Российская Академия наук Российский Фонд Фундаментальных Исследований Министерство образования и науки РФ ГОУ ВПО Ярославский государственный педагогический университет им. К.Д.Ушинского Геологический институт РАН

## ЮРСКАЯ СИСТЕМА РОССИИ: ПРОБЛЕМЫ СТРАТИГРАФИИ И ПАЛЕОГЕОГРАФИИ

## Второе всероссийское совещание

Ярославль, Ярославский государственный педагогический университет им. К.Д.Ушинского, 26-30 сентября 2007 г



# JURASSIC SYSTEM OF RUSSIA: PROBLEMS OF STRATIGRAPHY AND PALEOGEOGRAPHY Second all-Russian meeting

Yaroslavl: Yaroslavl State Pedagogical University, September 26-30, 2007

Editor-in-chief: Zakharov V.A. Redaction board: Dzyuba O.S., Kiselev D.N, Rogov M.A.

> Ярославль 2007

УДК: 551.762 (470) ББК 26.323.26 я431 Ю 813



Издание осуществлено при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований, грант № 05-05-74100

Юрская система России: проблемы стратиграфии и палеогеографии. Второе Всероссийское совещание [текст]: научные материалы / В.А.Захаров (отв. ред.), О.С. Дзюба, Д.Н.Киселев, М.А.Рогов (редколлегия) - Ярославль: Изд-во ЯГПУ, 2007. 278 с.

В материалах совещания представлены новые данные по разным аспектам изучения юрской системы России и стран ближнего зарубежья. Большинство представленных работ, что отражено в названии, посвящены проблемам биостратиграфии, фациального анализа и палеогеографии. Кроме того, в сборнике представлены работы по седиментологии, комплексному анализу геолого-геофизических и геохимических данных нефтегазоносных бассейнов и истории геологических исследований.

Для широкого круга геологов и палеонтологов.

Ответственный редактор: В.А. Захаров Редакционная коллегия: О.С. Дзюба, Д.Н. Киселев, М.А. Рогов

ISBN 978-5-87555-308-0

- © Коллектив авторов, 2007
- © ГИН РАН, 2007
- © ГОУ ВПО Ярославский государственный педагогический университет

им. К. Д. Ушинского, 2007

#### ПРЕДИСЛОВИЕ

За два года, прошедших после первого совещания: «Юрская система России: проблемы стратиграфии и палеогеографии», финансовая ситуация в российской науке в целом и геологической, в частности, улучшилась. Эта положительная тенденция, прежде всего, отмечена некоторым оживлением экспедиционных работ и заметным возрастанием командированных специалистов на Всероссийские и Международные совещания. Хотя число участников осталось приблизительно таким же, как два года назад (138 против 130), возросло как число учреждений, которые представляют участники (48 против 42), так и число стран (7 к 4) и городов (26 к 24). Мы надеемся, что большинство из тех, кто заявил устные или стендовые доклады, смогут приехать в Ярославль. Надо полагать, что лабораторное изучение нового «полевого» материала и переосмысление научной информации приведут в ближайшем будущем не только к получению новых результатов, но и повышению качества научной продукции. Пожалуй, наиболее заметным событием в истории исследований юрской системы прошедших двух лет было проведение 6-го Международного конгресса по юрской системе в г. Кракове в сентябре 2006г. (см. отчет, опубликованный в журнале «Стратиграфия. Геологическая корреляция», 2007, No3). Конгресс был чрезвычайно представительным как по числу участников из разных стран, так и по широте тематики, охватившей все стороны исследований юрской системы Земли. Для стратиграфов важнейшее значение имели вопросы, связанные с обсуждением точек глобальных стратотипов разрезов (TГСР=GSSP) большого числа ярусов: геттанга (и границы триасовой и юрской систем), тоара, келловея, оксфорда, кимериджа и титона. Необходимо отметить, что наши специалисты вышли с предложениями о выборе (TГСР=GSSP) на территории России для келловея, оксфорда, и титона., а уже после окончания конгресса, по предложению наших зарубежных коллег – келловея. По нашему мнению, типовой разрез границы бата и келловея в Нижегородской области (д. Просек) имеет неплохие шансы на выбор места «золотого гвоздя». По крайней мере, рабочая группа из научных и учебных заведений Москвы, Новосибирска, Саратова и Ярославля многое для этого сделала и собирается доложить свои результаты на этом Втором совещании. В материалах прошедшего совещания была опубликована вторая версия «бореального зонального стандарта» юрской системы. Не отрицая самой идеи обособления бореальной зональной шкалы, она подверглась критики в отношении наименования (Ю.С. Репин) и последовательностей аммонитовых зон (В.В. Митта) преимущественно, в отделе средней юры. В отношении «переименования» бореальной шкалы в печати и в настоящих материалах (В.А. Захаров) приведены аргументы в поддержку прежнего наименования.

Что касается разных вариантов аммонитовой шкалы (как и шкал по другим группам фоссилий) в бореальном стандарте, то процесс ревизии, как представляется, никогда не может (и не должен) останавливаться. Учитывая сказанное коллективу авторов следовало бы завершить работу над второй версией зональной бореальной шкалы в ближайшее время, чтобы опубликовать ее до начала Международного геологического конгресса в Норвегии (Осло, август 2008г.).

Следует напомнить участникам совещания, как и всем «юристам» страны, большая часть которой является не только бореальной, но и арктической, что с марта 2007г. начался Международный полярный год, который продлится в течение двух лет до марта 2009г. Юрские морские и континентальные толщи покрывают значительные пространства по побережью Северного Ледовитого океана российской Евразии, арктическим островам и шельфам окраинных морей. Хорошо известен углеводородный потенциал этих отложений. Призываем участников совещания и руководителей научных и учебных учреждений в ближайшие два года уделить особое внимание юрским отложениям Арктики.

Желаем вам удачи в исследованиях по юрской системе России.

Ответственный редактор



## В.П. Алексеев $^{1}$ , Э.О. Амон $^{2}$

<sup>1</sup>Уральский государственный горный университет (УГГУ), Екатеринбург, Россия, e-mail: igg.lggi@ursmu.ru <sup>2</sup>Институт геологии и геохимии (ИГиГ) УрО РАН, Екатеринбург, Россия, e-mail: amon@igg.uran.ru БАССЕЙНОВАЯ НЕПАЛЕОНТОЛОГИЧЕСКАЯ СТРАТИГРАФИЯ ЮРЫ СЕ-ВЕРНОЙ ЕВРАЗИИ: ПОИСК И ЗНАЧИМОСТЬ ИНВАРИАНТОВ

## V.P. Alexeev<sup>1</sup>, E.O. Amon<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Urals State Mining University, Ekaterinburg, Russia <sup>2</sup>Institute of Geology and Geochemistry, Urals Branch RAS, Ekaterniburg, Russia Basin nonpaleontologic stratigraphy of Jurassic in Northern Eurasia: the search and amount of invariants

К настоящему времени одним из наиболее широко используемых при изучении литосферы методов стал *бассейновый анализ* (basin analysis) как междисциплинарный подход к изучению осадочных бассейнов [9]. К последним относятся впадины, выраженные в современных структурах, залегающие на коре любого типа и заполненные недеформированным или слабо деформированным осадочным чехлом мощностью в депоцентре не менее 0,5 км [7]. Фундаментальное свойство недеформированности вполне логично вызывает представление о *бассейновой стратиграфии* [4]. При этом обычно говорят как о *внутри*бассейновом (региональном, местном) ее уровне, так и о *меж*бассейновом стратиграфическом сопоставлении толщ.

Кризис бассейновой стратиграфии, отмеченный и охарактеризованный во многих работах, особенно последовательно – Ю.Н. Карогодиным [4; и др.], ярко проявляется в интенсивно осваиваемом Западно-Сибирском осадочном мегабассейне. В основном он предопределен «запретом» на скольжение границ свит, традиционно выделяемых по принципу литологической однородности, но не должных при этом выходить за рамки возрастных изменений в объеме подъяруса. Поскольку же границы свит с миграционным типом слоенакопления *обязаны* «скользить» во времени, причем «...тем сильнее, чем на большее расстояние они прослеживаются» [8, с. 204], то в рамках существующих правил происходит неизбежное увеличение количества свит. В свою очередь, это чрезмерно усложняет ведение поисковоразведочных работ.

Как и многие другие исследователи, мы видим один из магистральных путей преодоления сложившегося кризиса в учете многопорядковой цикличности для целей стратиграфии [3]. Состав литоциклов может сколько угодно меняться по латерали (вплоть до инверсии «треугольниковых» циклитов). Границы же литоциклов, если и будут скользить во времени, то градиент данного скольжения настолько мал, что пока его невозможно фиксировать и определить, поскольку он выходит за пределы точности палеонтолого-стратиграфического метода.

Вместе с тем, существенно (и по некоторым аспектам – принципиально) иной подход к стратификации терригенных толщ может быть рассмотрен с позиции *инвариантов*, как результатов реализации неких закономерностей *вне* временных зависимостей. Для иллюстрации этого положения сошлемся на разработки в области синергетического мировидения. Вполне «...парадоксальная идея – это идея представленности, сосуществования прошлого и будущего в настоящем. Сложные по своей конфигурации пространственные структуры-аттракторы содержат информацию о своем прошлом и будущем. Откуда это следует? Из того факта, что это – установившиеся, автомодельные процессы, а значит, они описываются пространственно-временными инвариантами, а в инвариантах, как мы знаем, время и пространство не свободны, а определенным образом связаны друг с другом» [5, с. 27].

Такой инвариант для угленосных толщ раннемезозойской эпохи торфо(угле)накопления ( $T_3-J_{2-3}$ ) нами предложен в виде концептуальной сводной модели ее строения (рис.). В наиболее полном виде она состоит из трех частей, в основном соответствующих трем подформациям – инициальной (И), обычно застойно-озерной; основной (О), часто с четкой базальной частью (Б), направленно изменяю-

щейся полифациальной и, как правило, сложнопостроенной (O<sub>1</sub>, O<sub>2</sub>, ...); а также финальной ( $\Phi$ ) – от аллювиально-пролювиальной до пестроцветной аридной и морской. Для нас важна регрессионная (предсказывающая) роль предложенной модели, что проверено практически на всех внутриконтинентальных раннемезозойских УФ России и Северного Казахстана, а в последние годы – на материале тюменской свиты Шаимского нефтегазоносного района (НГР) [1, 2].

Для тюменской свиты Шаимского НГР, в условиях редукционного характера ее нижней части, постоянство строения модели сохраняется даже при неодновременном последовательном вовлечении отдельных блоков в процессы осадко- и торфонакопления (до определенного, конечно, предела) [2]. Эти нарушения нивелируются скольжением инициальной части формации, «запечатывающей» породы фундамента. Иначе говоря, накоплением таковой осуществляется запуск системы осадко- и торфонакопления в действие. Уместно отметить, что именно данному механизму и обязана высокая стратиграфическая валидность тюменской свиты на территории не только Шаимского НГР, но и в более широких пространственных пределах. Запуск системы производится факторами и событиями геологической эволюции в предшествующий период, это своего рода генераторы (генератор) автоколебательных процессов с релаксацией в неравновесной, гетерогенной и нелинейной среде. Запуск системы генератором автоколебаний затем дополняется полосой синхронизации и установлением синхронных режимов во всех локальных объектах и ячеях системы осадконакопления, но нарушение режима синхронизации выводит систему либо в режим биений, либо в новый синхронизм с новым стабильным распределение фаз и амплитуд с новой общей частотой. Отсюда следует, что новый синхронизм вызывается к жизни новым генератором, который на временной шкале лежит вне пределов анализируемой системы – это и есть тот аттрактор, о котором говорилось выше. Наиболее сложная задача при таком подходе - это идентификация, распознавание аттрактора, а затем визуализация и вербализация его в привычной понятийно-терминологической и знаковой трактовке.

В качестве инициальной части формации при полном разрезе тюменской свиты в Шаимском НГР выступает радомская пачка, а финальной – абалакская свита. Аттрактором, приведшим систему осадконакопления тюменской свиты к финальной части, может служить позднеоксфордская раннекимериджская фаза тектономагматической активизации, явившаяся важной вехой в посттриасовой истории Западно-Сибирского мегабассейна, и с которой связывается его существенная структурная перестройка [6].

Предлагаемая модель легко транслируется и на более высокий иерархический уровень – весь нижнеплитный этаж Западно-Сибирского мегабассейна, по меньшей мере, на наиболее изученную Обы-Иртышскую фациальную область. Здесь в качестве инициальной части формации выступает тогурская свита, а основная часть делится на две (обобщенно: нижнюю – шеркалинскую, и верхнюю – тюменскую). Севернее, в Обь-Тазовской и Ямало-Гыданской фациальных областях инициальная часть формации будет представлена позднетриасовой тампейской серией, а базальная часть основной части формации – береговой свитой. Суммарная мощность отложений здесь может достигать 1200–1500 м, что соответствует наиболее мощным угленосным толщам в обрамлении Западно-Сибирской плиты.

Общее скольжение (омоложение) возраста мезозойских угленосных толщ Северной Евразии в восточном направлении от Урала до Забайкалья установлено еще П.И. Степановым и И.И. Горским. В соответствии с этим, в Южно-Якутском бассейне раннемезозойская эпоха торфо(угле)накопления переходит в позднемезозойскую (J<sub>3</sub>-K<sub>1</sub>). Основная часть формации здесь запечатывается мощным торфо (угле)накоплением. Мощные угольные пласты, играя в целом роль диссипативных структур, характери-

зующих в неравновесных условиях переход от хаоса к порядку, закономерно «скользят» по наблюдаемым разрезам также в направлении с запада на восток [2].

Позднеюрский максимум содержаний OB, в целом приуроченный «...к тонким осадкам заливов, лагун, бухт, внутренних мелководных морей...» [7, с. 95], в Западной Сибири реализован в баженовской свите. Весьма заманчивым выглядит представление модели (см. рис.) в следующем виде (по юго-востоку Западно-Сибирского бассейна, с угленосной васюганской свитой):

> инициальная часть формации – тогурская или иланская свиты (китербютский горизонт);

Рис. Модель строения внутриконтинентальной терригенной (угленосной) раннемезозойской формации:

1 – конгломераты и гравелиты; 2 – песчаники; 3 – алевролиты и аргиллиты; 4 – пестроокрашенные породы; 5 – внутриформационные перерывы и несогласия.



- нижняя основная часть формации нижне-среднеюрские (без келловея) отложения от надояхского до малышевского горизонтов;
- верхняя основная часть формации верхнеюрские васюганский, георгиевский и баженовский горизонты;
- финальная часть нижнемеловая ачимовская толща и ее аналоги.

Интегрируя высказанные, в целом не бесспорные представления (особенно последнее!), укажем, что первопричины широкого соответствия наблюдаемых конкретных разрезов ограниченному числу моделей (в нашем случае – одной) прекрасно описываются с позиций синергетики. Самостоятельно выйдя на понимание эквифинальности при формировании раннемезозойских внутриконтинентальных терригенных толщ [1], мы с удовольствием верифицируем эти представления развернутой ссылкой из работы [5, с. 130]: «...если система (среда) попадает в поле притяжения определенного аттрактора, то она неизбежно эволюционирует к этому относительно устойчивому состоянию (этой структуре). С определенного класса начальных возмущений системы (среды) имеет место выход на эту структуру. Это представление фактически было предугадано Людвигом фон Берталанфи, который выдвинул идею о том, что открытые биологические системы обладают свойством *эквифинальности* (лат. *аеquus* – равный), т.е. они способны достигать определенного конечного состояния независимо от вариаций в некоторых пределах начальных условий».

#### Литература

1. Алексеев В.П. (2006) Литологические этюды. Екатеринбург: Изд-во УГГУ, 2006. 149 с.

2. Алексеев В.П. (2006) Локализация мощного торфо(угле)накопления в ракурсе седиментологических представлений // Геология угольных месторождений. Екатеринбург: Изд-во УГГУ, 2006. Вып.16. С.49-65.

3. Ботвинкина Л.Н., Алексеев В.П. (1991) Цикличность осадочных толщ и методика ее изучения. Свердловск: Изд-во Урал. ун-та, 1991. 336 с.

4. Карогодин Ю.Н. (2003) Кризис бассейновой стратиграфии и пути выхода из него (Западная Сибирь. Системно-литмологический подход) // Актуальные проблемы нефтегазоносных бассейнов. Новосибирск: Изд-во НГУ, 2003. С.8-42.

5. Князева Е.Н., Курдюмов С.П. (2007) Синергетика: Нелинейность времени и ландшафты коэволюции. М.: КомКнига, 2007. 272 с.

6. Колокольцев В.Г., Ларичев А.И., Мордвинцев М.В., Скачек К.Г. (2007) Изотопногеохронологические свидетельства позднеоксфордской-раннекимериджской тектоно-магматической активизации Западно-Сибирской плиты // VIII Международная конференция "Новые идеи в науках о Земле". Т.2. М.: РГГРУ, 2007, с.112-115.

7. Осадочные бассейны: методика изучения, строение и эволюция. М.: Научный мир, 2004. 526 с.

8. Романовский С.И. (1988) Физическая седиментология. Л.: Недра, 1988. 240 с.

9. Einsele G. (2000) Sedimentary basins. Evolution, facies and sediment budget. Edit. 2. Springer-Verlag Berlin Heidelberg New York, 2000. 792 p.

#### А.С. Алифиров, А.Е. Игольников

Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А.Трофимука (ИНГГ) СО РАН, Новосибирск, Россия, e-mail: AlifirovAS@ipgg.nsc.ru; IgolnikovAE@ipgg.nsc.ru

## НОВЫЕ НАХОДКИ ВОЛЖСКИХ И БЕРРИАССКИХ АММОНИТОВ ИЗ ЯНОВ-СТАНСКОЙ СВИТЫ СЕВЕРА ЗАПАДНОЙ СИБИРИ

#### A.S. Alifirov, A.E. Igolnikov

Trofimuk Institute of Petroleum Geology and Geophysics (IPGG) SB RAS, Novosibirsk, Russia New finds of Volgian and Berriasian ammonites from Yanov Stan Formation of North Western Siberia

Новый хорошо охарактеризованный макрофауной разрез верхней юры и низов мела вскрыт недавно пробуренной на северо-восточном борту Большехетской гемисинеклизы скважиной Хальмерпаютинская-2099. Скважина расположена в Тазо-Хетском структурно-фациальном районе Обь-Ленской фациальной области [1]. Вскрыты и охарактеризованы керном верхняя часть малышевской свиты, сиговская и яновстанская свиты. Точинская и мегионская свиты выделены по каротажу. Породы всех этих свит слагают восточный борт Большехетской мегасинеклизы.

Яновстанская свита, включающая волжские и нижнюю часть берриасских отложений, выделена в интервале 3638,8–4115,5 м и представлена преимущественно алевроаргиллитами и аргиллитами. В керне обнаружены многочисленные остатки макро- и микрофауны. Характерные комплексы палиноморф обнаружены только в верхней части свиты.

Нами была изучена коллекция волжских и берриасских аммонитов, которыми охарактеризован интервал от 3968,7 до 3649,8 м. Определения аммонитов, сделанные с учетом сохранности в открытой номенклатуре, а также принятые во внимание данные по другим группам фауны (двустворки, фораминиферы) позволили достаточно надежно опознать в данном разрезе яновстанской свиты несколько аммонитовых зон волжского и беррисского ярусов, а также, с известной степенью точности, провести границу юры и мела (рис.). Изученный разрез яновстанской свиты представлен наиболее полной последовательностью аммонитовых зон волжского яруса и низов берриаса. Разрез можно рекомендовать в качестве типового разреза яновстанской свиты Тазо-Хетского структурно-фациального района.

Ниже приведены краткие описания аммонитов, изображенных на фототаблице. Номера экземпляров соответствуют номерам фигур.

Экземпляры № 10, 11 полуинволютные с приподнятыми редкими первичными ребрами отнесены к роду *Dorsoplanites* Semenov. Экз. № 11 – *D*. cf. *ilovaiskii* Mesezhn., происходит с глубины 3962,4 м, имеет чередующиеся двойные и вставные ребра, что позволяет сблизить его с видом *D. ilovaiskii*. Экз. № 10 – *D*. ex gr. *tricostatus* Michlv, найден на глубине 3959,28 м и представляет собой более густоребристую форму *Dorsoplanites*, хотя характер ветвления ребер этого экземпляра не совсем ясен. Сопутствующие двустворчатые моллюски: *Buchia mosquensis* (Buch), *B. russiensis* (Pavl.). Находки этих аммонитов позволяют предполагать наличие в интервале 3968,7–3955,8 м разреза частей зон ilovaiskii и maximus средневолжского подъяруса.

