германии (Боварские Альпы) указывается *Rhynchoteuthis minima* [15].

Находки *Rhynchoteuthis* sp. указываются из сеномана Мадагаскара [11], верхов нижнего маастрихта Южной Германии (Боварские Альпы) [15], из маастрихта Японии (Северное Хоккайдо) [13].

Из слоёв Trichinopoly из Южной Индии известны 6 видов ринхотеутид – *Rhynchoteuthis quinquecarinatus* Pictet et Campiche, *R. sastryi* Lakshminarayana et Sana, *R. wadiai* Sastry, Mangain et Rao, *R. kapuri* Lakshminarayana et Sana, *R. sonii* Sahni et Jain и *R. kossmati* Till [12]. Следует правда отметить, что возраст данных слоёв до сих пор точно не установлен и, трактуется как позднеальбский-датский.

Имеются указания на находки верхнемеловых *Rhynchoteuthis* также в Южной Англии и Северной Африке (Алжир) [13, 16]. Указания на находки в верхнем мелу Голландии представителей *Hadrocheilus*) [16] следует, скорее всего, также трактовать как находки *Rhynchoteuthis*.

Среди представителей других родов следует отметить находки *Najborhyncholites kryvoshapkiniae* Yu. Zakharov из турона – сантона (быковская свита) Сахалина [2].

Таблица 1

Сравнительная характеристика сеноманских видов *Hadrocheilus* (*Arcuatobeccus*) из Горного Крыма

Морфологические особенности видов	Н. (А.) alekseevi Komarov	Н. (А.) prima Komarov	Н. (А.) ratus Shimansky	Н. (А.) selbuchrensis Komarov	Н. (А.) tseisleri Aglutdinova et Komarov
Длина ринхолита (L, мм)	6,1	2,6	14,0;18,0	11,5	20,1
Длина капюшона (I ₁ , мм)	2,7	1,4	9,0;12,0	6,5	11,7
Длина рукоятки (I ₂ , мм)	3,4	1,2	7,5;10,0	4,7	(6,8)
Ширина	(3,8)	1,8	8,0;9,0	9,4	13,5

капюшона (b_1 , мм)					
Ширина рукоятки (b_2 , мм)	4,2	1,9	8,0;8,0	6,7	(8,4)
Высота капюшона (H, мм)	2,9	1,0	6,0;7,0	4,1	7,7
l_1/l_2	0,79	1,17	1,2	1,38	(1,72)
b_1/b_2	(0,9)	0,95	1,0;1,1	1,4	(1,6)
H/L	0,47	0,38	0,38;0,42	0,36	0,38

Литература

1. Геологическое строение Качинского поднятия Горного Крыма. Стратиграфия мезозоя // Под. ред. О.А. Мазаровича и В.С. Милеева. М.: Изд-во МГУ, 1989. 168 с.
2. Захаров Ю.Д. Новые находки ринхолитов, анаптихов, аптихов и остатков радулы цефалопод на территории СССР // Ископаемые беспозвоночные Дальнего Востока. Владивосток. 1979. С. 80-91.
3. Комаров В.Н. Новый ринхолит из сеноманских отложений Горного Крыма // Известия вузов. Геология и разведка. 1998. № 2. С. 164-165.
4. Комаров В.Н. Новые представители подрода *Nadrocheilus* (*Arcuatobeccus*) *Shimansky* (ринхолиты) из сеноманских отложений междуречья Качи и Бодрака (Юго-Западный Крым) // Известия вузов. Геология и разведка. № 1. 2002. С. 156-159.
5. Комаров В.Н. Первая находка поздне меловых ринхолитов рода *Akidocheilus* *Till* // Палеонтологический журнал. 2003. № 1. С. 21-23.
6. Комаров В.Н. Атлас ринхолитов Горного Крыма. М.: ТИИЦ. 2008. 120 с.
7. В.Н. Комаров, К.Р. Аглутдинова, Г.В. Агафонова, И.Р. Хузина, Е.Ф. Бабицкий, М.А. Глухов. Новый представитель подрода *Nadrocheilus* (*Arcuatobeccus*) *Shimansky* (ринхолиты) из нижнего сеномана Юго-Западного Крыма // Известия вузов. Геология и разведка. 2017. № 6. С. 62-67.

8. Комаров В.Н., Грибоедова И.Г., Соколов С.А. Ринхолиты Горного Крыма // Известия вузов. Геология и разведка. 2007. № 6. С. 26-32.
9. Кравцов А.Г., Келль С.А., Кликушин В.Г. Фауна меловых отложений Горного Крыма. Л.: Изд-во ЛГИ. 1983. 117 с.
10. Шиманский В.Н. Новый ринхолит из сеномана Крыма // Палеонтологический журнал. 1973. № 3. С. 132-134.
11. Besairie H., Collignon H. Le systeme Cretace a Madagascar // Congreso Geologico Internacional. XXa Sesion, Ciudad de Mexico, 1956. El sistema cretacico. Un symposium sobre el cretacico en el hemisferio occidental y su correlacion mundial. 1956. Tomo 2, p. 445-481.
12. Lakshminarayana K.V., Sana U. Upper Cretaceous Rhyncholites from the Tiruchchirappally district (South India) Journal of Paleontology. 1979, V. 53, № 4, p. 990-996.
13. Nemoto T., Tanabe K. New record of a rhyncholite (cephalopod upper jaw element) from the Maastrichtian of Hokkaido, Japan // Paleontological Research, 2008, V. 12, № 3, p. 303-306.
14. Riegraf W., Moosleitner G. Barremian rhyncholites (Lower Cretaceous Ammonoidea: calcified upper jaws) from the Serre de Bleyton (Departement Drome, SE France) // Ann. Naturhist. Mus. Wien, Serie A. 2010. № 112, p. 627-658.
15. Riegraf W., Schmitt - Riegraf C. Rhynchoteuthis minima von der Marck, 1858 (Rhyncholite, Cephalopod Jaw) from the Latest Campanian (Cretaceous) of Westphalia (NW Germany) // Stuttgart. Beitr. Naturk. 1987, B, № 135, p. 1-35.
16. Teichert C., Spinosa C. Cretaceous and Tertiary Rhyncholites from the Western Atlantic Ocean and from Mississippi // Paleontological contributions of the University of Kansas. 1971, paper 58, p. 1-10.