В 134,28 м выше в двух образцах керна обнаружены аммониты вышележащих зон. В одном образце (экз. № 8, гл. 3823,7 м) представлено скопление ювенильных форм, напоминающих, судя по описаниям некоторых палеонтологов (А.О. Михальский, М.С. Месежников и др.), внутренние обороты вида *Laugeites stschurovskii* (Nik.). Нами эти формы определены как *Laugeites* sp. juv. С внутренними оборотами выше указанного вида их сближает присутствие частых бипликатовых ребер. Некоторые разногласия в определении вызвал найденный несколько ниже аммонит (экз. № 9, гл. 3825 м) – *Craspedites* sp. По мнению авторов, достаточно узкий пупок и сглаженная скульптура на большей части боковой стороны позволяют отнести этот экземпляр к роду *Craspedites* Pavlow. Обнаруженные в интервале 3812–3826,2 м массовые скопления *Buchia mosquensis* (Buch) и *B. russiensis* (Pavl.) (по данным Б.Н. Шурыгина), комплекс микрофауны f-зоны с *Dorothia tortuosa* (по данным Б.Л. Никитенко) и *Laugeites* sp. juv. достаточно уверенно указывают на средневолжский возраст вмещающих отложений. Судя по известной нам литературе, краспедиты из средневолжского подъяруса Западной Сибири ранее

Юрская система России: проблемы стратиграфии и палеогеографии



не указывались. Возможно, что это первая аммонитов находка Craspedites рода в средневолжском подъярусе Западной Сибири. Интервал 3825-3823.7 м отнесен нами к зоне groenlandicus. Следующая группа аммонитов найдена в интервале от 3701,7 до 3695,4 м. Экз. № 7 (гл. 3701,7 м) – отпечаток раковины аммонита с прямыми двойными ребрами, с известной долей условности он определен нами как Craspedites (Taimyroceras) sp. ind. Особый интерес В этом интервале разреза представляет находка аммонита Schulginites ex gr. pseudokochi Mesezhn. (экз. № 6, гл. 3696.8 м). Этот

Рис. Расчленение разреза яновстанской свиты в скважине Хальмерпаютинская-2099 по аммонитам.

экземпляр несет на себе как признаки рода Schulginites Casey – открытый пупок, так и Hectoroceras Spath – сохранение четкой скульптуры при крупном диаметре (~ 90 мм). Экз. № 5 (гл. 3695,4 м) – Subcraspedites (?) sp. (диаметр ~ 40 мм) с выпуклыми боками, умеренно широким пупком, хорошо выраженными первичными ребрами, разделяющимися на две ветви, а с диаметра ~ 30-33 мм появляется третье ребро, либо вставное, либо нечетко сочленяющееся с основным. Указанные признаки сближают наш экземпляр с видом Craspedites (?) arcticus Schulg. из зоны okensis [2], переведенным позже в род Subcraspedites Spath [3]. По мнению авторов, описанный выше Subcraspedites (?) sp. происходит из более высокого стратиграфического интервала, чем зона okensis, вероятно, соответствующего частям слоев с maurynijensis, pulcher. Таким образом, определенные Craspedites (Taimyroceras) sp. ind., Schulginites ex gr. pseudokochi Mesezhn. и Subcraspedites (Subcraspedites ?) sp. дают основание полагать присутствие в разрезе уровня taimyrensis – maurynijensis, pulcher, что подтверждается совместными находками Buchia ex gr. unschensis (Pavl.), B. fisheriana (d'Orb.), Ammodiscus veteranus.

В 12,2 м выше по разрезу (гл. 3683,2 м) найден экз. № 4 – *Praetollia* ex gr. *maynci* Spath с узким пупком и густой скульптурой в виде прямых двойных ребер. Находка этого аммонита может указывать на присутствие зоны Chetaites sibiricus, т.е. самых нижних горизонтов берриаса. Выше по разрезу, в интервалах 3664–3679 м и 3648–3649,8 м, встречен типичный берриасский комплекс аммонитов. Экз. № 3 (гл. 3670,1 м) и экз. № 2 (гл. 3669 м) – *Hectoroceras* cf. *kochi* Spath с очень узкими пупками и двойными серповидно изогнутыми ребрами. Эти аммониты позволяют уверенно говорить о присутствии в разрезе части зоны kochi. Экз. № 1 с глубины 3649,5 м определен как *Surites* ex gr. *analogus* (Bogosl.), указывающий на присутствие зоны analogus.

Таким образом, в скважине Хальмерпаютинская-2099 в разрезе яновстанской свиты установлены следующие аммонитовые уровни: 1) ilovaiskii и maximus; 2) groenlandicus; 3) taimyrensismaurynijensis, pulcher; 4) maynci; 5) kochi; 6) analogus. Границу волжского яруса и бореального берриаса в изученной скважине следует проводить внутри интервала 3695,4–3683,2 м между находками Subcraspedites (?) sp. и Praetollia ex gr. maynci Spath.

#### Литература

1. Решение 6-го Межведомственного стратиграфического совещания по рассмотрению уточненных стратиграфических схем мезозойских отложений Западной Сибири (Новосибирск, 2003 г.). Новосибирск: СНИИГГиМС, 2004. 114 с.

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

3. Шульгина Н.И. (1985) Бореальные бассейны на рубеже юры и мела. Л.: Недра, 1985. 162 с.



Фототаблица. Волжские и берриасские аммониты из яновстанской свиты севера Западной Сибири (объяснения фигур см. в тексте).



#### В.В. Аркадьев

Санкт-Петербургский государственный университет (СПбГУ), геологический факультет, Санкт-Петербург, Россия, e-mail: arkad@GG2686.spb.edu

## ГРАНИЦА ЮРЫ И МЕЛА В ГОРНОМ КРЫМУ

V.V. Arkadiev Saint-Petersburg State University (SPSU), geological faculty, Saint-Petersburg, Russia The Jurassic-Cretaceous boundary in the Crimean Mountains

Граница юры и мела в Средиземноморской области проведена в основании зоны Jacobi-Grandis [10], в настоящее время называемой зоной Jacobi [13,16]. Как известно, эта граница в стратотипической области Юго-Восточной Франции не обоснована находками аммонитов, выбрана из четырех вариантов ее проведения и принята лишь в результате голосования. С тех пор дискуссия вокруг границы не утихает. Ф. Худемакер настойчиво отстаивает вариант ее положения в основании зоны Occitanica [12]. В результате изучения более полных, чем в Юго-Восточной Франции, разрезов титона – берриаса в Испании [14,15] по находкам аммонитов выделены зоны титона [11] и показано, что рубеж Durangites – Jacobi палеонтологически очень четкий.

В Горном Крыму граница юры и мела по аммонитам обоснована недостаточно. В последние десять лет наметилась явная диспропорция в изучении аммонитов титона и берриаса этого региона. Усилия автора и коллег были направлены в основном на биостратиграфическое расчленение берриаса и изучение берриасских аммонитов, что нашло отражение в уточненном варианте зональной схемы берриасского яруса Горного Крыма [1]. В рамках этих работ изучалась и граница юры и мела. Одним из районов, где широко развиты морские пограничные отложения юры и мела, является Восточный Крым. В результате исследований, проведенных здесь автором, в Феодосийском разрезе ниже берриасского обнаружен титонский комплекс аммонитов, намечена граница юры и мела внутри литологически однородной двуякорной свиты [3]. Однако даже с учетом этих работ описанию и изображению титонских аммонитов Крыма посвящено лишь три публикации [2,6,9]. Несмотря на неравнозначность изучения титона и берриаса Горного Крыма, уже сейчас можно сделать определенные выводы по биостратиграфическому распространению аммонитов в этом интервале разреза и, соответственно, по границе юры и мела.

Стратиграфическое распространение изученных аммонитов титона – берриаса в Горном Крыму показано в таблице. В ней не учтены данные по таким аммонитам, как филлоцератиды, протетрагонитиды, представители родов Spiticeras, Bochianites – они имеют широкое распространение по всему разрезу берриаса и, как правило, не используются для разработки биостратиграфических схем.

Титон охарактеризован восемью видами аммонитов родов Lithacoceras, Richterella, Semiformiceras, Paraulacosphinctes, Oloriziceras, ?Lingulaticeras, Phylloceras, принадлежащих семействам Perisphinctidae, Aspidoceratidae, Haploceratidae, Phylloceratidae. Доминантами являются два первых семейства. Кроме того, в списках определений указываются такие характерные титонские виды, как Aspidoceras cf. rogoznicense и Semiformiceras semiforme [8].

Из берриаса Горного Крыма описано и изображено примерно 60 видов аммонитов, принадлежащих 14 родам. Доминирующим берриасским семейством является Neocomitidae (подсемейство Berriasellinae). На уровне зоны Jacobi появляются 7 новых родов – Pseudosubplanites, Berriasella, Delphinella, Fauriella, Tirnovella, Retowskiceras, Malbosiceras. В основании вышележащей зоны Occitanica в Крыму не зафиксировано появления ни одного нового рода. Лишь в верхней части зоны Occitanica возникает характерный род Dalmasiceras.

Титонский ярус Горного Крыма характеризуется своим собственным набором аммонитов, резко отличным от берриасского. Для него характерны, прежде всего, перисфинктиды и аспидоцератиды. Ни один из видов указанных родов не переходит в берриас. Эти особенности аммонитового "ядра" титона подчеркивались еще В.Л. Егояном [4].

Берриасский комплекс аммонитов, как было отмечено в решениях Меловой комиссии МСК

СССР [7], а также при характеристике яруса В.Л. Егояном [4] и Т.Н. Богдановой [5], отличается от титонского отсутствием Perisphinctidae и Aspidoceratidae. Данные автора полностью подтверждают это. Для берриаса типичны представители Neocomitidae (берриаселлины). Распространение аммонитов в берриасском разрезе Горного Крыма убедительно указывает на необходимость проведения границы между титоном и берриасом в основании зоны Jacobi (ее проведение в основании зоны Occitanica по аммонитам не обосновывается).

#### Литература

1. Аркадьев В.В., Богданова Т.Н., Лобачева С.В. и др. Берриас Горного Крыма: проблемы зонального расчленения и корреляции / Меловая система России и ближнего зарубежья: проблемы стратиграфии и палеогеографии. Сб. материалов третьего Всероссийского совещания (Саратов, 26-30 сентября 2006) / Ред. В.А. Мусатов. Саратов: Изд-во СО ЕАГО, 2006. С. 18-20.

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

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

4. Егоян В.Л. О границе юрской и меловой систем и объеме берриаса // Советская геология. 1975. № 4. С. 33-47.

5. Зоны меловой системы в СССР / Ред. В.А. Прозоровский. Л.: Наука. 1989. 240 с.

6. Овечкин Н.К. Стратиграфия и фауна аммонитов верхнеюрских отложений юго-западного Крыма // Вестн. ЛГУ. 1956. № 6. С. 12-29.

7. Постановления Межведомственного стратиграфического комитета и его постоянных комиссий. М., 1970. Вып. 11. С. 45-53.

8. Успенская Е.А. Юрская система. Верхний отдел // Геология СССР. Т. 8. Крым. Ч. 1. Геологическое описание. М.: Недра, 1969. С. 114-155.

9. Химшиашвили Н.Г. Позднеюрская фауна моллюсков Крымско-Кавказской области. Тбилиси: Мецниереба, 1967. 172 с.

10. Colloque sur la limite Jurassique-Crétacé (Lyon Neuchâtel, September, 1973) // Mém. Bureau Rech. Géol. Min. 1975. T. 86. 383 p.

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

12. Hoedemaeker P.J. Ammonite biostratigraphy of the uppermost Tithonian, Berriasian and lower Valanginian along the Rio Argos (Caravaca, SE Spain) // Scripta Geol. 1982. V. 65. P. 1-81.

13. Hoedemaeker P.J., Reboulet S., Aguirre-Urreta M.B. et al. Report on the 1<sup>st</sup> International Workshop of the IUGS Lower Cretaceous Ammonite Working Group, the "Kilian Group" (Lyon, 11 July 2002) // Cretaceous Res. 2003. V. 24. P. 89-94.

14. Tavera J.M. Los ammonites del tithonico superior – berriasense de la zona Subbetica (Cordilleras Beticas). Tesis Doctoral. Granada: Universidad de Granada, 1985. 381 p.

15. Tavera J.M., Oloriz F., Company M., Checa A. Mediterranean ammonites and the Jurassic-Cretaceous boundary in Southern Spain (Subbetic Zone) // Acta Geol. Hungarica. 1986. V. 29. № 1-2. P. 151-159.

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





# <u>В.А. Басов</u><sup>1</sup>, Л.В. Василенко<sup>1</sup>, Н.В. Куприянова<sup>1</sup>, <u>Б.Л. Никитенко</u><sup>2</sup>, С.В. Меледина<sup>2</sup>, Б.Н. Шурыгин<sup>2</sup>

<sup>1</sup>ВНИИОкеангеология, Санкт-Петербург, Россия, e-mail: BasovVA@gmail.com <sup>2</sup>Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А.Трофимука (ИНГГ) СО РАН, Новосибирск, Россия, e-mail: NikitenkoBL@ipgg.nsc.ru

#### БИОСТРАТИГРАФИЯ ЮРЫ И НИЖНЕГО МЕЛА ШЕЛЬФА БАРЕНЦЕВА МОРЯ

V.A. Basov<sup>1</sup>, L.V. Vasilenko<sup>1</sup>, N.V. Kupriyanova<sup>1</sup>, B.L. Nikitenko<sup>2</sup>, S.V. Meledina<sup>2</sup>, B.N. Shurygin<sup>2</sup>

<sup>1</sup>VNIIOceangeologia, St. Petersburg, Russia <sup>2</sup>Trofimuk Institute of Petroleum Geology and Geophysics (IPGG) SB RAS, Novosibirsk, Russia Jurassic and Cretaceous biostratigraphy of the Barents Sea shelf

Шельф и обрамление Баренцева моря является крупной нефтегазовой провинцией мира. На протяжении последних трех десятилетий стратиграфия этой территории активно изучалась как по естественным выходам на окружающих шельф островах (Шпицберген, Земля Франца-Иосифа, Новая Земля), так и по керну пробуренных скважин. Результатом обобщения полученных палеонтологических материалов явилась стратиграфическая схема мезозоя, разработанная специалистами из ВНИИОкеан-геология. Стратиграфия юры и мела шельфа Баренцева моря отличается высокой детальностью благодаря широкому распространению аммонитов, двустворок, фораминифер и остракод (рис. 1) и хорошей их изученности [1–4, 7; и др.]. Разработка зональных схем для Шпицбергена, Земли Франца-Иосифа, Новой Земли проводилась примерно в одно время с разработкой и совершенствованием схем мезозоя севера европейской части России и севера Сибири. Все эти схемы хорошо между собой скоррелированы.

В последние десятилетия на шельфе Баренцева моря широко проводятся нефтегазопоисковые и буровые работы и открыты месторождения нефти и газа. В связи с этим крупномасштабное геологическое картирование и геолого-поисковые работы требуют высокоразрешающей биостратиграфической основы и стратиграфических схем нового поколения. Эффективность геолого-разведочных и поисковых работ зависит от степени и детальности стратиграфической основы, возможности наиболее достоверно реконструировать фациальные обстановки. Для разработки и детализации стратиграфических шкал Баренцевоморской части шельфа с целью наиболее дробного биостратиграфического расчленения и достоверных корреляций отложений назрела необходимость обобщения монографически обработанных основных групп фоссилий, проведения сопоставлений разрезов, вскрытых глубоким бурением на шельфе и с естественными выходами на окружающих островах (рис. 1). На севере Сибири благодаря многолетним комплексным исследованиям непрерывных разрезов, содержащих богатые ассоциации макро- и микрофауны, разработан комплекс увязанных между собой параллельных автономных зональных шкал юры и мела по всем основным группам фоссилий [5, 8]. Комплекс этих шкал позволяет с разной степенью детальности коррелировать сибирские разрезы с разрезами севера-запада Европы. В последнее время проведена переинтерпретация стратиграфического положения ряда аммонитовых зон, а следовательно, и зональных шкал по другим группам фоссилий [5, 6, 8]. На этой основе проводится пересмотр и детализация биостратиграфических шкал юры и мела шельфа Баренцева моря и уточнение стратиграфического положения литологических тел (рис. 2). Юрские и меловые отложения покрывают весь шельф Баренцева моря, входя в состав платформенного чехла. Глубина залегания подошвы юрских отложений в наиболее погруженных частях впадин достигает иногда 4 км. В естественных выходах и разрезах, вскрытых скважинами, установлены последовательности аммонитовых зон (тоар-апт), зон по двустворчатым моллюскам (верхний плинсбах-готерив), фораминиферам (верхний плинсбахмаастрихт), остракодам (верхний плинсбах-готерив). Последовательности зон по разным группам фоссилий практически полностью совпадают с сибирскими.

Разработанные параллельные зональные шкалы юры и мела Баренцевоморского шельфа по аммонитам, двустворкам, фораминиферам и остракодам являются надежным инструментом для детальной высокоразрешающей корреляции разрезов при проведении поисковых и крупномасштабных геологосъемочных работ, что особенно важно на "закрытых" территориях, где юрский и меловой комплексы являются одним из основных объектов на поиски нефти и газа.

Специалистами из ВНИИОкеангеология и ИНГГ СО РАН к 2009 г. планируется опубликовать сводку "Стратиграфия и атлас моллюсков (аммониты и двустворки) и микрофауны (фораминиферы и остракоды) юры и мела шельфа Баренцева моря". Описанию фауны будет предпослан стратиграфический и геологический очерк и приведены модернизированные стратиграфические схемы. Изображения фоссилий планируется сопроводить краткими описаниями диагностических признаков родов и видов. Предполагается также ревизия прежних определений, выполненных в разные годы и разными авторами.

Работа подготовлена при финансовой поддержке РФФИ (проекты № 06-05-64291, 06-05-64439).

#### Литература

1. Баренцевская шельфовая плита. Л.: Недра, 1988. 262 с.

2. Басов В.А., Василенко Л.В., Куприянова Н.В. (2002) Меловой осадочный бассейн Баренцевского шельфа: стратиграфия и палеобиогеография // Российская Арктика: геологическая история, минерагения, геоэкология. СПб.: ВНИИОкеангеология, 2002. С.70-79.

3. Басов В.А., Василенко Л.В., Соколов А.Р., Яковлева С.П. (1989) Зональное расчленение морского мезозоя Баренцевского бассейна // Ярусные и зональные шкалы бореального мезозоя СССР. М.: Наука, 1989. С.60-74.

4. Ершова Е.С. (1983) Объяснительная записка к биостратиграфической схеме юрских и нижнемеловых отложений архипелага Шпицберген. Л., 1983. 87 с.

5. Захаров В.А., Богомолов Ю.И., Ильина В.И. и др. (1997) Бореальный зональный стандарт и биостратиграфия мезозоя Сибири // Геология и геофизика. 1997. Т.38. №5. С. 99-128.

6. Меледина С.В. (1994) Бореальная средняя юра России (аммониты и зональная стратиграфия байоса, бата и келловея). Новосибирск: Наука, 1994. 182 с.

7. Шульгина Н.И., Бурдыкина М.Д. (1992) Биостратиграфические схемы юры и нижнего мела шельфов Баренцевого, Норвежского и Северного морей // Геологическая история Арктики в мезозое и кайнозое. СПб.: ВНИИОкеангеология, 1992. С.106-114.

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

9. Dibner V.D. (Ed.) (1998) Geology of Franz Josef Land. Norsk Polarinstitutt, Oslo, 1998. Meddel. No.146. 190 p.

10. Leith T.L., Weiss H.V., Murk A. et al. (1992) Mesozoic hydrocarbon source-rocks of the Arctic region // Arctic Geology and Petroleum Potential: Proceedings of the Norwegian Petroleum Society Conference. Elsevier, Amsterdam, the Netherlands, 1992. Spec. Publ. No.2. P.1-25.



Рис. 1. Юрские комплексы аммонитов, двустворок, фораминифер и остракод Баренцевоморского региона.



Юрская система России: проблемы стратиграфии и палеогеографии

Положение разрезов: скважины, обнажения

Рис. 2. Зональное расчленение нижней юры и аалена Баренцевоморского региона.



#### **А.Л. Бейзель** Институт нефтегазовой геологии и геофизики СО РАН, Новосибирск, Россия, e-mail: beiselal@ipgg.nsc.ru

## ДВОЙСТВЕННАЯ ТЕКТОНО-КЛИМАТИЧЕСКАЯ ПРИРОДА ИМПУЛЬСОВ СНОСА КАК ОСНОВА ЭТАПНОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ ЭКОСИСТЕМ

#### A.L.Beisel

Institute of Petroleum Geology and Geophysics SB RAS, Novosibirsk, Russia Tectonic-climatic nature of sediment and water supply pulses as the basis of ecosystems development staging

Изменения палеогеографических обстановок обусловлены периодически повторяющимися явлениями тектоно-климатической природы. В их основе лежат перестройки структурного плана земной коры и конфигурации осадочных бассейнов, вызванные быстрыми вертикальными тектоническими движениями. Как правило, эти движения носят унаследованный характер, поэтому в области сноса происходят периодические поднятия, а в отрицательных структурах – сопряженные с ними погружения. Эти разнонаправленные движения рассматриваются как взаимно компенсационные. В определенном плане можно говорить о наклоняющейся поверхности.

Климатический аспект предлагаемой модели состоит в том, что указанные тектонические процессы вызывают импульсы водного стока. Вновь образованные барьеры в виде горных сооружений изменяют систему атмосферной циркуляции. Количество атмосферных осадков, речной сток, а также объем сносимого обломочного материала в пределах водосборных бассейнов, находящихся перед барьерами в зоне господствующих влажных ветров, быстро возрастают. В дальнейшем происходит длительный процесс выравнивания рельефа, при этом водный и твердый сток постепенно сокращаются. Термическая составляющая климата здесь не рассматривается, однако можно отметить, что начало цикла в наиболее общем случае характеризуется относительным похолоданием, а конец – потеплением.

Единичное явление асимметричного вида, представленное резкой интенсификацией и последующим постепенным сокращением сноса материала, обозначается как импульс сноса, а с учетом его природы – как тектоно-климатическая фаза (ТКФ). Вещественным выражением импульса сноса и ТКФ в целом является осадочный комплекс – совокупность разнофациальных осадков, сформировавшихся в ходе реализации данного импульса.

Последовательная смена ТКФ отражается на условиях осадконакопления и обитания фаун и флор. В силу единства причин изменения на рубежах ТКФ происходят одновременно и согласованно в разнофациальных зонах в пределах всей осадочной системы – от верховьев рек до относительно глубоководных обстановок в (приемных) морских бассейнах седиментации. Эти рубежи образуют систему регионально выдержанных изохронных стратиграфических границ, а фазы как таковые создают осадочные циклы и этапы развития биоты, запечатлевающиеся в геологической летописи.

Тектонические события на рубежах ТКФ сказываются прежде всего на конфигурации осадочных бассейнов. С началом новой фазы площадь аккумуляции осадков в континентальной части резко сокращается, а изменение соотношения суши и моря при этом может быть различным. Трансгрессивнорегрессивная модель зависит от положения шарнира наклоняющейся поверхности. Если шарнир находится между областью сноса и морским бассейном, то происходит трансгрессия; если он расположен в пределах морского бассейна, то при прочих равных условиях имеет место регрессия; если же он примерно совпадает с береговой линией, или компенсационное погружение происходит вообще в другом месте, то смещения береговой линии не будет. Во всех трех случаях импульс седиментации будет реализован и оставит свой след в разрезах.

Импульсы сноса фиксируются в континентальных фациях на периферии чехла в виде осадочных циклов прогрессивного строения (грубые осадки внизу, тонкие – вверху). В (приемных) морских бассейнах седиментации эти циклы трансформируются в регрессивные (тонкие осадки внизу, грубые – вверху) за счет действия берега как барьерной зоны (Бейзель, 2003). Таким образом, морские регрессивные осадочные циклы являются производными от аллювиальных прогрессивных циклов. Обе разновидности циклов формируются одновременно и вместе с переходными фациями образуют упомянутые осадочные комплексы (Бейзель, 2006б).

Быстрое увеличение количества атмосферных осадков в начале цикла оказывает очевидное влияние на наземные экосистемы, и прежде всего на фитоценозы. В (приемных) морских бассейнах седиментации интенсивный речной сток в начале цикла также оказывает воздействие на морские экосистемы, т.к. он приводит к резкому изменению солевого, температурного, газового и других режимов водной среды; изменяется также характер донных осадков. Эти перестройки сопровождаются образованием или закрытием связей с соседними бассейнами. В некоторых случаях все эти изменения в совокупности приобретают кумулятивный эффект, в результате чего биота переживает сильнейший кризис.

Влияние тектоно-климатических фаз на развитие биотических сообществ можно проиллюстрировать на примере плинсбах-тоарского события на севере Сибири. Здесь имеет место явление, которое можно назвать парадоксом раннего тоара. На рубеже ярусов происходит биотический кризис, наиболее отчетливо фиксируемый по сообществам бентоса (Шурыгин и др., 2000). Он выражается в резком сокращении численности и таксономического разнообразия моллюсков. В течение раннего тоара сообщества в определенной мере восстанавливаются, однако «выживают» в кризисе представители только арктических и некоторых бореальных родов и видов. Казалось бы, фаунистические признаки ясно указывают на похолодание как главную причину кризиса сообществ. В то же время палинологические данные по высокоширотным разрезам показывают появление в низах нижнего тоара в массовом количестве термофильных евросинийских форм. Это однозначно интерпретируется как свидетельство потепления климата. Парадокс состоит в том, что биотический кризис происходит во время климатического оптимума.

Интерпретации плинсбах-тоарского события на севере Сибири и в смежных регионах посвящено множество работ, среди которых можно отметить новейшую и наиболее полную сводку (Захаров и др., 2006). Во многих из них, как и в упомянутой работе, приводятся данные по палинологии, причем исследователи априорно принимают, что все элементы палинокомплексов в морских глинах нижнего тоара находятся в первичном залегании.

Решение «парадокса» на основе импульсной модели представляется в следующем виде. Климатический оптимум имел место в конце плинсбаха, как и показывают фаунистические сообщества. Это была конечная стадия позднеплинсбахской (чернично-тогурской – по наиболее известным свитам) ТКФ, когда на юге Западной Сибири в континентальных условиях формировалась тогурская глинистая пачка. Последняя содержит богатейшие палинокомплексы термофильных палиноморф евро-синийского облика, залегающих здесь in situ. В тоаре началась новая (селькупско-радомская, она же китербютсконадояхская) ТКФ, и эти палиноморфы в результате активизации речного стока были смыты и переотложены в основании морских глин китербютской свиты. Таким образом, исключая из рассмотрения привнесенные термофильные элементы, мы получаем в начале тоара на севере Сибири похолодание и опреснение морских бассейнов, что и следует рассматривать как причину биотического кризиса.

В базальной части морских глинистых толщ «инородными» элементами являются не только палиноморфы. Здесь могут присутствовать переотложенные глинистые минералы коры выветривания, разнообразные включения, вплоть до россыпных алмазов, отмечаемых в такого рода слоях в триасе и нижней юре на севере Сибири. Эти данные убедительно свидетельствуют об активизации речного стока в начале морских осадочных циклов.

В заключение следует остановиться на вопросе о том, почему импульсная модель образования осадочных циклов до настоящего времени не получила должного обоснования и распространения. Одной из причин этого является существующая парадигма в корреляции континентальных и морских толщ, согласно которой «отлагается то, что сносится». Разумеется, в конечном счете это так и есть, однако в результате действия берегового барьера расхождение во времени между сносом преобладающего песчаного материала из области денудации и появлением песчаной толщи в морском разрезе может достигать полутора ярусов. Это отражается и в хронологии биотических событий. Если стратиграфию морских разрезов взять за основу, то предполагаемые ошибки в датировке перестроек наземных фитоценозов находятся в том же диапазоне.

Другая причина имеет более «практический» характер. Основным алгоритмом корреляции разрезов континентальных и морских отложений в рамках импульсной модели является положение о том, что подошвы базальных пачек конгломератов в аллювиальных фациях краевой зоны осадочного чехла следует сопоставлять с подошвами глинистых толщ в основании морских осадочных циклов. Эти границы хорошо известны в своих областях и являются там маркирующими уровнями для корреляции разрезов, инструментом выделения соответствующих свит и т.п., а также опорными горизонтами для разного рода палеогеографических построений. Однако, области с ясно выраженными осадочными циклами, как правило, не соседствуют друг с другом, а разделены территорией озерно-аллювиального осадконакопления на прибрежной равнине, где осадочные циклы, отвечающие импульсам сноса, практически не выражены вследствие широкого меандрирования рек. Пространственная удаленность и глубокие различия в фациальной принадлежности указанных разрезов выражаются еще и в том, что они, как правило, изучаются разными коллективами специалистов. Эти обстоятельства затрудняют доказательство предлагаемой корреляции с применением традиционных геолого-геофизических методов.

«Пальма первенства» по-прежнему принадлежит биостратиграфии, однако ее методологическая часть нуждается в усовершенствовании. Объединение в единую систему пространственно удаленных событий абиотической и биотической природы открывает новые перспективы в бассейновом и экосистемном анализе.

#### Литература

Бейзель А.Л. Роль берега как барьерной зоны при формировании осадочной цикличности // Вестник Томского государственного университета. Серия «Науки о Земле», № 3 (1), 2003, с. 36-38.

Бейзель А.Л. Значение импульсной модели образования осадочных циклов для стратиграфии и бассейнового анализа // Палеонтология, биостратиграфия и палеогеография бореального мезозоя: Материалы научной сессии, г. Новосибирск, 26-28 апреля 2006 г. – Новосибирск: Академическое изд-во «Гео», 2006а. – С. 166-169.

Бейзель А.Л. Изменения интенсивности сноса осадков – основной фактор образования осадочных комплексов (на материале юры Западной Сибири) // Геология, геофизика и разработка нефтяных и газовых месторождений. № 5-6, 2006б, с. 34-44.

Захаров В.А., Шурыгин Б.Н., Ильина В.И., Никитенко Б.Л. Плинсбах-тоарская биотическая перестройка на севере Сибири и в Арктике // Стратиграфия. Геологическая корреляция, 2006, том 14, № 4, с. 61-80.

Шурыгин Б.Н., Никитенко Б.Л., Девятов В.П., Ильина В.И., Меледина С.В., Гайдебурова Е.А., Дзюба О.С., Казаков А.М., Могучева Н.К. Стратиграфия нефтегазоносных бассейнов Сибири. Юрская система. Новосибирск: Изд-во СО РАН, филиал «Гео», 2000. 480 с.



#### П.Ю. Белослудцев, В.Ф. Гришкевич

ГП "НАЦ РН им. В.И.Шпильмана", Тюмень, Россия, e-mail: pbeloslud@yandex.ru, grishkevich@crru.tmn.ru

## КЛИНОФОРМНАЯ МОДЕЛЬ ВЕРХНЕЙ ЮРЫ ШИРОТНОГО ПРИОБЬЯ ЗА-ПАДНОЙ СИБИРИ И ЕЁ ПОИСКОВО-РАЗВЕДОЧНОЕ ЗНАЧЕНИЕ

#### P.Y. Belosludtsev, V.F. Grishkevich

V.I. Shpilman research and analytical center for the rational use of the subsoil, Tyumen, Russia Wedge-form model of the Upper Jurassic of Middle Ob surroundings in West Siberia and its exploration meaning

В результате проведенной региональной корреляции пластов васюганской свиты Широтного Приобья выделено восемь пластов васюганской и наунакской свит (Ю<sub>1-1а</sub>, Ю<sub>1-16</sub>, Ю<sub>1-18</sub>, Ю<sub>1-2</sub>, Ю<sub>1-3</sub>, Ю<sub>1-4</sub>, Ю<sub>1-5</sub>, Ю<sub>1-6</sub>).

Показано косослоистое (клиноформное) строение васюганской свиты [1, 2, 3]. За основу была принята модель бокового заполнения осадочного бассейна с востока. Пласты васюганской свиты в западном направлении, по мере удаления от источников сноса, последовательно примыкают к кровле нижневасюганской тонкоотмученной глины. В западном направлении, благодаря перемещению берега моря, в верхней части разреза формировались новые, более молодые пласты. Эти пласты не могли накапливаться восточнее, в связи с активным транзитом осадков в водоем и размывом вблизи береговой линии. Таким образом, пласты васюганской свиты залегают кулисообразно, с пространственным смещением на запад более молодых пластов.

Индексация велась с запада на восток, от наиболее молодых к более древним пластам (от Ю<sub>1-1а</sub> до Ю<sub>1-6</sub>). Пласты Ю<sub>1-1а</sub>, Ю<sub>1-16</sub>, Ю<sub>1-16</sub> были названы именно так (а не Ю<sub>1-1</sub>, Ю<sub>1-2</sub>, Ю<sub>1-3</sub>), чтобы подчеркнуть их тесную связь в пространстве и во времени (верхи оксфорда) и для того, чтобы не вносить лишнюю путаницу (ведь пласт Ю<sub>1-1</sub> и так часто разделяют с использованием этих буквенных обозначений).

Приводится схема районирования (рис. 1) васюганского регионального стратона-системы (он же региональный юрский НГК).

Пласт Ю<sub>1-6</sub> выделен в нижней части разреза наунакской свиты, представлен континентальными и переходными отложениями, восточная граница его распространения расположена в Тюменском мегапрогибе в районе Восточно-Никольского и Тюменского месторождений. Песчано-алевролитовый пласт Ю<sub>1-5</sub> лучше всего прослеживается в области развития наунакской свиты, иногда трудно отделим по каротажу от пласта Ю<sub>1-6</sub>. По мере удаления на запад пласт утончается и выклинивается в районе северозападной части Вартовского свода. Линия выклинивания проходит в районе Аганского, Курраганского, Южно-Сардаковского месторождений. Пласт Ю<sub>1-4</sub> предположительно морской на всей территории исследования, в районе северо-восточной части Александровского свода залегает непосредственно под георгиевской свитой, на востоке он выклинивается к кровле нижневасюганской тонкоотмученной глины в районе Ярсомовского прогиба. В юго-восточных районах в его кровле появляется угольный пласт. Таким образом, пласт Ю<sub>1-4</sub> может соответствовать целиком или частично межугольной толще Томской области. Западная граница его распространения проходит в районе Чумпасского, Покачевско-Урьевского, Повховского и Выйнтойского месторождений. Пласт Ю<sub>1-3</sub> имеет две границы распространения. Восточная – граница появления пласта в верхней части разреза, располагается на северозападном борту Александровского свода, в районе Кошильско-Вахского и Эниторского месторождений. Пласт выклинивается на восточном крыле Сургутского свода, в районе Восточно-Сургутского, Равенского и Дружного месторождений. Пласт Ю<sub>1-2</sub> появляется в разрезе васюганской свиты и примыкает к подошве георгиевской свиты в центральной части Тагринского мегавала, в районе Ершового и Новомолодежного месторождений. На западе пласт примыкает к кровле нижневасюганской тонкоотмученной глины и выклинивается ближе к центральной части Сургутского свода, в районе Тевлинской-Русскинской и Федор-Сургутской группы поднятий. Пласт Ю<sub>1-1в</sub> – наиболее «древний» (первый) из

Юрская система России: проблемы стратиграфии и палеогеографии



Рис. 1. Схема распространения пластов васюганской свиты.

 скважины поисково-разведочные, использованные при построениях; 2 – граница выклинивания пласта к георгиевской свите; 3 – западная граница развития пласта; 4 – залежи васюганской свиты.

пластов группы Ю<sub>1-1</sub>, появляется в разрезе васюганской свиты в районе Варьеганского мегавала и на северо-востоке Нижневартовского свода. Линия примыкания и выклинивания пласта к подошве георгиевской свиты проходит в районе Самотлорского и Ваньеганского месторождений. На западе пласт исчезает вблизи перехода из васюганской свиты в абалакскую, к западу от осевой линии Сургутского свода, в районе Быстринского, Конитлорского и Северо-Кочевского месторождений. Восточная граница пласта Ю<sub>1-16</sub> пролегает в районе Северо-Покачевского месторождения, вдоль Северо-Вартовской мегатеррасы и западного борта Нижневартовского свода. Западная граница пласта не прослежена ввиду того, что она осталась за пределами области исследования. Однако в самой западной скважине (Лянторской-17) пласт исчезает. Следовательно, эта граница проходит приблизительно там, где многие авторы проводят границу васюганской и абалакской свит. Пласт Ю<sub>1-1а</sub>, наиболее «молодой» (последний) песчаноалевролитовый пласт васюганской свиты, начинается в районе Покамасовского, Ватьеганского и Западно-Котухтинского месторождений. Граница примыкания к подошве георгиевской свиты находится в западной части Северо-Вартовской мегатеррасы и проходит через Ярсомовский прогиб. Западная граница не прослежена. Предположительно, она проходит в районе Приобского месторождения.

Описанные выше пласты и границы их распространения (замещения и выклинивания) отражены на схеме (рис. 2). Её следует рассматривать как пример подхода к районированию по стратонамсистемам, что весьма важно при детальной оценке перспектив конкретных районов нефтегазоносных бассейнов.

Косослоистое и линзовидное строение пластов васюганской свиты необходимо учитывать и при проведении локальных работ, в частности, при пересчете запасов и составлении проектов доразведки уже открытых и разрабатываемых месторождений. Это позволит создать корректную геологическую модель месторождения, выявить области размыва и выклинивания, определить уровень ВНК для разных линз, прогнозировать новые литологически экранированные залежи.



Юрская система России: проблемы стратиграфии и палеогеографии

Рис. 2. Стратиграфическая схема келловей-верхнеюрских отложений Широтного Приобья (П.Ю. Белослудцев, Ю.Н. Карогодин, 2006 г.).

1 – песчано-алевролитовые пласты; 2 – алевролиты; 3 – глины; 4 – тонкоомученные глины-маркеры; 5 – глинисто-карбонатные породы; 6 – размыв; 7 – глауконит, сидеритовые оолиты, известковые стяжения

Признание и развитие представлений о клиноформной (косослоистой) модели васюганской свиты и её возрастных аналогов имеет важное значение для увеличения эффективности разведочных работ, а также в период разработки месторождений нефти и газа.

## Литература

1. Белослудцев П.Ю., Карогодин Ю.Н., Лац С.А. (2006) Системная модель келловей-верхнеюрских отложений Широтного Приобья // Ред. Карасев В.И. и др. Пути реализации нефтегазового потенциала ХМАО: Материалы 9-й науч.-практич. конф. Ханты-Мансийск, 2006. Т.1. С.480.

2. Белослудцев П.Ю. (2006) Особенности клиноформного строения верхнеюрских отложений Широтного Приобья // Ред. Каныгин А.В. и др. Палеонтология, биостратиграфия и палеобиогеография бореального мезозоя: Материалы науч. сес. Новосибирск: АИ "Гео", 2006. С.170.

3. Белослудцев П.Ю. (2006) Теоретическое и практическое значение конденсированных слоев васюганской свиты // Тезисы докладов Третьей Сибирской международной конференции молодых ученых по наукам о Земле. Новосибирск: ОИГГМ СО РАН, 2006, с.33-34.

#### Н.Ю. Брагин

## Геологический институт РАН, Москва, Россия, bragin.n@mail.ru ПРЕДВАРИТЕЛЬНЫЕ ДАННЫЕ ПО СОСТАВУ КОМПЛЕКСОВ РАДИОЛЯ-РИЙ ВОЛЖСКОГО ЯРУСА И БЕРРИАСА РАЗРЕЗА ПОЛУОСТРОВА НОР-ДВИК (АРКТИЧЕСКАЯ СИБИРЬ)

#### N.Yu. Bragin

Geological Institute of Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia New data on the composition of the Volgian and Berriasian radiolarian assemblages of Nordvick Peninsula (Arctic Siberia)

Классический разрез верхнеюрских и нижнемеловых отложений полуострова Нордвик (Арктическая Сибирь) многократно и успешно изучался. Разрез этот представляет многоплановый интерес, прежде всего, как редкая последовательность переходных слоёв юрской и меловой систем, а также как уникальное местонахождение арктической биоты. За десятилетия исследований здесь были изучены разнообразные группы макро- (аммоноидеи, двустворчатые, белемниты) и микрофоссилий (фораминиферы) (Басов и др., 1970; Захаров и др., 1974; 1983).

Тем не менее, такая группа микрофоссилий как радиолярии, остается в этом разрезе неисследованной. Работы по радиоляриям разреза Нордвик представляются необходимыми как для пополнения знаний по бореальным представителям этой группы в мезозое, так и для использования данных по ним в общей интегрированной картине стратиграфии переходных слоёв юры-мела в Арктической области.

Материал по радиоляриям был собран и любезно передан автору В.А.Захаровым и М.А.Роговым. Радиолярии в изобилии встречаются в фосфатно-карбонатных конкрециях верхнего подъяруса волжского яруса и берриаса. В ряде образцов обнаружены формы уникальной сохранности. Ниже приводятся краткие предварительные данные, полученные к настоящему времени.

Наиболее представительный и имеющий лучшую сохранность комплекс радиолярий найден в верхах верхнего подъяруса волжского яруса (в 1, 2 м ниже границы волжского яруса и берриаса). В его составе обнаружены, из спумеллярий – представители родов Acaeniotylopsis, Leugeo, Orbiculiforma, Triactoma, а из насселлярий – Napora, Parvicingula (в том числе виды P. khabakovi (Zhamoida) и P. vera Pessagno et Whalen), Triversus. Однако наиболее обильны и разнообразны неизвестные ранее мультициртоидные насселлярии, близкие к представителям сем. Parvicingulidae, но отличающиеся уникальным строением апикальной области. У этих форм на основе лучей A, V, D, L и I цефалической спикулы развиты внешние иглы значительной длины. Данные формы образуют большую группу морфотипов, различающихся между собой морфологией этих игл, а также морфологией внешней оболочки раковины. Предполагается дополнительные исследования и описание этой новой группы.

Непосредственно выше границы юры и мела в основании нижнего берриаса обнаружен несколько менее разнообразный, но весьма близкий к поздневолжскому комплекс радиолярий. Видимо, в бореальной области переход от юры к мелу не сопровождался существенными изменениями таксономического состава радиолярий, также, как и в Тетической области. Для большей ясности палеобиогеографического и стратиграфического значения радиолярий арктической области необходимы серьезные морфолого-таксономические и ареалографические исследования.

Работа выполняется при финансовой поддержке программы ОНЗ №14 РАН.

#### Литература

1.Басов В.А., Захаров В.А., Иванова Е.Ф. и др. 1970. Зональное расчленение верхнеюрских и нижнемеловых отложений на мысе Урдюк-Хая (п-ов Пакса, Анабарский залив). - Уч. зап. НИИГА. Палеонтол. и биостратигр. Вып.29. Л: С. 14 - 31.

2.Захаров В.А., Санин В.Я., Спиро Н.С., Шульгина Н.И., Юдовный Е.Г. 1974. Зональное расчленение, литолого-геохимическая и палеоэкологическая характеристика нижнемеловых отложений северной части п-ова Пакса, Анабарский залив (север Средней Сибири). - Новосибирск. Наука. (Тр. ИГГ СО РАН, вып. 136). С. 121-133.