СОДЕРЖАНИЕ

ПАМЯТИ В.М. ЦЕЙСЛЕРА – КОЛЛЕГИ И УЧЕНИКИ	3
М.В. МУРАТОВУ – 110 ЛЕТ. ВМЕСТО ПРЕДИСЛОВИЯ	5
<i>Андрухович А.О., Давыденко Ю.А., Туров А.В.</i> ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ МЕТОДОМ ЭЛЕКТРОМАГНИТНЫХ ЗОНДИРОВАНИЙ И ВЫЗВАННОЙ ПОЛЯРИЗАЦИИ НА КРЫМСКОЙ УЧЕБНОЙ ПРАКТИКЕ (БАХЧИСАРАЙСКИЙ РАЙОН)	8
<i>Брагин Н.Ю.</i> РАННЕЮРСКИЕ РАДИОЛЯРИИ В КРЕМНИСТЫХ ТОЛЩАХ ЭКОНАЙСКОЙ ЗОНЫ КОРЯКСКОГО НАГОРЬЯ	11
<i>Брагина Л.Г.</i> РАДИОЛЯРИИ И СТРАТИГРАФИЯ САНТОНА-НИЖНЕГО КАМПАНА ГОРНОГО КРЫМА	15
<i>Брагина Л.Г., Брагин Н.Ю.</i> РАДИОЛЯРИИ САНТОНА В РАЗРЕЗЕ БРЭЖДЭ, СЕРБИЯ	17
<i>Вишневская В.С., Гатовский Ю.А., Козлова В.А.</i> ПОЗДНЕЮРСКИЕ РАДИОЛЯРИИ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ И ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ	20
<i>Гладенков А.Ю.</i> НОВЫЕ МАТЕРИАЛЫ ПО БИОСТРАТИГРАФИЧЕСКОМУ РАСЧЛЕНЕНИЮ И ДАТИРОВАНИЮ МОРСКИХ КАЙНОЗОЙСКИХ ТОЛЩ ЗАПАДНОЙ КАМЧАТКИ ПО ДИАТОМЕЯМ	24
<i>Караулов В.Б.</i> О НЕКОТОРЫХ ОСОБЕННОСТЯХ РЕГИОНАЛЬНО- ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ПУБЛИКАЦИЙ СТОРОННИКОВ ТЕКТониКИ ПЛИТ	29
<i>Копяевич Л.Ф., Вишневская В.С.</i> ПЕРЕЛОМНЫЕ РУБЕЖИ В РАЗВИТИИ ПОЗДНЕМЕЛОВЫХ ФОРАМИНИФЕР И РАДИОЛЯРИЙ КАК ПОКАЗАТЕЛИ КЛИМАТИЧЕСКИХ ФЛУКТУАЦИЙ	36
<i>Маленкина С.Ю.</i> РОЛЬ МИКРОБИАЛЬНЫХ СООБЩЕСТВ В ПРОЦЕССАХ ФОССИЛИЗАЦИИ	40
<i>Ольшанецкий Д.М.</i> БИОСТРАТИГРАФИЯ ПАЛЕОГЕНА СЕВЕРНОЙ ПАЦИФИКИ, СТРАТИГРАФИЧЕСКИЕ КОРРЕЛЯЦИИ ПО БЕНТОСНЫМ ФОРАМИНИФЕРАМ	45
<i>Подобина В.М.</i> БИОСТРАТИГРАФИЯ АЛЬБА ЗАПАДНОЙ СИБИРИ (ПО ДАННЫМ ФОРАМИНИФЕР)	48

Садовников Г.Н. Влияние Луны на Землю в «догеологический» этап ее развития	53
Седаева К.М., Константинов Е.А., Чэнь С., Курбанов Р.Н. Особенности строения и состава лессовых отложений юго-востока Русской равнины	56
Седаева Г.М., Корнилова М.О., Лукаш В.Л. Строение и состав приповерхностного слоя донных отложений Балтийского моря (Калининградский залив)	62
Тверитинова Т.Ю., Белобородов Д.Е. Структурная позиция позднекайнозойского наземного и грязевого вулканизма в Крымско–Кавказском регионе	68
Туров А.В., Агафонова Г.В., Андрухович А.О. Строение турбидитов титона в разрезе р. Тонас (Восточный Крым)	72
Фокин П.А., Копаевич Л.Ф., Устинова М.А., Косоруков В.Л., Смольянова Д.В. Пограничные отложения сантона и кампана в разрезе Аксу-дере (Крым, Бахчисарайский р-н)	76
Хузина И.Р., Комаров В.Н. Ринхолиты и вопросы широкого и узкого понимания таксонов	81
Хузина И.Р., Комаров В.Н. Сенманский комплекс – последние аккорды Крымской ринхолитовой симфонии	87