3.Захаров В.А., Нальняева Т.И., Шульгина Н.И. 1983. Новые данные по биостратиграфии верхнеюрских и нижнемеловых отложений на п-ове Пакса, Анабарский залив (север Сибири). - В кн.: Палеобиогеогр. и биостратигр. юры и мела Сибири: М.: Наука. (Тр. ИГГ СО РАН, вып. 528.). С. 56-99.



#### Е.В. Бугдаева, В.С. Маркевич

Биолого-почвенный институт (БПИ) ДВО РАН, г. Владивосток, Россия, e-mail: bugdaeva@ibss.dvo.ru БИОТА ЖЭХОЛ: ПОЗДНЯЯ ЮРА ИЛИ РАННИЙ МЕЛ?

#### E.V. Bugdaeva, V.S. Markevich

Institute of Biology and Soil Sciences FEBRAS, Vladivostok, Russia Jehol Biota: the Late Jurassic or Early Cretaceous?

На Северо-Востоке Китая широко распространены вулканогенно-осадочные отложения, содержащие обильную озерную биоту и растения [1, 2, 20]. Подобные остатки были найдены также на территории Монголии и Забайкалья. Вулканическая деятельность в этом обширном регионе способствовала массовым захоронениям остракод, конхострак, моллюсков, крабов, рыб, черепах, ящериц, динозавров и млекопитающих. В некоторых местонахождениях остатки лимнобиоты переполняют слои. Эта биота, несомненно, имеющая высокий уровень эндемизма, получила название Жэхол. Внимание всей палеонтологической общественности она привлекла с 1996 года, когда стало известно о находках в формации Исянь зубастых птиц и оперенных динозавров [4, 19]. Исследования этих необычных животных пролили свет на многие вопросы эволюции животного мира, такие как происхождение высших таксонов, возникновение эволюционных новаций, например, перья и приобретение возможности полета, теплокровность и проч., диета динозавров и древних млекопитающих, их позиции в трофической пирамиде, взаимоотношения "хищник-жертва" и еще многие увлекательные проблемы мезозойской биоты. Из формации Исянь также описаны одни из самых древних в мире покрытосеменные и гнетовые [2, 16, 17].

В нижнемеловых отложениях Забайкалья, Монголии и Северо-Востока Китая были найдены как цветковые, так и растения, которые формально не относятся к покрытосеменным, но обладают характерными для них признаками – листьями с многопорядковым сетчатым жилкованием, пыльцевыми зернами с разнообразными проростковыми щелями и порами, семенами, заключенными в купулы, которые аналогичны, а в ряде случаев, возможно, и гомологичны завязи, цветкоподобными и плодообразными структурами [2, 6, 7, 8, 9]. В.А. Красилов назвал такие растения проангиоспермами. У них признаки, свойственные покрытосеменным – настоящим ангиоспермам – полностью еще не развились, а проявляются лишь разрозненно, не образуя устойчивых сочетаний. По его мнению, ангиоспермизацией в раннем мелу были охвачены целые растительные сообщества. Поразительно совпадение во времени и пространстве событий активизации эволюционных процессов, как в мире растений, так и животных. Можно только предположить, что это была реакция биоты на какие-то внешние воздействия.

Удивительная сохранность, уникальные находки позволили детально изучить остатки необыкновенных животных и растений, но остался нерешенным главный вопрос, каков же возраст отложений, содержащих эти фоссилии?

По мнению китайских стратиграфов, возраст отложений формации Исянь позднеюрский [2, 3, 12], хотя некоторые палеонтологи придерживаются раннего мела [10, 11, 13, 14].

Проведенный <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar анализ вулканитов формации Исянь показал значения абсолютного возраста 121,1±0,2 до 122,9±0,3 млн лет [15]. Авторы сочли, что это барремское время, хотя данные цифры соответствуют апту, используя временную шкалу В.Харланда и др. [5]. Раннемелового возраста формации Исянь придерживаются и другие исследователи [11, 18].

В июне 2006 года участниками полевой экскурсии перед началом II Международного Палеонтологического конгресса из основных местонахождений формации Исянь были собраны растительные остатки, являющиеся руководящими формами позднетургинского комплекса, выделенного для баррема-апта Забайкалья [1], прежде всего, *Baisia hirsuta* Krassil. Помимо этого, в экспозициях флоры формации Исянь Музея естественной истории г. Пекина и музея Национального Геопарка на местонахождении Сихетун (г. Чаоян) выставлены образцы розеток листьев цикадовых прекрасной сохранности *Baikalophyllum lobatum* Bugd. На этикетках указано, явно ошибочно, название *Pityolepis larixiformis*. Также во флоре Исяни участвует растение, описанное из забайкальского местонахождения Семен (Елизаветинская впадина) как Nageiopsis transbaikalica Srebr., но отнесенное китайскими палеоботаниками к Podocarpidites reheensis (Wu). Общими элементами флоры являются также Botrychites reheensis Wu, Neozamites verchojanensis Vachr., Pityolepis pseudotsugaoides Sun et Zheng, Brachyphyllum longispicum Sun, Zheng et Mei, Scarburgia hilii Harris, Ephedrites chenii (Cao et Wu) Guo et Wu X.W., Carpolithus multiseminalis Sun et Zheng, C. pachythelis Sun et Zheng.

Кроме того, во флоре Исяни указываются находки такого эндемичного рода, как *Gurvanella*, найденного ранее в монгольской раннемеловой флоре местонахождения Гурван-Эрэн [6]. Нами флора последнего местонахождения, а также Манлая и Бон-Цагана, 23 сопоставлялась с позднетургинской забайкальской флорой [1].

Таким образом, несомненна одновозрастность флоры формации Исянь и тургинской флоры Забайкалья, следовательно, возраст флороносных слоев должен быть баррем-аптским. Напомним, что эта датировка поддерживается данными абсолютной геохронологии.

Наши исследования были поддержаны грантами ДВО РАН 06-III-А-06-141, а также 06-I-П11-022 и 06-I-П18-081.

#### Литература

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

2. Cao Zh.-Y., Wu Sh.-I., Zhang P.-A., Li J.-R. Discovery of fossil monocotyledons from Yixian Formation, western Liaoning // Chinese Science Bull. 1998. Vol. 43. № 3. P. 230-233.

3. Chen P.-J., Chang Zh.-L. Nonmarine Cretaceous stratigraphy of eastern China // Cretaceous Research. 1994. Vol. 15. P. 245-257.

4. Gibbons A. Dinosaur fossils, in fine feather, show link to birds // Science. 1998. Vol. 280. P. 2051.

5. Harland W.B., Armstrong R.L., Cox A.V., Craig L.E., Smith A.G., Smith D.G. A geological time scale 1989. Cambridge: Cambridge University Press, 1989.

6. Krassilov V.A. Early Cretaceous flora of Mongolia // Palaeontographica. B. 1982. Bd. 181. P. 1-43.

7. Krassilov V.A., Bugdaeva E.V. Achene-like fossils from the Lower Cretaceous of the Lake Baikal area // Rev. Palaeobot. and Palynol. 1982. Vol. 36. P. 279-295.

8. Krassilov V.A. New floral structure from the Lower Cretaceous of Lake Baikal area // Rev. Palaeobot. and Palynol. 1986. Vol. 47. P. 9-16.

9. Krassilov V.A., Bugdaeva E.V. Gnetophyte assemblage from the Early Cretaceous of Transbaikalia // Palaeontographica. B. 2000. Bd. 253. P.139-151.

10. Li W.-B., Liu Z.-S. The Cretaceous palynofloras and their bearing on stratigraphic correlation in China // Cretaceous Research. 1994. Vol. 15. P.333-365.

11. Li W.-B., Liu Z.-S. Sporomorph assemblage from the basal Yixian Formation in Western Liaoning and its geological age // Palaeoworld. 1999. № 11. Special Issue. P. 68-79.

12. Lo Ch.-H., Chen P.-J., Tsou T.-Yu, Sun Sh.-S., Lee Ch.-Yu. <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar laser single-grain and K-Ar dating of the Yixian Formation, NE China // Palaeoworld. 1999. № 11. Special Issue. P. 341-338.

13. Mao Zh.-Zh., Yu J.-X., Lentin J.K. Palynological interpretation of Early Cretaceous non-marine strata of northeast China // Proceedings of the 7<sup>th</sup> Internation.Palynol. Congress. Part II. (Eds. Truswell E.M., Owen J.A.K.) Amserdam: Elsevier, 1990. P. 115-118.

14. Pu R.-G., Wu H.-Zh. Mesozoic sporo-pollen assemblages in Western Liaoning and their stratigraphic significance // Acta Palaeontologica Sinica, 1992. Vol. 10, № 4. P. 121-212 (in Chinese with English summary).

15. Smith P.E., Evensen N.M., York D., Chang M.-M., Jin F., Li J.-L., Cumbaa S., Russel D. Dates and rates in ancient lakes: <sup>40</sup>Ar-<sup>39</sup>Ar evidence for an Early Cretaceous age for the Jehol Group, northeast China // Can.J.Earth Sci. 1995. V. 32. P. 1426-1431.

16. Sun Ge, Dilcher D.L., Zheng Sh.-L., Zhou Zh.-K. In search of the first flower: a Jurassic angiosperm, *Archaefructus*, from Northeast China // Science. 1998. Vol. 282. № 5394. P. 1692-1695.

17. Sun Ge, Zheng Sh.-L., Dilcher D.L., Wang Yo.-D., Mei Sh.-W. Early angiosperms and their associated plants from Western Liaoning, China. Shanghai: Shanghai Scientific and Technological Education Publishing House, 2001. 227 p.

18. Swisher C.C., Wang Y.-Q., Wang X.-L., Xu X., Wang Y. Cretaceous age for the feathered dinosaurs of Liaoning, China // Nature, 1999. Vol. 400. P. 58-61.

19. Unwin D.M. Feathers, filaments and theropod dinosaurs // Nature. 1998. Vol. 391. P. 119-120.

20. Xiao Z.-Zh., Yang H.-L., Shan Q.-Sh. The Mesozoic stratigraphy and biota of Beijing area. Beijing: Geolog.Publish.House, 1994. 135 p. (in Chinese with English summary)



#### Т.Ф. Букина, З.А. Яночкина

Отделение геологии Научно-исследовательского института Естественных наук Саратовского государственного университета им. Н.Г. Чернышевского (ОГ НИИЕН СГУ). Саратов, Россия, e-mail bukina\_tf@land.ru

## ЛИТОФАЦИАЛЬНЫЕ КОМПЛЕКСЫ КАК КРИТЕРИЙ ВНУТРИРЕГИО-НАЛЬНОЙ КОРРЕЛЯЦИИ ВЕРХНЕЮРСКИХ СЛАНЦЕНОСНЫХ ОТЛОЖЕ-НИЙ ВОЛЖСКОГО БАССЕЙНА

#### T.F. Bukina, Z.A.Yanochkina

Branch of Geology Scientific Research Institute for Natural Science, Saratov State University Lithofacies complexes as the regional criteria of the uppe jurassic oil shale deposits correlation in the Volga basin

Сланценосная толща Волжского бассейна рассматриваемой территории, как подтверждено нашим изучением [3] ограничена зоной Dorsoplanites panderi средневолжского подъяруса. Комплексные литолого-геохимические исследования, включающие наноструктурные особенности пород, позволили выделить литотипы и литофациальные комплексы, сопоставимые с биостратиграфическими подразделениями – слоями с фораминиферами [2].

Исследования проводились на территории Ульяновской, Саратовской, Оренбургской области и на севере Казахстана в пределах Волжского бассейна. В результате работ был составлен корреляционный профиль от г. Ульяновска до г.Соль-Илецка через Перелюбское, Коцебинское, Чаганское месторождения горючих сланцев [1,5]. Региональные критерии корреляции - литофациальные комплексы выделены по совокупности слагающих их литотипов пород, обладающих общими для определенных условий осадконакопления признаками. По этим признакам разрез зоны Dorsoplanites panderi подразделяется на три литофациальных комплекса.

Нижняя граница сланценосной толщи четко фиксируется стратиграфическим несогласием, располагаясь на разновозрастных отложениях от карбона, перми, триаса до келловея, чаще с размывом или без видимых следов такового, хотя литологическая граница всегда отчетливая. Мощность юрских отложений и полнота их разреза меняются в зависимости от рельефа ложа [4]. В большинстве разрезов в основании толщи фиксируются фосфоритовые желваки или фосфоритовый горизонт, выделенный в первый лито-фациальный комплекс. При отсутствии желваков дисперсные формы фосфатов определяются с помощью качественной реакции на фосфор. Характер нижней границы выражен регионально.

Первый литофациальный комплекс сложен песчаниками с глинисто-фосфатно-карбонатным цементом, содержащими фосфоритовые желваки и фосфатизированные, либо пиритизированные остатки фауны. Включения в слабо сцементированном песчанике распределены свободно, но чаще образуют крепкую плиту конгломератовидного облика за счет большого количества желваков фосфоритов и остатков фауны. Накопление Фосфоритовый горизонт мощностью от 0 до 5,4 м. формировался в условиях мелководного шельфа. Первый литофациальный комплекс выдерживается на всей территории Волжского бассейна, но наиболее четко выражен в восточной части, в пределах Чаганского месторождения горючих сланцев.

Основной разрез сланценосной толщи представлен вторым и третьим комплексами. Второй литофациальный комплекс сложен чередующимися между собой породами, находящимися в тесной парагенетической связи: глины кокколитовые – глины сапропелевые – горючие сланцы «бедные» - горючие сланцы «богатые». Названные породы образуют в разрезе ритмы, нижняя часть которых представлена глинами кокколитовыми, являющимися нормально-морскими, относительно глубоководными образованиями. Все указанные выше члены присутствуют не в каждом ритме, но регрессивная направленность (от глин кокколитовых к сапропелевым породам сохраняется). Изучение особенностей пород второго литофациального комплекса позволило выявить ряд корреляционных признаков: 1) тонкозернистый характер терригенных компонентов с крайне низким содержанием алевритовых частиц; 2) хорошая сохранность кокколитовых наноструктур; 3) глубокая химическая переработка терригенного материала; 4) преобладание химической и биохимической дифференциации вещества над механической; 5) наличие горизонтов, обогащенных пепловым материалом, с активными процессами цеолитизации с образованием гейландита и клиноптиллолита

Присутствие в осадках материала, легко поддающегося разложению и обычно «камуфлированной» пирокластики, является необходимым условием для формирования определенных ассоциаций цеолитов, в том числе гейландита и клиноптиллолита. Там, где установлены цеолиты, по-

стоянно встречается монтмориллонит. Подобные ассоциации минералов – монтмориллонит – цеолиты вулканическое стекло свидетельствуют о влиянии на ход осадконакопления синхронного вулканизма [6].

Прослеживание второго литофациального комплекса по профилю [1,5] от Ульяновска до Соль Илецка указывает на то, что максимальная его мощность- примерно 80-90 метров- наблюдается на Перелюбском месторождении, составляя в районе Ульяновска не более 10 м, в районе Кашпира - 5-10 м, в районе Балаково – около 8 м, на Коцебинском месторождении 10-20-м, на Чаганском – от 0 до 15-20м, в районе Соль-Илецка не более 2-17 м.

**Третий литофациальный комплекс слагает** верхнюю часть разреза сланценосной толщи. Он отличается значительно большим разнообразием литотипов пород, образующих достаточно полный фациальный профиль: алевролиты полевошпатово-кварцевые, алевролиты известковые, глины известковые, глины слабо известковые и бескарбонатные – глины сапропелевые, горючие сланцы, известняки алевритистые детритовые, известняки мелкокристаллические. Ритмичности в их чередовании не наблюдается, а парагенетические связи имеют более сложный характер, чем во втором литокомплексе, что связано с иными фациальными условиями. Корреляционными признаками пород третьего комплекса являются: 1) большая крупнозернистость отложений, в которых среднее содержание алевритовых частиц изменяется в широких пределах; 2) плохая сохранность кокколитовых наноструктур, связанная с их разрушением за счет переработки осадков зоопланктоном, донными организмами, а также в ходе диагенетической карбонатизации и декарбонатизации, 3) более слабая химическая переработка на источниках сноса терригенных компонентов, о чем свидетельствует сохранение таких малоустойчивых минералов как эпидот и амфиболы; 4) проявление механической дифференциации вещества наряду с химической и биохимической; 5) отсутствие горизонтов с пепловым материалом и цеолитами, что было обусловлено, вероятно, затуханием вулканической деятельности в период формирования комплекса.

Горючие сланцы карбонатизированные высококалорийные «т.н. I пласта» присутствуют только в третьем литофациальном комплексе, хотя слабое проявление процесса карбонатизации изредка наблюдается и в сланцах второго комплекса. Прослеживание комплекса по профилю[1,5] позволило установить, что на территории Ульяновской области третий литофациальный комплекс не формировался, в районе Кашпира и г. Балаково его мощность составляет от 0 до-10 м, на Перелюбском и Коцебинском – месторождениях –10-16 м, на Чаганском – достигает максимальной мощности 20-25 м при толщине продуктивного пласта карбонатизированных горючих сланцев слоя «Д» 3-5 м, а на Соль Илецкой площади колеблется от 5 до 27 м.

Литолого-геохимические исследования проводились на одином фактическом материале с палеонтологическими. На основе изучения распределения в разрезах сланценосной толщи фораминифер Г.В. Кулевой и В.И. Барышниковой [2] были выделены более дробные подразделения – «слои с фораминиферами», сменяющие друг друга в следующей последовательности: слои с Mironovella gemina, слои со Spiroplectammina vicinalis Dain, слои с Ammobaculites infravolgensis Mjatl., слои с Haplophragmoides volgensis inviolatus Dain., слои с Marginulina formosa Mjatl.. Четыре нижних подразделения отвечают второму, а слои с Marginulina formosa Mjatl..- третьему лито-фациальному комплексу. Перекрывается сланценосная толща зоной Virgatites virgatus, представленной терригенно-карбонатной фацией и охарактеризованной специфическим комплексом палеонтологических остатков. Преобладающими литотипами этой части юрского разреза являюся известняки и известковые алевролиты.

Выделение корреляционных признаков основано на том, что все литологические характеристики пород закономерно меняются в геологическом времени и в той или иной степени могут быть использованы для опознавания временных уровней. Сочетание литолого-геохимических и палеонтологических методов исследований является основным приемом при внутрирегиональной корреляции слоев сланценосной толщи. Реализация комплексных литолого-палеонтологических исследований является залогом эффективного промышленного освоения месторождений горючих сланцев.

#### Литература

1. Букина Т.Ф. Седиментогенез и ранний литогенез верхнеюрских сланценосных отложений центральной части Волжского бассейна. Автореф. дисс. канд. геол.-минер. наук М.1988,24 с.

2. Кулева Г.В., Барышникова В.И. Расчленение зоны Dorsoplanites panderi Заволжья по фораминиферам// Изв. АН СССР. Сер. Геол. 1988, № 7. С. 126-128.

3. Кулева Г.В., Яночкина З.А., Букина Т.Ф. и др. Разрез верхнеюрских сланценосных отложений Волжского бассейна (зона Dorsoplanites panderi)..-Саратов: Изд-во «Научная книга», 2004.- 110 с. (Тр. НИИ-ГеоСГУ им. Н.Г.Чернышевского. Новая серия. ТомХVII).

4. Седаева К.М., Вишневская В.С. Юрские горючие сланцы Северо-Востока Европы возможные геологические предпосылки и события, обусловившие их накопление.// Проблемы литологии, геохимии и рудогенеза осадочного процесса. Том 2. Материалы к I –му литологическому совещанию. Москва.2000. С.217-224.

5. Яночкина З.А., Букина Т.Ф., Ахлестина Е.Ф и др. Использование результатов комплексного изучения вещественного состава отложений позднего фанерозоя Поволжья и Прикаспия для стратификации и корреляции разрезов.// Вопросы стратиграфии фанерозоя Поволжья и Прикаспия // А.В. Иванова, В.А. Мусатова (ред.). Саратов: изд-во СГУ, 2004. С.21-35.

6. Яночкина З.А., Букина Т.Ф. Цеолитовая минерализация в горючих сланцах Волжского бассейна // Геология, физико-химические свойства и применение природных цеолитов (Труды конференции, Тбилиси 1-5 ноября 1981 г). Тбилиси: «Мецниереба», 1985. С.45-48.



#### Н.С.Бурдельная, Д.А.Бушнев, С.В.Лыюров Институт геологии КНЦ УрО РАН, г. Сыктывкар ОРГАНИЧЕСКАЯ ГЕОХИМИЯ ГОРЮЧИХ СЛАНЦЕВ СИНЕГОРЬЯ КАК ПО-КАЗАТЕЛЬ ОБСТАНОВКИ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ

N.S.Burdelnaya, D.A.Bushnev, S.V.Lyurov

Institute of Geology Komi SC UB RAS, Syktyvkar, Russia Organic geochemistry of the bituminous shale of the Sinegorye as parameter of sedimentation environment

Поле юрских сланценосных отложений Сысольского сланценосного района охватывает не только территорию республики Коми, но и занимает часть Нагорского района Кировской области. Работы по горно-геологическому изучению горючих сланцев в окрестностях пос. Синегорье начались еще в начале XX века (Н.Г. Кассин), были продолжены в 1932 году (И.В. Хаустов) и возобновлялись в 1954 (К.А. Еремина). Новые материалы по сланценосным отложениям дали дополнительные сведения по органической геохимии, стратиграфии, литологии и палеогеографии верхнеюрских горючих сланцев Русской плиты как модельного объекта для исследований высокоуглеродистых толщ фанерозоя [1, 2].

Естественный выход юрской системы, общей мощностью более 6 метров расположен на правом крутом берегу р. Кобры на окраине поселка Синегорье и прослеживается вдоль высокого берега (с некоторыми перерывами) на расстояние более двух сотен метров.

Волжские сланценосные отложения  $(J_3v_2)$  залегают со значительным перерывом непосредственно на среднеюрских песках сысольской свиты  $(J_2ss)$ . Всего в разрезе присутствует два пласта собственно горючих сланцев (мощный в основании разреза, и пропласток в кровельной части). Они разделены керогеновыми глинами (рис.1).

Возраст отложений – средневолжский подъярус (зона Dorsoplanites panderi) верхней юры установлен на основании находок фораминифер *Lenticulina biexcavata (Matl.), Saracenaria pravoslavlevi Furs. et Pol., Astacolus ex gr. obliteratus Furs., Tristix temirica (Dain)* и др., позволяющих выделить лону Lenticulina infravolgaensis – Saracenaria pravoslavlevi.

Выше залегают четвертичные образования.

В целом, породы сланценосной части разреза Синегорья содержат С<sub>орг</sub>, значения которого изменяются от 0.13 до 23.00 % (рис.1). Горючий сланец (ГС) тонкоплитчатый карбонатный, с многочисленными отпечатками двустворчатых моллюсков и аммонитов. Мощность нижнего пласта (пригодного для промышленной разработки по мощности и качеству) составляет 1.5 м, верхнего – менее 0.25 м.

По данным газовой хроматографии наблюдается неравномерное распределение н-алканов, состав которых, свидетельствует о доминирующей роли фитопланктона и второстепенной роли высших водорослей в образовании керогена ГС (рис.2). Наличие н-алканов, характерных для восков высшей растительности, указывает на близкие источники сноса терригенного ОВ. Среди стерановых углеводородов доминирует ааа-холестан, указывающий на морской генезис ОВ, но содержание ааа-24-этилхолестана, обычно присущего ОВ высшей растительности, незначительно ниже. Таким образом, имеем смешанный тип органического вещества горючего сланца, формировавшегося в морском палеобассейне, со значительным привносом терригенного материала.

Наличие bb-форм гопанов говорит о низкой степени преобразования OB сланца. Соотношение пристан/фитан свидетельствует об восстановительных обстановках осадконакопления. Присутствие производных изорениератена (каротиноида анаэробных, фотоавтотрофных бактерий семейства Chlorobioceae), указывает на условия периодического сероводородного заражения в эуфотической зоне сульфатредуцирующими бактериями и о высокой химической активности осадка [3]. Кероген ГС относится ко II-му типу и не считается высокосернистым. Данные о составе продуктов пиролиза, ароматической фракции битумоида, куда входят н-алкилзамещенные тиофены, свидетельствуют о том, что осернение органического вещества имело широкое распространение в палеобассейне в поздневолжское вреЮрская система России: проблемы стратиграфии и палеогеографии

Кероген

Глина

Горючий сланец

Керогеновая глина

Глина алевритистая,

Глина известковистая

алеврит глинистый

Глина мергелистая

Мергель

Известняк

Песок

Пирит

Глауконит

Фосфориты

Аммониты

Белемниты

Двустворки

Ходы илоедов

Точки отбора проб:

1 - микрофауна 2 - геохимия

Глинистый горючий сланец



Рис.1. Геологический разрез «Синегорье».

0

мя, но вследствие близкого расположения морского бассейна к прибрежным районам происходил размыв (разбавление) ОВ терригенным веществом, малоактивным по отношению к сероводороду и/или его производным. Как следствие значительного сноса континентального материала в бассейн седиментации поступало реакционноспособное железо, активно связывающееся с сероводородом, опережая тем самым осернение ОВ.

Работа выполнена при финансовой поддержке гранта РФФИ № 05-05-65018 и гранта Президента Российской Федерации для поддержки молодых кандидатов наук МК-951.2007.5.



Рис.2. Распределение нормальных и изопреноидных углеводородов насыщенной фракции битумоида горючего сланца из разреза «Синегорье» (С<sub>орг</sub> = 23 %).

Литература

1. Бурдельная Н.С., Бушнев Д.А., Лыюров С.В. Условия образования органического вещества средневолжских горючих сланцев Синегорья (Кировская область) // Структура, вещество, история литосферы Тимано-Североуральского сегмента. Информационные материалы 13-й научной конференции. №13. Сыктывкар. 2004. С.29–31.

2. Бушнев Д.А., Бурдельная Н.С., Лыюров С.В. Горючие сланцы Синегорского месторождения (Кировская область, РФ) // Геология и полезные ископаемые Западного Урала. Пермь. 2005. С. 152–155.

3. Бурдельная Н.С., Бушнев Д.А. Производные изорениератена в составе ароматической фракции битумоидов осадочных пород Сысольской сланценосной толщи //Материалы первого Всероссийского совещания «Юрская система России: проблемы стратиграфии и палеогеографии» / Захаров В.А., Рогов М.А., Дзюба О.С. (ред.) М.: ГИН РАН, 2005. С. 26-29.

## <u>Л.Г. Вакуленко</u>, И.С. Ельцов, П.А. Ян

Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А.Трофимука (ИНГГ) СО РАН, Новосибирск, Россия, e-mail: VakylenkoLG@ipgg.nsc.ru

## СЕДИМЕНТАЦИОННАЯ МОДЕЛЬ НИЖНЕЮРСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ АЖАР-МИНСКОГО СТРУКТУРНО-ФАЦИАЛЬНОГО РАЙОНА (ЗАПАДНАЯ СИ-БИРЬ) ПО МАТЕРИАЛАМ ГЛУБОКОГО БУРЕНИЯ

#### L.G. Vakulenko, I.S. Yeltsov, P.A. Yan

Trofimuk Institute of Petroleum Geology and Geophysics (IPGG) SB RAS, Novosibirsk, Russia Sedimentation Model of the Lower Jurassic Deposits in Azharma Structural-Facial District (Western Siberia) by Deep-Hole Drilling Data

Нижнеюрские отложения имеют локальное распространение в краевых участках Западно-Сибирского бассейна. На территории Ажарминского структурно-фациального района, в зависимости от структурного положения, непосредственно на доюрском комплексе залегают левинский, шараповский, китербютский, надояхский, лайдинский и даже вымский стратиграфические горизонты. Слабая охарактеризованность нижнеюрских отложений материалами бурения определяет фрагментарность наших знаний по особенностям их строения и обстановкам формирования. По поводу генезиса рассматриваемых отложений существуют две точки зрения. Сторонники первой связывают формирование их с гумидным типом седиментации в обстановках аллювиальной равнины с некоторой долей пролювиальных конусов выноса [1]. Сторонники второй считают, что формирование шараповского и надояхского горизонтов происходило в обстановках дельт и обширных лагун, а китербютского и лайдинского – в обстановках морского мелководья и лагун [2]. Результаты исследований новых разрезов нижнеюрских отложений позволяют дополнить и уточнить представления о строении и истории развития Западно-Сибирского бассейна седиментации. Кроме того, в связи со значительной выработкой уже открытых нефтяных и газовых месторождений в Западно-Сибирской нефтегазоносной провинции и необходимостью дальнейшего прироста запасов углеводородного сырья, в последние 10-15 лет резко возрос интерес к глубокопогруженным горизонтам и слаборазбуренным территориям, считавшимся ранее малоперспективными. Одним из таких объектов являются нижнеюрские отложения Ажарминского структурнофациального района, где в последнее десятилетие было пробурено несколько параметрических скважин (Вездеходная-4, Восток-1, Восток-3 и Восток-4). В тектоническом отношении скважины Восток-1 и Восток-4 расположены в пределах Красноселькупской мегамоноклизы, а Восток-3 и Вездеходная-4 приурочены к Бореуковской мезовпадине Восточно-Пайдугинской синеклизы.

Нижнеюрские отложения в Ажарминском структурно-фациальном районе представлены урманской, тогурской/иланской и пешковской свитами. Урманская свита распространена фрагментарно в пределах отрицательных структур первого порядка, последовательно выклиниваясь на склонах положительных структур. Свита делится на три подсвиты: преимущественно песчаные нижнюю и верхнюю (с песчаными пластами Ю<sub>17</sub> и Ю<sub>16</sub> соответственно) и алеврито-глинистую среднюю. В скв. Восток-3 впервые на территории района вскрыта нижнеурманская подсвита, представленная 100-метровой толщей песчаников с маломощными алеврито-глинистыми участками. Песчаники светло-серые, участками белесые, средне-, крупно-среднезернистые массивные и пологокосослойчатые. Отложения формировались в аллювиальном комплексе в условиях стрежневой части русла реки с преимущественно твердым донным стоком.

Среднеурманская подсвита в полном объеме вскрыта в скв. Восток-3. Она имеет мощность 20,5 м и полностью охарактеризована керном. Ее нижние 10,5 м представлены алевролитами крупнозернистыми и песчаниками мелкозернистыми с мелкой косой троговой слойчатостью, характеризующей мелкую волнистую рябь течения, а также мелкой косой таблитчатой и пологокосой слойчатостью, указывающей на некоторое увеличение скорости однонаправленного потока. Отложения формировались в обстановке прируслового вала. Алевропесчаные отложения разделены 1–2 метровыми алевритоглинистыми пойменными отложениями. Верхние 10 м представлены аргиллитами и алевроаргиллитами массивными и с волнистой, волнисто-линзовидной слоистостью, формировавшимися в пойменных, периодически затапливаемых, обстановках путем осаждения тонкого материала из взвеси, с периодами осушения и зарастания территории с образованием прослоев углей. По всему уровню встречаются углефицированный растительный детрит, отпечатки растительности и участки сидеритизации пород.

В скв. Вездеходная-4 на породах доюрского основания залегает верхняя часть среднеурманской подсвиты толщиной 10 м, представленная волнисто-линзовидным переслаиванием алевролитов серых, темно-серых мелко-крупнозернистых и крупнозернистых и аргиллитов темно-серых, иногда со слабым буроватым оттенком. Присутствуют включения окисленного пирита, интракластов сидерита, возможно, есть примесь вулканокластического материала. В.И. Ильиной (ИНГГ СО РАН) в рассматриваемых отложениях установлены остатки пресноводного (озерного) микрофитопланктона.

Верхнеурманская подсвита вскрыта и охарактеризована керном во всех скважинах. В скважине Восток-3 она имеет мощность 9 м, представлена песчаниками мелко- и среднезернистыми с пологокосой однонаправленной слойчатостью, часто встречающейся в отложениях, сформированных в стрежневой части русла реки, с крупной рябью течения. Постоянно присутствует характерный для речных отложений разноразмерный углефицированный растительный детрит, накапливающийся на склонах гребней ряби. Участками встречается крупная косая таблитчатая и мелкая косая троговая слойчатость, свидетельствующие об изменении скорости потока. В скважине Восток-4 разрез верхнеурманской подсвиты имеет в целом схожее строение, но существенно большую мощность (53 м). В скважине Восток-1 верхнеурманская подсвита несколько отличается по строению и обстановкам формирования. В нижней и верхней частях она представлена аргиллитами периодически заболачивающейся поймы, в средней песчаным пластом Ю<sub>16</sub>, сформированным в стрежневой части русла реки, с прослоями гравелитов с обильными крупными углефицированными и сидеритизированными растительными остатками, сформированными в условиях гравийных отмелей. В скв. Вездеходная-4 горизонт Ю<sub>16</sub> верхнеурманской подсвиты толщиной около 44 м представлен мелкозернистыми, реже разнозернистыми песчаниками и алевропесчаниками с немногочисленными прослоями алеврито-глинистых пород. Песчаники серые, иногда с зеленоватым оттенком, массивные и с пологокосой слойчатостью за счет намыва углефицировнного растительного детрита и глинистого материала. В основании горизонта отмечен прослой интракластической брекчии.

Особенности состава, текстур пород и закономерности строения разрезов позволяют сделать вывод, что река, сформировавшая песчаные пласты Ю<sub>17</sub> и Ю<sub>16</sub>, относилась к разветвленному типу. Эти реки характеризуются наличием разделяющихся и вновь последовательно объединяющихся вокруг алювиальных островов русел.

В скважинах Вездеходная-4, Восток-3 и Восток-4 верхнеурманскую подсвиту перекрывает иланская свита, которая имеет мощность около 40 м и практически полностью охарактеризована керном. Свита представлена чередованием уровней зеленовато-серых аргиллитов, алевроаргиллитов, участков переслаивания алевропитов и аргиллитов, и относительно маломощными пачками крупнозернистых алевролитов и алевропесчаников. Встречены остатки раковин пресноводных ракообразных, а на Вездеходной площади озерный микрофитопланктон. Формирование уровней массивных аргиллитов происходило в центральной части озера при наибольших глубинах и спокойной гидродинамике без существенного влияния волн, путем фонового осаждения тонкого материала из взвеси. В более мелководных прибрежных участках формировались отложения с характерным для озерных обстановок ритмичным горизонтальные и вертикальные следы жизнедеятельности донных организмов, остатки корневой системы растений. Большая мощность свиты и доминирование тонкого осадка удаленных от берега зон говорит о существовании на данном этапе довольно крупного глубокого озера или серии озер с активным поступлением осадочного материала и развитием бентосных форм жизни.

В скважине Восток-1 урманскую свиту перекрывает тогурская, мощностью 15 м, охарактеризованная керном в верхней своей половине и имеющая, отличный от классического, опесчаненный разрез. Она представлена неравномерным переслаиванием алевролитов, песчаников и аргиллитов, которые были сформированы в условиях прибрежной части озера. Песчаные пачки формировались, вероятно, в дельтовых лопастях мелких рек, впадающих в озера.

Выше по разрезу во всех трех скважинах вскрыта пешковская свита, мощностью от 123 м до 248 м. Она делится на две части: большая часть свиты представлена группой песчаных пластов Ю<sub>15</sub>, фрагментарно охарактеризованных керновым материалом, а в верхней части, согласно материалам ГИС, вскрыта песчано-алеврито-глинистая, углистая пачка (аналог радомской), не охарактеризованная керном. Группа пластов Ю<sub>15</sub> представлена песчаниками различного гранулометрического состава с маломощными прослоями гравелитов и разнозернистых алевролитов. Постоянно отмечаются гальки различной степени окатанности бурой сидеритизированной породы, реже темно-серых и зеленоватых аргиллитов, интракласты углистых и глинистых пород. Среди текстур пород преобладают массивные и косослойчатые, но встречаются участки с пологокосой и слабоволнистой слойчатостью, в различной

степени проявленной намывами углефицированного растительного детрита, глинистого материала, а также мелких обрывков углистых слойков. Особенности строения группы пластов Ю<sub>15</sub> позволяют отнести их, так же как и вышеописанные пласты Ю<sub>17</sub> и Ю<sub>16</sub>, к аллювиальному комплексу. Песчаные тела формировались в условиях стрежневой части русла палеореки в несколько циклов с уменьшением гранулометрического состава отложений снизу вверх. Пойменная часть, скорее всего, периодически тоже формировалась, но затем была размыта и переотложена новым циклом врезания русла, о чем свидетельствуют уровни с обильными интракластами аргиллитов, иногда сидеритизированных. Совокупность текстурных особенностей и гранулометрического состава отложений указывают на высокую скорость течения палеопотока, слабо изменявшуюся во времени.

Таким образом, полученные нами результаты исследования новых разрезов подтверждают континентальный генезис нижнеюрских отложений (аллювиальный и озерный комплексы) в Ажарминском структурно-фациальном районе. Песчаные пласты формировались в русле реки разветвленного типа с преобладанием твердого донного стока и меняющейся скоростью потока. Разделяющие их маломощные углисто-алеврито-глинистые пачки формировались в обстановках периодически заболачивающейся пойменной равнины. Образование алеврито-глинистой иланской свиты происходило в обстановках прибрежной и центральной частей озера. Опесчаненная тогурская свита формировались в прибрежной части озера, в дельтовых лопастях мелких рек. По геохимическим данным нижнеюрские отложения формировались в пресноводных условиях, на что указывают низкие значения отношения Sr/Ba, варьирующие от 0,19 до 0,28.

#### Литература

1. Булынникова А.А., Резапов А.Н., Пучкина В.В. и др. (1968) Геологическое строение и перспективы нефтегазоносности Приенисейской части Западно-Сибирской низменности. Новосибирск: Недра, 1968. 216 с.

2. Девятов В.П., Еханин А.Е., Зайцев С.П. (2006) Геологические параметры юры восточных земель Томской области в связи с оценкой перспектив нефтегазоносности // Геологическое строение и нефтегазоносность отложений юго-востока ЗСП (Томская область). Новосибирск, 2006. С.71-75.

#### О.С.Ветошкина

Институт геологии Коми научного центра Уральского отделения (ИГ Коми НЦ УрО) РАН, Сыктывкар, Россия, e-mail: vetoshkina@geo.komisc.ru

## ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ СИДЕРИТА КАК ПОКАЗАТЕЛЬ ОБСТАНОВКИ СЕ-ДИМЕНТАЦИИ ЮРСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ НИЖНЕВЫЧЕГОДСКОЙ ВПАДИ-НЫ, СЕВЕР РУССКОЙ ПЛИТЫ

#### O. S. Vetoshkina

Institute of Geology Komi SC UB RAS, Syktyvkar, Russia

Chemical composition of siderite as an indicator of depositional environment of Jurassic Sediments of the Nizhnyaya Vychegda Depression, Northern Russian Plate

Изучение химического состава сидеритовых конкреций, линз и пластов из юрских отложений на территории Нижневычегодской впадины позволило обнаружить очень широкий диапазон изменения содержания основных компонентов  $Mg^{2+}$ ,  $Ca^{2+}$ ,  $Mn^{2+}$  и  $Fe^{2+}$  и подтвердить, установленную ранее для других бассейнов [1, 3], зависимость между фациальной принадлежностью отложений и химическим составом раннедиагенетического сидерита.

Fe-карбонатные конкреции континентальных фаций характеризуются присутствием сидерита с высоким содержанием FeCO<sub>3</sub> (в среднем 93,86 %). MgCO<sub>3</sub> практически отсутствует. Среднее содержание MgCO<sub>3</sub> для сидеритовых конкреций этой группы составляет всего 0,53 % от суммы карбонатов. Нередко конкреции из пресноводных отложений имеют относительно высокие концентрации Mn (в среднем 4,21 % MnCO<sub>3</sub>) по сравнению с морскими конкрециями. При этом чаще всего Ca и Mn входят в качестве изоморфной примеси в состав сидерита. Как показало комплексное минералогическое исследование, характерной особенностью минерального состава этих конкреционных образований является совместное присутствие даже в одном образце нескольких близких между собой по составу типов сидерита. В Fe-карбонатных конкрециях из типично континентальных юрских отложений сысольской свиты сидерит присутствует в виде Ca-, Mn-сидерита и практически чистого сидерита.

Сидеритовые конкреции, развитые в отложениях солоноватоводных бассейнов, которые в той или иной степени были связаны с морскими акваториями, в которых иногда встречаются конкреции с микрофоссилиями солоноватоводных организмов и растительными остатками, также, как и пресноводные, характеризуются достаточно высоким содержанием углекислого железа (в среднем 87,20 %) и несколько повышенным, по сравнению с пресноводными, количеством CaCO<sub>3</sub> (в среднем 6,77 %). Наблюдается небольшое повышение количества MgCO<sub>3</sub> (в среднем 2,96 %). Са–Мп-, Мп–Са-, Са-сидерит и «практически чистый» сидерит образуют Fe-карбонатные конкреции в солоноватоводных отложениях. Наибольшее значение имеет Са-сидерит. Из-за дефицита магния Ca-Mg-сидерит встречается в резко подчиненном количестве.

Сидеритовые конкреции, в составе которых также преобладает карбонат железа (в среднем 78,62 %) при относительно высоком содержании CaCO<sub>3</sub>, MgCO<sub>3</sub>, а иногда и MnCO<sub>3</sub> связаны с мелководными, прибрежно-морскими глинисто-алевритовыми осадками. Среднее содержание CaCO<sub>3</sub> достигает здесь 11,00 % от суммы карбонатов. Роль карбонатов магния в составе сидерита, в отличие от сидерита из пресноводных и переходных отложений повышается и составляет в среднем 6,33 %. Средняя величина MnCO<sub>3</sub> составляет 4,04 %. В конкрециях из глинисто-алевритовых мелководных, прибрежно-морских отложений аутигенный сидерит представлен Са–Mn-, Mn–Ca-, Ca-, Mn-, Ca–Mn–Mg- разновидностями, а также Ca-Mg и Mg-Ca-сидеритом. Наиболее часто встречаемой формой является Са-сидерит. Са–Mg- и Mg–Ca-сидериты играют здесь более значительную роль.

Наиболее широкое участие карбонатов кальция и магния наряду с преобладающим карбонатом железа оказалось характерным только для сидеритовых конкреций из отложений средней (J<sub>2</sub>kl) и верхней (J<sub>3</sub>vl) юры на территории Сысольской котловины, где трансгрессивные циклы были связаны с наступлением морских, относительно глубоководных условий бассейна. В составе конкреций, встреченных в породах собственно морского генезиса преобладает FeCO<sub>3</sub> при высоком содержании CaCO<sub>3</sub> (в среднем 14,57 %) и MgCO<sub>3</sub> (в среднем 12,28 %). Содержание MnCO<sub>3</sub> здесь составляет всего 1,68 %. Такое распределение MgCO<sub>3</sub> в сидеритовых конкрециях из отложений различных фаций вполне закономерно, поскольку источником магния в поровых растворах является морская вода. Как известно, именно морские воды богаты Mg<sup>2+</sup> [2]. Мg–Са-сидерит и Са–Мg-сидерит сформировали конкреции в относительно глубоководных морских отложениях.

Как видно, Са-Мп-сидерит, который характеризует начальную диагенетическую стадию пресноводных континентальных и солоноватоводных отложений отсутствует в морских отложениях. Важное значение здесь приобретают Са–Мg и Mg–Са-сидерит, слагающие все тело конкреций. Последние типы сидерита редки в солоноватоводных переходных отложениях и совсем не встречаются в пресноводных. Важным фактором, определяющим состав Fe-карбонатных конкреций, а значит типы сидерита в конкрециях, являются условия осадконакопления. Состав сидерита в конкрециях, в том числе включающих замещенные сидеритом органические остатки, юрских отложений Нижневычегодской впадины связан с конкретными обстановками седиментации. Состав конкреций и фаз сидерита находится в зависимости от состава иловых вод, который, в первую очередь, определяется обстановками, в которых формировались вмещающие отложения.

Состав раннедиагенетического сидерита в конкрециях является довольно чувствительным показателем условий осадконакопления. Широкий диапазон изменения содержания основных элементов в конкрециях и разнообразие типов сидерита по составу являются отражением контрастности пород и фаций, характерной для Нижневычегодской впадины. В химическом составе конкреций фиксируются признаки, свойственные первоначальному осадку. Распространение карбонатных минералов в Feкарбонатных конкрециях и пластах оценивается приблизительно так: в пресноводных континентальных отложениях – Ca-, Mn-, Mn-Ca-сидерит, сидерит; в переходных от континентальных к морским (солоноватоводным) – Ca-, Ca–Mn-, Mn–Ca-сидерит, сидерит; в морских относительно мелководных и прибрежно-морских отложениях – Ca–Mn-, Mn–Ca-, Mg–Ca-, Ca-, Ca–Mn–Mg-, Mn-, Ca–Mg-сидериты, кальцит; в морских относительно глубоководных отложениях – Mg–Ca-, Ca-Mg-сидерит, Fe–Mn-, Fe– Mn–Mg-кальцит.

Таким образом, разновидности сидерита чётко приурочены к определенным фациям осадочных бассейнов Нижневычегодской впадины. В пресноводных континентальных фациях преобладают Са-Mn-, Mn-Ca-сидериты, сидериты и совсем не характерны Mg-сидериты. В морских относительно глубоководных фациях, напротив, доминируют Ca-Mg и Mg-Ca-сидериты.

#### Литература

1. Тимофеева З.В. Сидеритообразование в фанерозое и позднем докембрии // Геохронология и проблемы рудообразования. М.: Недра. 1977. С. 112–117.

2. Curtis C.D., Coleman M.L., Love L.G. Pore water evolution during sediment burial from isotopic and mineral chemistry of calcite, dolomite and siderite concretions // Geochim et Cosmochim Acta, 1986. V. 50. P. 2321–2334.

3. Mozley P.S. Relation between depositional environment and the elemental composition of early diagenetic siderite // Geology. 1989. V. 17. № 8. P. 704–706.

#### Л.А. Вискова

#### Палеонтологический институт (ПИН) РАН, Москва, Россия, e-maill: oweiss @ mail.ru СРЕДНЕЮРСКАЯ РАДИАЦИЯ МШАНОК И НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ ИХ РАЗВИТИЯ НА РУССКОЙ ПЛАТФОРМЕ

#### L.A. Viskova

Paleontological institute (PIN) RAS, Moscow, Russia

Middle Jurassic radiation of bryozoans and some peculiarites of their development on Russian platform

После пермско-триасового кризиса первая заметная радиация мшанок произошла в средней юре. Однако до настоящего времени эта радиация устанавливалась только на основании результатов исследования западноевропейских мшанок, очевидно, в связи со слабой их изученностью в других регионах. Несмотря на то, что юрские мшанки в нашей стране пока изучаются только из центра европейской части России [2-7], они уже существенно дополнили и изменили сложившиеся представления об особенностях их развития в рассматриваемую эпоху.

В настоящее время почти половина всех известных (более 50) юрских родов мшанок обнаружена в средней и частично в верхней юре Русской платформы. Из общего числа известных (около 100) юрских видов выявлено 37 (таблица, ЦР – Центральная Россия, ЗЕ – Западная Европа). Из них 36 видов относятся к 25 родам (14 семейств), которые принадлежат ко всем трем отрядам класса Stenolaemata, согласно принятой автором системе [1]: Tubuliporida, несколькими родами перешедшего из палеозоя, Cerioporida, возникшему в триасе от завершившего в нем свое развитие палеозойского отряда Trepostomida, и Melicerititida, ответвившегося уже в средней юре, очевидно, от Tubuliporida. Один новый вид бесскелетной сверлящей мшанки принадлежит ко второму классу - Eurystomata. Палеогеографическое распространение многих из этих мшанок указывает на их значительное сходство со среднеюрскими мшанками Западно-Европейской провинции.

Районы местонахождений мшанок на Русской платформе представляли собой средне- и позднеюрские морские бассейны на территории Москвы, Московской, Брянской, Костромской, Нижегородской, Самарской, Рязанской и Саратовской областей (сборы А.С. Алексеева, П.А. Герасимова, А.В. Гужова, В.В. Митта, С.Б. Сельцера, А.В. Ступаченко). Эти моря входили в Восточно-Европейскую провинцию, выделенную по аммонитам и другим группам организмов [8]. Исходя из данных Б. Вальтера [10] в среднеюрскую эпоху Западно-Европейская и Средиземноморская провинции характеризовались как местными, так и общими видами мшанок. Смешение бореальных и тетических элементов мшанковой фауны и ее обновление во всех морях Западной Европы происходило в байоском и батском веках [10]. Во время обширной келловейской трансгрессии многие личинки мшанок с теплыми течениями попали в бассейны Восточно-Европейской провинции. Одни из них успешно приспособились к новым местам обитания, другие, осваивая новые экологические ниши, дали начало новым таксонам, особенно в бассейнах центра Русской платформы, в которых Stenolaemata продолжали оставаться единственными мшанками с известковым скелетом.

Только в среднекелловейских бассейнах на территории Москвы и Подмосковья появились два новых рода и 17 новых видов (включая установленные ранее [2,5,6] и обнаруженные недавно). Из них особый интерес представляют виды родов, которые раньше не встречались в отложениях древнее раннего мела и характеризуются разными типами гетерозооециев: у Disporella и у нового рода развиты альвеолы, у Siphodictyum - вакуоли, у Cellulipora - лакуны, у Diplosolen - нанозооиды и у Сеаta - кенозооиды. Кроме того, в колониях нового рода Stoporatoma выявлены циркулярные рептозооиды и ризоиды. Находки мшанок с этими разнообразными и жизненно важными структурами свидетельствуют о значительном становлении полиморфизма зооидов у Stenolaemata уже в среднем келловее, и в то же время меняет сложившееся представление о слабом его развитии у мшанок этого класса вообще.

Характер жизненных форм изученных мшанок позволяет считать, что в средней юре завершилось формирование всех типов роста их колоний - открытый, закрытый и комбинированный. Они
# Юрская система России: проблемы стратиграфии и палеогеографии

Юрские мшанки центра	европе	ейской	части	Росси	и и их	геогра	фичес	кое и с	стратиг	рафич	еское р	аспрос	транен	иие			
	Ярусы																
Виды		аален байос		бат		келловей		идофорд		жимеридж		волжский					
ļ		Н	с	В	Н	с	В	Н	с	В	Н	с	В		Н		2
Класс Eurystomata				-			1	1	1	1		1	1	1	1		
Orbignyopora sp. nov.									ЦР								
Класс Stenolaemata		1	1	1	1	1	1	1	<u> </u>			r –		1	1		r
Reptomultisparsa cobergonensis Walter, 1969	3E	3E			ЦP				25							!	
Stomatopora dichotoma (Lamouroux, 1821)	3E	3E	3E	3E	3E	3E	3E	3E	ЦР	3E		3E					
S. waltoni Haime, 1854		3E	3E	3E			3E	3E	ЦР			3E					
S. bajocensis (d'Orbigny, 1850)	3E	3E	3E	3E	3E		3E		ЦР								
Stoporatoma gerasimovi Viskova, 2006									ЦР								
Diastopora gzheliensis Gerasimov, 1955									ЦР								
Microeciella sp. nov.									ЦР								
Oncousoecia sp. nov.									ЦР								
Proboscina morinica (Sauvage, 1899)		3E					3E		ЦР		3E						
P. alfredi Haime, 1854		3E		3E					ЦР								
Plagioecia orbiculata (Goldfuss, 1826)				3E			3E		ЗЕ ЦР		3E						
Diplosolen pravus Viskova, 2007									ЦР								
Mesenteripora undulata (Michelin, 1846)		ЗE	3E	3E	3E	ЗE	3E	3E	ЗЕ ЦР								
Entalophora alexeevi Viskova, 2007									ЦР								
Spiropora pseudostraminea Gerasimov, 1955									ЦP								
S. nodosa Gerasimov, 1955									ЦР								
Terebellaria ramossissima (Lamouroux, 1821)	3E	3E	3E	3E	3E	3E	3E	3E	ЦР								
Multisparsa lamellosa (Michelin, 1845)	3E		3E	3E	3E	3E	3E	3E	ЦР								
Cellulipora retshitsiensis Viskova, 2007									ЦР								
Reptonodicava conviva (Gerasimov, 1955)									ЦР								
Ceriopora ?simplex Gerasimov, 1955									ЦР								
Neuropora spinosa (Lamouroux, 1821)	3E	3E	3E	3E	3E	3E	3E	3E	ЗЕ ЦР		3E						
Reptomulticava sp. nov.									ЦР								
Siphodictyum primarium Viskova, 2007									ЦР								
Disporella mosquensis (Gerasimov, 1955)									ЦР								
Gen. et sp. nov. (Lichenoporidae)									ЦР								
Ceata kamushkiensis Viskova, 2007									ЦР								
Reptomultisparsa sp.										ЦP							
Stomatopora bouchardi Haime, 1854											ЗЕ ЦР						
Stomatopora sp.											ЦР						
Hyporosopora sp. nov.												ЦP					
Rosacilla corallina Sauvage, 1899													ЗЕ ЦР				
Stomatopora kashpirica Gerasimov, 1955																ЦР	
Diastopora ?ambigua Gerasimov, 1955																ЦР	
Rosacilla cf. tenuis Sauvage, 1899																ЦР	ЦР
R. centrifuga (Trautschold, 1861)																	ЦР

включают всё разнообразие как инкрустирующих, в том числе впервые регистрируемых дисковидных форм (Disporella), так и массивных и вертикально растущих (кроме членистых, появившихся в позднем мелу) колоний, в том числе впервые отмечаемых грибовидных, образованных субколониями (Cellulipora).

Особенности трофического структурирования колоний юрских мшанок, исходя из их сравнения с современными, позволяют различать индивидуальную или групповую деятельность составлявших их зооидов, проявлявшуюся при извлечении пищевых частиц из воды. Первая выражается в равноудаленном расположении отверстий зооидов (Stomatopora, Cellulipora и др.), вторая - в их комбинациях в линейные (Siphodictyum), кольцевые (Spiropora) и радиальные (Disporella) ряды - фасцикли. Можно утверждать, что отраженное в скелетной морфологии разнообразие поведенческих реакций у Stenolaemata сложилось в среднеюрскую эпоху.

В целом, на материале юрских мшанок Русской платформы удалось показать [2-7], что их радиация, начавшаяся в байосе – бате Западной Европы, продолжилась в средней юре в Восточной Европе, и что наибольшее разнообразие морфологических новаций возникло у них почти одновременно в течение среднего келловея, очевидно, на протяжении 1 миллиона лет. Это меняет существующее представление, что у Stenolaemata новации возникали постепенно на протяжении 100 млн лет [9] - в интервале с позднего триаса до середины мела.

Исследования проведены при поддержке Программы Президиума РАН «Происхождение и эволюция биосферы», проект № 18 «Эвстатические колебания уровня моря в фанерозое и реакция на них морской биоты» и РФФИ, проект 06-05-64641.

#### Литература

1. Вискова Л.А. (1992) Морские постпалеозойские мшанки. М.: Наука, 1992. 187 с. (Тр. Палеонтол. инта РАН; Т. 250).

2. Вискова Л.А. (2006а) Мшанки родов Stomatopora Bronn и Stoporatoma gen. nov. из средней юры Москвы и Московской области // Палеонтол. журн. 2006а. № 4. С.73-77.

3.Вискова Л.А. Диверсификация юрских мшанок (Stenolaemata) Русской платформы // Эволюция биосферы и биоразнообразия. М.: Товар-во науч. изд. КМК РАН. 2006б. С.168-176.

4. Вискова Л.А. (2006в) Новые данные о среднеюрских мшанках центра европейской части России // Бюл. МОИП. Отд. геол. 2006в. Т. 81. Вып.4. С.49-59.

5. Вискова Л.А. (2007) Новые мшанки Stenolaemata из средней юры Москвы и Подмосковья // Палеонтол. журн. 2007. № 1. С.45-55.

6. Герасимов П.А. (1955) Руководящие ископаемые мезозоя Центральных областей Европейской части СССР. Часть 2. Иглокожие, ракообразные, черви, мшанки и кораллы юрских отложений. М.: Госгеолтехиздат, 1955. 90 с.

7. Завьялов М.А. Систематическое положение келловейских мшанок Подмосковья // Материалы Межд. конференции студентов и аспирантов по фундаментальным наукам «Ломоносов». Вып. 2. М.: Изд-во Моск. ун -та, 1988. С.222-225.

8. Шевырев А.А. Биогеография юры // Итоги науки и техники. Стратигр. Палеонтол. М.: ВИНИТИ, 1979. Т.9. С.29-58.

9. Jablonski D., Lidgard S., Taylor P.D. (1997) Comparative ecology of bryozoan radiations: origin of novelites in cyclostomes and cheilostomes // Palaios. 1997. V.12. P.505-523.

10. Walter B. (1969) Les Bryozoaires jurassiques en France. Etude systematique. Rapports avec la stratigraphie et la palйойсоlogie // Docum. Lab. Gйol. Fac. Sci. Lyon. 1969. N 35. 328 p.

#### В.Я.Вукс

ФГУП «Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П. Карпинского (ВСЕГЕИ)», Санкт-Петербург, Россия, e-mail: Valery\_Vuks@vsegei.ru

# БИОЗОНАЛЬНАЯ СХЕМА ВЕРХНЕЙ ЮРЫ ЗАПАДНОГО КАВКАЗА: ФОРА-МИНИФЕР И ИХ ФАЦИАЛЬНЫЕ ОСОБЕННОСТИ

## V.J. Vuks

A.P. Karpinsky Russian Geological Research Institute (VSEGEI), St. Petersburg, Russia Biozonal scheme of the Upper Jurassic of the Western Caucasus: foraminifers and theirs facial features

На территории Западного Кавказа для средней (келловей) и верхней юры установлено несколько палеотектонических зон: Лагонакская зона барьерных рифов (Лагонакская зона), зона Западно-Кубанского прогиба, Лабинская зона, Абино-Гунайская зона, Новороссийско-Лазаревская зона и зона барьерных рифов Ахцу-Кацирха [6]. Необходимо отметить, что три первые зоны относятся к Скифской плите, две последующие – к складчатой зоне Кавказа, а последняя – к Закавказскому срединному массиву. Биозональная схема для Западного Предкавказья была предложена З.А.Антоновой и Л.В.Зозулей [5]. Она является составной, так как для верхней юры установлены зона *Marssonella doneziana-Ophthalmidium strumosum* для отложений оксфорд-кимериджа Лабинской зоны. Кроме нее, в XX веке биозональные схемы по фораминиферам на Кавказе для двух палеотектонических зон были установлены на территории северного склона Центрального и Восточного Кавказа (Кабардино-Дагестанская зона) и Грузии (Цесси-Кортинская зона) [1, 7].

В последние годы были предложены схемы расчленения верхней юры по фораминиферам для Лагонакской, Абино-Гунайской и Новороссийско-Лазаревской зон. В восточной части Лагонакской зоны установлены местные зоны *Alveosepta jaccardi* (оксфорд-кимеридж) и с *Melathrokerion spirialis* (титон) [8], а для остальной части упомянутой территории - *Alveosepta* (?) *ukrainica* (оксфорд-кимеридж) и *Anchispirocyclina jurassica - Lenticulina ponderosa* (титон) [2, 3, 4, 9].

В поздней юре происходит постепенное обособление кавказских бассейнов и своеобразие в осадконакоплении и развитии биоты каждого из них увеличивается. В Лабинской зоне титон представлен пестроцветной толщей, где фораминиферы не установлены. В восточной части Лагонакской зоны расположены рифовые образования, а в западной части этой зоны – зафиксировано переслаивание глин и конгломераты рифовых известняков. В рифовых известняках установлены комплексы с Alveosepta *jaccardi* (оксфорд-кимеридж) и с *Melathrokerion spirialis* (титон) [8], а в глинах западной части Е.А. Гофман описала комплексы фораминифер, которые позднее были отнесены к местным зонам -Alveosepta (?) ukrainica (оксфорд-кимеридж) и Anchispirocyclina jurassica - Lenticulina ponderosa (титон) [2, 4]. С другой стороны комплексы с Alveosepta (?) ukrainica (оксфорд-кимеридж) и с Anchispirocyclina jurassica - Lenticulina ponderosa (титон) определены не только в упомянутых отложениях, но и во флишиодных образованиях восточной части Абино-Гунайской зоны, и в карбонатно-глинистых толщах Новороссийско-Лазаревской зоны. Таким образом, не всегда фациальные особенности отложений однозначно контролируют систематический состав комплексов фораминифер. Кроме того, появлется возможность коррелировать одновозрастные отложения палеотектонических зон разных структур более высокого порядка (Скифская плита и складчатая зона Кавказа). Тем не менее, можно говорить о достаточно близкой картине смены сообществ для поздней юры Западного Кавказа.

В отличие от Западного Кавказа, на востоке (Кабардино-Дагестанская зона) и в Грузии (Цесси-Кортинская зона) развиваются другие ряды сообществ фораминифер, смена которых происходит чаще и со своеобразными таксономическими составами. В каждой из упомянутых зон были установлены схемы расчленения по фораминиферам, которые практически не совпадали, но комплексы фораминифер на некоторых стратиграфических уровнях в целом были довольно похожи (кимеридж и верхи титона).

Анализ комплексов фораминифер на западе, востоке и юге Кавказа показывает, что смена ассоциации фораминифер происходила асинхронно и с разной скоростью, но некоторая общность составов



Рис. 1. Схема расположения палеотектонических зон Западного Кавказа: 1. Лагонакская зона, 2. Абино-Гунайская зона, 3. Новороссийско-Лазаревская зона, 4. Лабинская зона.

все же наблюдается между одновозрастными сообществами Восточного Кавказа и Грузии. Ассоциации в восточной части Лагонакской зоны состоят из типично тетических видов, а комплексы фораминифер в остальных зонах Западного Кавказа представляют собой смешанные сообщества, в которых, кроме ти-



Рис. 2. Схема расчленения верхней юры Западного Кавказа по фораминиферам.

пичных форм для палеобассейнов Тетической и Бореальной областй, встречается значительное количество энедемичных видов или виды характерные для Кавказа. В целом в поздней юре Западного Кавказа смена комплексов фораминифер происходила довольно синхронно и на значительной ее территории обитали близкие по таксономическому составу сообщества.

Таким образом, представленный анализ позднеюрских сообществ фораминифер Западного Кавказа показывает, что эти ассоциации соседних палеобассейнов тесно взаимодействовали между собой и эволюционировали достаточно синхронными темпами. В целом это позволяет представить довольно простую схему расчленения верхней юры по фораминиферам для большей части Западного Кавказа. Изменение фациальных особенностей развития палеобассейнов не всегда существенно отражается на таксономическом составе сообществ фораминифер.

Выполненная работа является вкладом в международный проект IGCP 506.

#### Литература

1. Азбель А.А., Григялис А.А. (ред.) (1991) Практическое руководство по микрофауне СССР. Т.5. Фораминиферы мезозоя. Л., Недра, 1991, 375 с.

2. Безносов Н.В., Бурштар М.С., Вахрамеев В.А., Крымгольц Г.Я., Кутузова В.В., Ростовцев К.О., Снегирева О.В. (ред.) (1973) Объяснительная записка к стратиграфической схеме юрских отложений Северного Кавказа. М.: Недра, 1973, 193 с.

3. Вукс В.Я. (2005) Позднеюрские фораминиферы Западного Кавказа и их корреляционные возможности // Микропалеонтология в России на рубеже веков: Тез. докл. М.: ГЕОС, 2005, с.13

4. Гофман Е.А. (1967) Фораминиферы юры Северного Кавказа. М.: Наука, 1967, 180 с.

5. Григялис А.А. (ред.) (1982) Биостратиграфия верхнеюрских отложений СССР по фораминиферам. Вильнюс: Мокслас, 1982, 173 с.

6. Ростовцев К.О. (ред.) (1992) Юра Кавказа. СПб: Наука, 1992, 192 с.

7. Стратиграфия и корреляция верхней юры СССР по фораминиферам. М.: ГИН АН СССР, 1985, 126 с. 8. Vuks V.Ja. (2002) Late Jurassic Foraminifers of the Northern Caucasus and adjacent regions (zonation and correlation) // Abstract and Program volume of the 6<sup>th</sup> International Symposium on the Jurassic System. Mondello, Italy. September 12-22<sup>nd</sup>, 2002, pp. 192-193

9. Vuks V.Ja. (2004) Foraminiferal zonation of the Upper Jurassic of the Caucasus: comparison of schemes and new results // Abstract volume of the 32<sup>nd</sup> International Geological Congress. Part 1, Florence, Italy. August 20-28<sup>th</sup>, 2004, p. 823.

# Л.А. Глинских

Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А.Трофимука (ИНГГ) СО РАН, Новосибирск, Россия, e-mail: glor@mail.ru

# БИОНОМИЧЕСКАЯ ДИФФЕРЕНЦИАЦИЯ АССОЦИАЦИЙ ФОРАМИНИФЕР НА СЕВЕРЕ ЗАПАДНО-СИБИРСКОГО БАССЕЙНА В РАННЕЙ И СРЕДНЕЙ ЮРЕ

## L.A. Glinskikh

Trofimuk Institute of Petroleum Geology and Geophysics (IPGG) SB RAS, Novosibirsk, Russia Bionomical differentiation of foraminiferal associations on NW Siberian basin in Early and Middle Jurassic

При решении задач межрегиональной корреляции разнофациальных отложений, а также для корректных палеогеографических построений важным аспектом является изучение закономерностей биономической дифференциации ассоциаций микробентоса. Детальные реконструкции профиля дна, биофаций и конкретных факторов среды Западно-Сибирского моря в ранней и средней юре пока не представляются возможными из-за редкости отбора керна, а также посредственной сохранности материала. Однако, обобщив сведения о вертикальном и латеральном распространении комплексов микрофауны нижне-среднеюрских отложений севера Западной Сибири, полученные в результате проведенного исследования, а также из литературных источников, удалось реконструировать ряды ассоциаций (=палеокатены) фораминифер, последовательно сменяющиеся в пространстве от палеоберега к центральной части бассейна: характерные для мелководья, приближенного к берегу (0–25 м, IIIб); мелководья, удаленного от берега (25–50 м, IIIа); умеренных глубин (50–100 м, II) [3, 7].

Поздний плинсбах в целом ознаменовался обширной трансгрессией на севере Евразии, вследствие которой море достигло Западной Сибири, продвинувшись к югу вплоть до среднего течения р. Пур [1, 2]. Плинсбахские сообщества микробентоса Западно-Сибирского моря (Бованенковская, Новопортовская и другие площади) обедненные. Они представлены, в основном, фораминиферами рода Ammodiscus и редкими Saccammina, Glomospira, Trochammina, Jaculella, Gaudryina [5] и характерны для прибрежно-мелководной зоны моря (Шб), вероятно, с нестабильными условиями. В это время на севере Западной Сибири формируются глинистые толщи с хорошо окатанной галькой (левинская свита). В середине позднего плинсбаха таксономическое разнообразие ассоциаций фораминифер возрастает, что является показателем становления более благоприятных условий существования микроорганизмов и, возможно, связано с увеличением глубины морского бассейна, границы которого продвинулись южнее Ямало-Гыданской фациальной области. В ассоциациях фораминифер доминируют эврибионтные агглютинирующие Ammodiscus, Glomospira, Trochammina, однако разнообразны секреционно-известковые формы, представленные родами Pseudonodosaria, Anmarginulina, Lenticulina, Astacolus, Marginulinopsis, Pyrulinoides, Frondiculinita (Новопортовская, Медвежья и другие площади), которые в северосибирских морях характерны для биономических зон умеренных глубин (IIa, IIб), вплоть до относительно глубоководных (I) [7]. В конце позднего плинсбаха (шараповское время) отмечается отступление Западно-Сибирского бассейна в пределы Ямало-Гыданской области [2]. В это время формируются песчаные толщи (шараповская свита), к которым приурочены ассоциации фораминифер, содержащие Recurvoides, Trochammina, Kutsevella (Малохетская площадь). Такой таксономический состав характерен для мелководной зоны моря, удаленной от берега (IIIa).

В результате раннетоарской трансгрессии морская акватория заняла обширные пространства Западной Сибири (Ямало-Гыданская и Обь-Тазовская фациальные области), где накапливался тонкоотмученный глинистый материал (китербютская свита). Для начала китербютского времени отмечаются сообщества, сходные с позднеплинсбахскими, в которых преобладает род *Recurvoides*, а также встречаются *Trochammina*, *Evolutinella* и др. [6]. Позднее появляются ассоциации фораминифер, представленные родами *Saccammina*, *Ammobaculites*, *Ammodiscus*, *Trochammina* (Бованенковская, Новопортовская, Мессояхская и другие площади). В целом, ассоциации фораминифер раннего тоара характеризуются низким таксономическим разнообразием, которое можно объяснить дефицитом кислорода в придонных водах в связи с окислением большого количества органического вещества. Во второй половине тоара (надояхское время) море опять отступило в Ямало-Гыданскую область, и затопленными оставались наиболее прогнутые участки Обь-Тазовской области [2]. В это время формируются более грубозернистые, песчаные осадки (надояхская свита). Широко развиты практически монотаксонные ассоциации фораминифер, представленные родом *Ammodiscus*, редкими *Glomospira*, *Saccammina*, *Trochammina*, что указывает на аномальные обстановки в бассейне (активная гидродинамика, нестабильный солевой режим) [4], характерные для мелководных зон (Ша, Шб). Только на отдельных участках (скважины Верхне-Толькинская-5, Западно-Новогодняя-210) появляются редкие *Astacolus*, *Globulina* [9].

В Западной Сибири на рубеже ранней и средней юры морской бассейн, преодолев барьер Широтного Приобья, продвинулся далеко на юг [2]. Раннеааленские ассоциации фораминифер имеют сходство с позднетоарскими, но появление представителей рода *Verneuilinoides* (скв. Западно-Новогодняя-210, Уренгойские скважины и др.) указывает на более стабильные обстановки по сравнению со второй половиной тоара. Во второй половине раннего–позднем аалене (лайдинское время) в сообществах микробентоса, обитающих на глинистом дне (лайдинская свита), возрастает таксономическое разнообразие. Присутствуют секреционно-известковые фораминиферы родов *Lenticulina, Astacolus, Dentalina, Globulina*, хотя доминируют агглютинирующие *Ammodiscus, Trochammina* (Бованенковская, Харасавэйская, Тундровая и другие площади). Данные ассоциации характерны для зон мелководья и умеренных глубин (III6, IIIa, II).

Для начала раннего байоса характерны практически монотаксонные сообщества, состоящие из представителей рода *Ammodiscus*. Такого типа сообщества отмечаются в раннем байосе во многих районах бореального пояса (Северное море, север Великобритании, Баренцево море, Приверхоянье и т.д.) [8, 10]. В раннем байосе (вымское время) Западно-Сибирское море отступило (до широты г. Казыма) [2]. О мелководном режиме раннебайосского морского бассейна на территории Западной Сибири свидетельствуют обедненные, представленные родами *Ammodiscus, Glomospira, Saccammina, Trochammina,* или монотаксонные, аммодискусовые ассоциации фораминифер (скважины Тундровая-1, Малохетская-10), приуроченные к песчаным осадкам (вымская свита).

Во второй половине раннего-позднем байосе (леонтьевское время) в северной половине Западной Сибири имела место обширная трансгрессия. В это время береговая линия временами достигает широты г. Омска [2]. В результате этого события накапливаются глинистые толщи (леонтьевская свита). Ассоциации микробентоса характеризуются достаточно разнообразным таксономическим составом (Бованенковская, Восточно-Бованенковская, Арктическая и другие площади). В зонах мелководья (IIIб, IIIа) ядро составляют агглютинирующие эврибионтные *Ammodiscus, Glomospira, Trochammina*. В зонах умеренных глубин (II) нередко преобладают секреционно-известковые фораминиферы рода *Globulina*. Часто встречаются *Lingulonodosaria, Geinitzinita, Lenticulina, Astacolus, Dentalina*. Столь высокое родовое разнообразие указывает на благоприятные типично морские условия существования микробентоса.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект № 06-05-64291).

#### Литература

1. Веренинова Т.А., Яковлева С.П. (1982) О распространении морских нижнеюрских отложений на севере Западной Сибири // ДАН СССР. 1982. Т.267. №5. С.1174-1177.

2. Девятов В.П., Казаков А.М. (1991) Морская нижняя и средняя юра Западной Сибири // Геология и нефтегазоносность триас-среднеюрских отложений Западной Сибири. Новосибирск, 1991. С.40-55.

3. Захаров В.А., Шурыгин Б.Н. (1985) Метод реконструкции рельефа дна и глубин морских палеобассейнов на основе катен бентоса // Среда и жизнь в геологическом прошлом. Палеобассейны и их обитатели. Новосибирск: Наука, 1985. С.97-107.

4. Киприянова Ф.В. (1981) К методике палеоэкологических исследований бентосных фораминифер Западной Сибири // Экология юрской и меловой фауны Западно-Сибирской равнины. Тюмень: ЗапСиб-НИГНИ, 1981. С.3-13.

5. Комиссаренко В.К. (1987) Биостратиграфия нижне-среднеюрских отложений полуострова Ямал // Биостратиграфия мезозоя Западной Сибири. Тюмень: ЗапСибНИГНИ, 1987. С.5-10.

6. Комиссаренко В.К. (1989) Микрофаунистические реперы заводоуковской серии // Биостратиграфия осадочного чехла Западно-Сибирской равнины. Тюмень: ЗапСибНИГНИ, 1989. С.13-18.

7. Никитенко Б.Л, Поспелова В.Ю. (1996) Микробиота (бентос и фитопланктон) и биофации в раннесреднеюрских морях на севере Сибири // Ред. Каныгин А.В. Геодинамика и эволюция Земли: Материалы к науч. конф. РФФИ. Новосибирск: Изд-во СО РАН НИЦ ОИГГМ, 1996. С.177-180.

8. Шурыгин Б.Н., Никитенко Б.Л. (1996) Циркумбореальные реперные уровни нижней и средней юры (по последовательности биособытий в бентосе) // Ред. Каныгин А.В. Геодинамика и эволюция Земли: Материалы к науч. конф. РФФИ. Новосибирск: Изд-во СО РАН НИЦ ОИГГМ, 1996. С.187-192.

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

10. Nagy J., Johansen H.O. (1991) Delta-influenced assemblages from the Jurassic (Toarcian–Bajocian) of the northern North Sea // Micropaleontology. 1991. V.37. No.1. P.1-40.

## В.С. Гриненко

Центральная поисково-съемочная экспедиция ГУГГП РС (Я) "Якутскгеология", Якутск, Россия, e-mail: geopoisk@sakha.ru

# АЛДАНСКИЙ ТИП РАЗРЕЗА ЮРЫ: СОСТОЯНИЕ, ПРОБЛЕМЫ РАСЧЛЕНЕ-НИЯ И КОРРЕЛЯЦИИ (ВОСТОК СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ)

#### V.S. Grinenko

Central Prospect-and-Survey Expedition GUGGP "Yakutskgeologia", Yakutsk, Russia Aldan type of Jurassic section: status, problem of partition and correlation (East of the Siberian Platform)

На 3-м Межведомственном региональном стратиграфическом совещании в г. Новосибирске юрские отложения Лено-Алданского междуречья были рассмотрены как алданский тип разреза, развитый в басс. рек Амга и Алдан. В данный тип разреза юры были включены впервые выделенные (снизу вверх) килляхская  $(T_3-J_1kl)$  и красноалданская  $(J_1kr)$  свиты [1], а также вышележащие и ранее известные сугджинская  $(J_{3}s\hbar)$ , джаскойская  $(J_{3}ds)$  и сытогинская  $(J_{3}sg)$  свиты, которые характеризуют полный спектр генетических типов отложений: в низах – континентальный (норий-синемюр) и прибрежноморской (плинсбах); в средней части разреза – морской (аален-келловей); в верхней – континентальный угленосный (келловей-оксфорд) и морской (волжский ярус) типы разрезов. Считалось, что нижняя часть алданского типа разреза близка сунтарскому, а его верхняя часть тождественна жиганскому типам, развитым на востоке Сибирской платформы [1, с. 73]. Последующие работы показали, что базальные горизонты разреза алданского типа являются аналогами укугутской свиты и отвечают геттангунижнему плинсбаху. На красноалданской свите с размывом залегает глинисто-алевритовая аппайская свита (мощность 20 м), содержащая двустворок Arctotis marchaensis, которая, в свою очередь, согласно перекрывается песчаниками среднеюрской сугджинской свиты [3]. Выше, согласно залегает континентальная угленосная толща, в которой выделены нижневилюйская, марыкчанская и бергеинская свиты. Последняя, в бассейне р. Алдан в объеме кимериджа, трансгрессивно перекрыта морскими волжскими отложениями сытогинской свиты.

В Лено-Алданском междуречье юрские отложения представлены тремя отделами, повсеместно залегают с размывом как на кристаллических породах фундамента, так и на разных горизонтах докембрия и палеозоя. Последовательность чередования геологических тел (свит), их генетическая характеристика и мощность позволяют сгруппировать закартированные предшественниками стратоны в более крупные стратиграфические подразделения – серии, присвоев им местные географические названия: хандыгскую (геттанг–нижний плинсбах), даркылахскую (верхний тоар–бат) и чечумскую (бат– оксфорд), объединенную с сытогинской свитой (волжский ярус). Эти подразделения биостратиграфически коррелируются с сопредельными районами Вилюйской синеклизы, Предверхоянского прогиба и Восточной Якутии на основе региональных реперных уровней и отвечают крупным этапам развития палеобассейна [2, 4].

Хандыгская серия (J<sub>1</sub>hn). Название от пос. Хандыга (р. Алдан, Якутия). Ранее не выделялась, стратотип предлагается впервые, находится в разрезе скв. 1, пос. Джебарики-Хая (инт. 917,55– 446,14 м). Серия двучленная. В скважинах глубокого бурения состоит из укугутской и красноалданской свит. Мощность серии 471 м. Стратиграфический объем – геттанг–плинсбах. Составляющие серию стратоны распространены в бассейнах нижнего течения рек Амга и Алдан, занимая в глубоких горизонтах осадочного чехла внешней части прогиба непротяженную зону (от пос. Хандыга – примерно до устья р. Томпо).

*Укугутская свита*. Свита трансгрессивно перекрывает нижнепалеозойские отложения и вскрыта в структурной скв. 1 (инт. 917,55–657,57 м), расположенной на берегу озера Глубокого (правый берег р. Алдан, район угольного рудника Джебарики-Хая). В разрезе, на размытых карбонатных породах

среднего кембрия залегает мощная толща терригенных отложений с базальным конгломератом (0,3 м) в основании. Мощность свиты в разрезе скв. 1 составляет 260 м.

Красноалданская свита ( $J_1kr$ ). Залегает согласно (скв. 1, инт. 657,57–446,14 м) на укугутской свите, представлена преимущественно толщей песчаников. Неполной верхней своей частью (около 33 м) прослеживается в инт. 1500–1533 м в скв. 2 (правый берег р. Алдан в 4 км к югу от пос. Хандыга), а также отвечает верхней части разреза кызылсырской свиты нижнего течения р. Алдан (скв. Ивановская параметрическая). Разрез свиты на р. Алдан (3–7 км выше пос. Охотский Перевоз) представлен чередованием песчаников и алевролитов. Здесь найдены аммониты и двустворки плинсбаха [3]. По вещественному составу, положению в разрезе и биостратиграфической характеристике свита коррелируется с левинским и шараповским горизонтами региональной шкалы [4]. Мощность свиты в разрезе скв. 1 - 211 м.

Даркылахская серия (J<sub>2</sub>dk). Название происходит от селения Даркылах, расположенного в стратотипической местности на левом берегу р. Алдан, в 20 км выше пос. Джебарики-Хая (р. Алдан, Якутия). Ранее не выделялась, стратотип серии предлагается впервые, находится в обрывах правого борта р. Алдан, выше пос. Охотский Перевоз. Серия двучленная. Включает сунтарскую и сугджинскую свиты. Серия по мощности изменчива. Её величина в разных частях района различна, но не выходит за пределы 300 м. Возрастной диапазон оценивается как верхний тоар–верхний бат. Выделение стратонов и поинтервальное описание литологических разновидностей пород выполнено в 1983 г. [3].

Сунтарская свита. В 1989 г. в береговых обрывах р. Алдан в юрских отложениях, между песчаниками красноалданской свиты с плинсбахской фауной и среднеюрскими песчаниками сугджинской свиты, была выделена аппайская свита, стратотип которой был описан в 5 км выше пос. Охотский Перевоз [3]. В 2001 г. Б.Н. Шурыгин с соавторами предложили в юрском разрезе р. Алдан (Алданская структурно-фациальная зона) выделять вместо аппайской свиты сунтарскую свиту Вилюйской синеклизы и датировать отложения, развитые в долине р. Алдан, верхним тоаром–нижним ааленом, коррелируя их с китербютским и надояхским горизонтами региональной шкалы [4].

Сугджинская свита. Закартирована в басс. рек Амга и Алдан, доизучена в ходе тематических исследований [3] в береговых обрывах р. Алдан (в 5–7 км выше пос. Охотский Перевоз) и прослежена в скважинах глубокого бурения. В районе пос. Охотский Перевоз согласно залегает на сунтарской свите. Представлена песчанистой толщей. Здесь были найдены двустворки, позволяющие датировать отложения ааленом-батом и коррелировать их с лайдинским, вымским, леонтьевским и малышевским горизонтами региональной шкалы [4]. Видимая мощность свиты в береговых обрывах Лено-Амгинского междуречья оценена в 250–270 м.

Чечумская серия и сытогинская свита объединенные ( $J_{2-3}uu + J_3sg$ ). Объединенная толща пород состоит из разновозрастных (бат–волжский ярус) и разнофациальных (континентальных угленосных, континентальных безугольных и морских) отложений. В районе их мощность не превышает 720– 750 м, что позволяет картографировать местные тела при средне- и мелкомасштабной геологической съемке единым контуром.

Чечумская серия ( $J_{2-3}uu$ ). Формирующие серию средне-верхнеюрские осадки континентального генезиса (нижневилюйская, марыкчанская и бергеинская свиты) согласно залегают на подстилающих отложениях. Серия фациально выдержана и представляет собой в Средне-Алданском районе крупный (верхний бат–кимеридж) седиментационный цикл, мощность которого в районе изменяется и по данным картирования и глубокого бурения составляет 490–600 м. Нижневилюйская, марыкчанская и бергеинская свиты по составу и строению идентичны тем же свитам Усть-Вилюйского, Китчанского и Байбыканского районов. В Ивановской скважине серия имеет мощность 491 м (инт. 2491–2000 м), а в скв. 2 (пос. Хандыга) она увеличивается до 559 м (инт. 1166,03–607,19 м).

Нижневилюйская свита. В разрезах глубоких скважин свиту слагают песчаники серые и светло-серые с редкими и маломощными прослоями алевролитов и аргиллитов, с линзами углей и мелким рассеянным углистым детритом на плоскостях наслоения. Мощность изменяется с запада на восток и по данным проведенного картирования не превышает 120 м. Коррелируется с нижней частью васюганского горизонта региональной шкалы [2, 4].

Марыкчанская свита. Согласно залегает на подстилающих отложениях. Выделяется как маркирующий горизонт благодаря своеобразному тонкому чередованию пород при преимущественном распространении глинистых разностей. Мощность изменяется с запада на восток от 80 до 135 м. В керне скв. 4 (Усть-Вилюйский район) в свите найдена флора, свидетельствующая о нижневерхнеоксфордском возрасте пород [2, 4].

Бергеинская свита. Согласно залегает на подстилающих отложениях. Представлена песчаниками, чередующимися с пачками переслаивания песчаников, алевролитов и аргиллитов. К ним приурочены пласты каменных углей. Характерным является присутствие тонкополосчатых алевролитов. Мощность свиты по данным картирования и бурения изменяется с запада от 200 до 340–360 м. Свита датируется кимериджем и коррелируется с нижней и средней частями георгиевского горизонта региональной шкалы [4].

Сытогинская свита (J<sub>3</sub>sg). На р. Тумат (бассейн верхнего течения р. В. Хандыга) залегает с размывом на континентальных отложениях бергеинской свиты (чечумская серия). Тело формируют верхнеюрские осадки морского генезиса. В низах (60 м) они представлены песчаниками серыми и зеленовато-серыми разнозернистыми, кварц-полевошпатовыми, разнослоистыми, с прослоями алевролитов темно-серых крупнозернистых тонкоплитчатых, аргиллитов черных листовато-плитчатых и редкими пропластками каменных углей (до 0,1 м). В верхах свиты (60 м) – частое и тонкое переслаивание песчаников серых, темно-серых и зеленовато-серых полимиктовых мелкозернистых разноплитчатых, слоистых, с рассеянным растительным детритом и блестками слюды на плоскостях наслоения, и алевролитов серых и темно-серых крупнозернистых тонкоплитчатых. Мощность свиты – 120 м. По находкам двустворок датируется волжским (титонским) ярусом и коррелируется с верхней частью георгиевского–верхней частью баженовского горизонтов [4].

#### Литература

1. Кирина Т.И., Месежников М.С., Репин Ю.С. (1978) О новых местных подразделениях в юре Западной Якутии // Новые данные по стратиграфии и фауне юры и мела Сибири. Новосибирск, 1978. С.70-85.

2. Князев В.Г., Гриненко В.С., Девятов В.П. и др. (2002) Региональная стратиграфическая схема юрских отложений Восточной Якутии // Отечественная геология. 2002. №4. С.73-80.

3. Сластенов Ю.Л., Гриненко В.С., Петров В.Б., Сапьяник В.В. (1989) Новые данные по стратиграфии морских юрских отложений Лено-Алданского междуречья // Геология и геофизика. 1989. №11. С.139-142.

4. Шурыгин Б.Н., Девятов В.П., Захаров В.А. и др. (2001) Стратиграфия юры Восточной Сибири // Вестник Госкомгеологии. Материалы по геологии и полезным ископаемым Республики Саха (Якутия). 2001. №1. С.112-139.



# <u>В.С. Гриненко</u><sup>1</sup>, В.Г. Князев<sup>2</sup>, В.П. Девятов<sup>3</sup>, Б.Н. Шурыгин<sup>4</sup>, С.В. Меледина<sup>4</sup>, Б.Л. Никитенко<sup>4</sup>, О.С. Дзюба<sup>4</sup>

<sup>1</sup>Центральная поисково-съемочная экспедиция ГУГГП РС (Я) "Якутскгеология", Якутск, Россия, еmail: geopoisk@sakha.ru

<sup>2</sup>Институт геологии алмаза и благородных металлов (ИГАБМ) СО РАН, Якутск, Россия, e-mail: knyazev@diamond.ysn.ru

<sup>3</sup>Сибирский научно-исследовательский институт геологии, геофизики и минерального сырья

(СНИИГГиМС), Новосибирск, Россия, e-mail: dvp@sniiggims.ru <sup>4</sup>Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А.Трофимука (ИНГГ) СО РАН, Новосибирск, Россия, e-mail: ShuryginBN@ipgg.nsc.ru

# ОСОБЕННОСТИ ЮРСКОГО ЭТАПА ФОРМИРОВАНИЯ ВОСТОЧНО-СИБИРСКОГО ОСАДОЧНОГО БАССЕЙНА

V.S. Grinenko<sup>1</sup>, V.G. Knyazev<sup>2</sup>, V.P. Devjatov<sup>3</sup>, B.N. Shurygin<sup>4</sup>, S.V. Meledina<sup>4</sup>, B.L. Nikitenko<sup>4</sup>, O.S. Dzyuba<sup>4</sup>

<sup>1</sup>Central Prospect-and-Survey Expedition GUGGP "Yakutskgeologia", Yakutsk, Russia <sup>2</sup>Diamond and Precious Metal Geology Institute (DPMGI) SB RAS, Yakutsk, Russia <sup>3</sup>Siberian Research Institute of Geology, Geophysics and Mineral Resources (SNIIGGIMS), Novosibirsk, Russia

<sup>4</sup>Trofimuk Institute of Petroleum Geology and Geophysics (IPGG) SB RAS, Novosibirsk, Russia Characteristic features of formation of the East Siberian Sedimentary Basin in the Jurassic

Для юрского этапа одной из главных особенностей является суперпозиция Восточно-Сибирского осадочного бассейна в общей системе юрских бореальных морей. Уникальность суперпозиции обусловлена сочетанием и суммированием в едином замкнутом геологическом пространстве тектонических факторов и эвстатических событий, отвечающих глобальному, надрегиональному и региональному уровням. Такое сочетание характерно для палеобассейна, в истории которого одновременно можно проследить морские, прибрежно-морские и континентальные, в том числе угленосные, фации на относительно ограниченной площади. Характерная особенность суперпозиции проявляется в преобладании терригенного осадконакопления с выраженной цикличностью, а также тесная связь этапов развития биоты с мощными, циклично построенными осадочными призмами, отвечающими тектоническим и эвстатическим событиям. В принятом ранее для Восточно-Сибирского осадочного бассейна районировании [1, 2] границам структурно-фациальных зон соответствуют границы постепенного преобразования палеобассейна, вызванные тектоническими перестройками. Эвстатические события предопределяют развитие цикличности седиментогенеза в пределах структурно-фациальных зон и отвечают формированию определенного типа разрезов. Последнее позволяет выделять в структурно-фациальных зонах границы районов. Эвстатические (трансгрессивные и регрессивные) события, фиксирующиеся в той или иной степени глинистыми (левинский, китербютский, лайдинский, леонтьевский, васюганский горизонты) или песчаными (зимний, шараповский, надояхский, вымский, малышевский горизонты) фациями, довольно хорошо прослеживаются в большинстве опорных разрезов в пределах всего Восточно-Сибирского осадочного бассейна, что является основанием судить об их субглобальном характере [3, 4]. Анализ геолого-съемочных работ, тематических исследований и материалов бурения глубоких скважин позволяет в изученной части Восточно-Сибирского осадочного бассейна выделить и проследить в юрском интервале раннюю (интервал 209,5-178,0 Ма), промежуточную (интервал 178,0-157,1 Ма) и зрелую (интервал 157,1–145,6 Ма) стадии его развития (рис.), представленные мощными призмами разнофациальных терригенных пород.

Ранняя стадия (А). В палеогеографическом отношении изученная территория интерпретируется как обширная аллювиальная равнина (юго-запад) и открытый морской бассейн (северо-восток). Фа-



Рис. Модельный профиль и плановая проекция Восточно-Сибирского осадочного бассейна: ранняя (А), промежуточная (Б) и зрелая (В) стадии развития. На схеме-врезке – положение линии модельного профиля. 1 – пески, песчаники с галькой, алевриты, редкие прослои и линзы алевролитов и аргиллитов; 2 – фациальные границы свит, серий; 3 – региональные стратиграфические перерывы; 4 – линия модельно-го профиля; 5 – аббревиатура местных подразделений и их возраст.

циальный анализ свидетельствует, что в рэт–плинсбахское время здесь вначале в аллювиальной, позже в морской, затем в неустойчивых обстановках мелкого моря и дельтовой платформы с участием в седиментационном процессе скрытых под уровнем моря Китчанского и Адыча-Эльгинского палеоуступов формировались местные геологические тела: укугутская ( $J_1uk$ ), тюнгская ( $J_1tn$ ), кызылсырская ( $J_1kz$ ) свиты; лунгхинская ( $T_3-J_1lh$ ) серия: кыбыттыгасская, усть-вилюйская, долгайская и сунтарская свиты; дьабдинская ( $T_3-J_1db$ ) серия: кыбыттыгасская, иркинская, некунская, ольченская, сугуланская и намыкытская свиты; кюнкюнюрская ( $T_3-J_1kk$ ) серия: кыбыттыгасская, семидьинская, элюндженская и байбыканская свиты; антыгынахская ( $J_1at$ ) серия: бутугасская и среднебилляхская свиты; сордонгская и кондеанская ( $J_1sr+kn$ ) свиты объединенные; нямнинская ( $J_1nm$ ), кобюминская ( $J_1km$ ), хаялахская ( $J_1hl$ ) свиты; бургалийская и ингачиндинская ( $J_1bg+in$ ) объединенные свиты [2].

**Промежуточная стадия (Б).** Характеризуется усилением в позднетоар-батское время тектонической активности. Предвестником этих процессов на востоке Сибирской платформы стала обширная инверсия свода Якутского поднятия и, вероятнее всего, сопряженного с этим поднятием – Томпонской глыбы, вследствие чего региональная тоар-нижнеааленская глинистая покрышка (сунтарская свита) в районе Большого Якутска и в Лено-Амгинском междуречье имеет прерывистое залегание. Отголоском этого процесса активизации является появление Дулгалахского палеоуступа (между Китчанским и Адыча-Эльгинским палеоуступами), отмеченного в морском бассейне цепочкой островов. В этот временной интервал в пределах аллювиальной равнины и дельтовой платформы (шельф морского бассейна) формируются местные геологические тела: якутская ( $J_2jk$ ), октаханская ( $J_2ok$ ) свиты; китчанская ( $J_{1-2}kt$ ) серия: сунтарская, нюлькучанская и иванчанская свиты; наледная ( $J_2nd$ ) свита; тюбеляхская ( $J_2tj$ ) серия: экюччюйская и уялахская свиты; объединенные свиты: эганджинская и эмерганская ( $J_2eg+er$ ); нордская и крайнинская ( $J_2nr+kj$ ); эйеминская ( $J_2bd+tb$ ) свиты [2].

Зрелая стадия (В). В келловей-волжское (титонское) время тектоническая активность не ослабевает, а усиливается. Расширяется аллювиальная равнина (юго-запад), обособляется новая область сноса (центральная часть бывшего морского бассейна) и выделяется дельтовая платформа (крайний северо-восток). Выделяются континентальные, часто угленосные, отложения, составившие чечумскую ( $J_{2-3}uu$ ) серию: нижневилюйская, марыкчанская и бергеинская свиты (юго-запад), а также морские и прибрежно-морские типы осадков, представленные объединенными бонкуйской и некканской ( $J_{2-}$  $_{3}bn+nk$ ) свитами [2]. Меловые отложения (аллювиальная равнина) перекрывают юрские согласно. Далее к востоку, в пределах изученной территории, меловые осадки не отмечены.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проекты № 06-05-64291, 06-05-64439).

#### Литература

1. Князев В.Г., Девятов В.П., Шурыгин Б.Н. (1991) Стратиграфия и палеогеография ранней юры на востоке Сибирской платформы. Якутск: ЯНЦ СО АН СССР, 1991. 100 с.

2. Князев В.Г., Гриненко В.С., Девятов В.П. и др. (2002) Региональная стратиграфическая схема юрских отложений Восточной Якутии // Отечественная геология. 2002. №4. С.73-80.

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

4. Шурыгин Б.Н., Девятов В.П., Захаров В.А. и др. (2001) Стратиграфия юры Восточной Сибири // Вестник Госкомгеологии. Материалы по геологии и полезным ископаемым Республики Саха (Якутия). 2001. №1. С.112-139.



## Д.Б. Гуляев

Научно-производственный центр «Недра» (ФГУП НПЦ «Недра»), Ярославль, Россия, e-mail: dgulyaev@rambler.ru

# НОВЫЕ ДАННЫЕ ПО БИОСТРАТИГРАФИИ ОТЛОЖЕНИЙ ВЕРХНЕГО БА-ТА И НИЖНЕГО КЕЛЛОВЕЯ ОПОРНОГО РАЗРЕЗА ЧУРКИНСКАЯ ЩЕЛЬЯ (р. ПИЖМА, БАССЕЙН ПЕЧОРЫ)

## **D.B.** Gulyaev

Scientific production center «Nedra» (FSUE SPC «Nedra»), Yaroslavl, Russia

New data on ammonite biostratigraphy of the Upper Batonian and Lower Callovian deposits of Churkinskaya Stchelya reference stratigraphic section (Pizhma River, river basin of Pechora)

Разрез среднеюрских отложений в районе Чуркинской Щельи, расположенный на правом берегу р. Печорской Пижмы (рис. 1) вблизи места, где ранее находилась дер. Чуркина (Усть-Цилемский р-н, Республика Коми), широко известен среди специалистов. Он является наиболее полным и хорошо палеонтологически охарактеризованным разрезом пограничных отложений бата и келловея Печорской синеклизы, выступает в качестве опорного разреза для этого региона, служит стратотипом чуркинской свиты [2] и нескольких аммонитовых биогоризонтов нижнего келловея [1].

Обнажение юрских пород у дер. Чуркина (Чуркинская) известно еще со времен Тиманской экспедиции Ф.Н. Чернышева (1889-1890 гг.). В последние десятилетия разрез среднеюрских отложений в этом районе неоднократно описывался и упоминался в литературе [2-9 и др.]. Во многих работах приводились изображения и описания происходящих из него палеонтологических остатков, главным образом, аммонитов.

Юрские отложения Чуркинской Щельи исследовались автором в период 1998-2000 гг. В полевых работах в разные годы принимали участие М.А. Рогов, А.Ю. Сапоженков, В.А. Зейфас, С.Ю. Харитонов, С.В. Молошников.

Было установлено, что фактическое строение и биостратиграфия разреза средней юры в районе Чуркинской Щельи во многом не соответствуют сложившимся представлениям. Основной причиной возникавших ранее недоразумений явилась осложненность обнажения оползнем (рис. 2). Слои в двух основных выходах, расположенных ниже и выше по реке (разр. II и разр. III на рис. 2), ранее просто параллелизовались исследователями, как это видно, например, на схеме в работе С.В. Мелединой [4, рис. 25]. В действительности же верхняя по реке часть обнажения приурочена к оползневой террасе и стратиграфически должна надстраиваться (а не параллелизоваться) над выходящими в ненарушенном залегании ниже по реке отложениями. Известную путаницу в имеющиеся представления вносило также сходство литологии конкреций и сохранности раковинных остатков с разных стратиграфических уровней. Кроме того, разная степень деформированности большинства аммонитов стала причиной ошибоч-



ных таксономических определений (порой самых невероятных) и следующих из них биостратиграфических выводов.

На основании морфологических признаков и характера сохранности автором была предпринята попытка переопределения и послойной привязки к приведенному ниже фактическому разрезу (рис. 2, 3) ряда среднеюрских

Рис. 1. Схема расположения опорного разреза Чуркинская Щелья (указан стрелкой).

Dra Ma		[3]	Настоящая работа					
JK3. J\≌	Табл., фиг.	Определение	Переопределение	Сл. №				
489-500	VII 1	Oraniceras cf. gyrumbilicum	Macrocephalites (Macrocephalites) cf.	5 или 8				
	v 11, 1	(Quenstedt)	<i>jacquoti</i> (H. Douvill?)	5 mill 0				
489-502	VII 2	Gonolkites ex gr. convergens	Paracadoceras ex gr. infimum	1				
	v 11, 2	Buckman	(Gulyaev et Kiselev)	1				
489-501	VII 2	Gonolkites ex gr. convergens	Paracadoceras cf. infimum (Gulyaev	1				
	VII, 5	Buckman	et Kiselev) [деформирован]	1				
489-214	VIII, 1	Cadoceras (Streptocadoceras)	Paracadoceras elatmae (Nikitin)	11				
		variabile Spath	[деформирован]	11				
489-508		Cadoceras (Streptocadoceras)	Paracadoceras elatmae (Nikitin)	11				
	V III, 2	<i>variabile</i> Spath	[деформирован]	11				
489-511	V 2. VI 1	Cadoceras (Bryocadoceras)	Cado comas au orato dei au orato dei Spoth	0				
	Λ, 5, ΛΙ, Ι	falsum Voronetz	Caaoceras quensiean quensiean span	0				
489-243	VU 2	Cadoceras (Bryocadoceras)	Carda comas au anato dai au anato dai Sacath	0				
	XV, 2	tschernyschewi Sokolov	Caaoceras quensieati quensteati Spatn	ð				

Таблица. Переопределение и предполагаемая послойная привязка аммонитов из обнажения Чуркинская Щелья, изображенных в работе [3].

аммонитов из обнажения Чуркинская Щелья, изображения которых неоднократно приводились в публикациях последних лет (см. таблица).

Ниже приводиться описание сводного разреза среднеюрских отложений в районе Чуркинской Щельи (рис. 3).

В обрывах коренного правого берега и в срезе размытого оползневого блока в прирусловом и русловом участках р. Пижмы выходят:

- 1а. [bt<sub>3</sub>-infimum] Глина серая, песчанистая, слабо слюдистая, слабо известковистая, с уплощенными стяжениями пирита, в верхней части с линзочками глинистого средне- и крупнозернистого песка и алеврита. В кровле проходит линзующийся прослой плотного сидеритового мергеля серого, с поверхности бурого, мощностью до 0,2 м. В глине и мергеле встречаются пиритовые ядра, деформированные раковины и отпечатки аммонитов комплекса ф1 (см. рис. 3), а также единичных бивальвий. Видимая мощность 2,5 м.
- 16. [bt<sub>3</sub>-infimum] Песок серый, средне- и крупнозернистый, с дресвой, плохо отсортированный, сильно глинистый особенно в верхней части, слабо слюдистый, со стяжениями пирита, углифицированной и пиритизированной древесиной, многочисленными сложенными серой глиной биотурбациями, редкими пиритизированными остатками губок рода *Sphenaulax* s.l.. В кровле проходит прослой сидеритового мергеля, аналогичного описанному в слое 1a, с деформированными раковинами и отпечатками аммонитов комплекса ф1. Мощность 0,6-0,7 м
- **2.** [bt<sub>3</sub>-infimum] Глина серая, алевритистая, слабо известковистая, в нижней части слабо слюдистая, в верхней умеренно слюдистая, со стяжениями пирита. В верхних трех метрах слоя встречаются сдавленные раковины аммонитов комплекса **ф2**. Мощность 4,5-5 м.
- 3. [k<sub>1</sub>-elatmae] Алеврит зеленовато-серый, очень сильно глинистый, сильно слюдистый, с крупными (до 2 м) караваеобразными конкрециями плотного серого алевритового мергеля с концентрическими и радиальными трещинами, заполненными желтым кальцитом. В конкрециях встречаются обычно деформированные раковины аммонитов комплекса ф3, а также единичных бивальвий. Мощность 1 м.
- 4. [k<sub>1</sub>-elatmae] Песок буровато-серый и серый, средне- и мелкозернистый, в нижней части глинистый, сильно слюдистый, со стяжениями пирита. Встречаются пиритовые ядра аммонитов комплекса ф4а. Мощность 0,35-0,4 м.
- 5. [k<sub>1</sub>-elatmae] Глина темно-серая, алевритистая, слабо слюдистая, слабо известковистая, со стяжениями пирита. Приблизительно в 1,8-2,3 м от кровли проходит горизонт небольших (до 0,15 м) караваеобразных и шарообразных конкреций плотного серого мергеля. В глине встречаются пиритовые ядра, а в конкрециях раковины аммонитов комплекса ф46. Мощность 3,3-3,5 м.
- **6.** [**k**<sub>1</sub>-elatmae] Песок рыжевато-серый, средне- и мелкозернистый, слабо глинистый, слюдистый, со стяжениями пирита и редкими пиритизированными раковинами *Aguilerella* sp. Мощность 0,3 м.
- 7. [k<sub>1</sub>-elatmae] Алеврит зеленовато-серый и желтовато-серый, слюдистый, кверху переходящий в глину серую и желтовато-серую, алевритовую, слюдистую. В верхней части слоя встречен крупный ростр *Pachyteuthis* sp. Мощность 2 м.
- 8. [k<sub>1</sub>-elatmae] Глина желтовато-серая, более темная, чем в кровле предыдущего слоя, алевритистая,



Рис. 2. Схема обнажения юрских отложений в районе Чуркинской Щельи (по полевой зарисовке). Слои 1 и 2 выходят в русле реки (разр. I) в размытой оползневой террасе под углами падения к правому берегу 20-80° (доступны для изучения лишь при очень низком стоянии воды). Слои 2-5 выходят в нижней по реке части обнажения (разр. II) в ненарушенном залегании и перекрываются четвертичными песками и суглинками. Слои 3-12, продолжающие обнажающиеся в русле слои 1 и 2, выходят в верхней по реке части обнажения (разр. III) в оползневой террасе и перекрываются здесь темно-серыми песчанистыми неслюдистыми глинами нижней волги видимой мощностью до 0,2 м с Pectinatites sp., Buchia sp. и белемнитами. В средней по реке части обнажения (разр. IV) в оползне выходят линзующиеся рыжеватожелтые песчанистые глины среднего оксфорда мощностью до 1 м с конкрециями желтого, участками оолитового мергеля с Cardioceras sp. и белемнитами; выше выходят зеленовато-темно-серые пески и бухиевые ракушники средней волги мощностью до 1,5 м с фосфоритовыми конкрециями, Dorsoplanites sp., Pavlovia sp. и многочисленными белемнитами. Те же пески выходят в верхней части коренного берега над оползневой террасой (разр. V) в ненарушенном залегании и имеют видимую мощность до 2,5 м. Несколько выше по реке также в верхней части коренного берега (разр. VI) в ненарушенном залегании выходят слои 10-13, перекрываемые рыжевато-желтыми сильно песчанистыми глинами среднего оксфорда мощностью 0,1-0,3 м, выше которых залегает зеленовато-темно-серая песчанистая глина нижней волги видимой мощностью до 0,3 м. Описание слоев 1-13 приводится в тексте. (Литологические обозначения см. на рис. 3.)





Рис. 4. Относительное количественное обилие подсемейств в комплексах аммонитов разреза Чуркинская Щелья. Звездочкам соответствуют значения индекса бореальности (изменяется от 0 до 1, см. [1]).

слюдистая, со стяжениями пирита. Нижняя граница неотчетливая. К слою приурочены караваеобразные и глыбообразные септированные конкреции плотного серого мергеля диаметром до 1 м с раковинами аммонитов комплекса **ф5**. В глине изредка встречаются ростры белемнитов и раковинный перламутр. Мощность 0,8-0,9 м.

- **9.** [**k**<sub>1</sub>-elatmae] Глина темно-серая с коричневатым оттенком, слабо алевритистая, слабо слюдистая, с редкими стяжениями пирита. По простиранию слой может выклиниваться. Мощность до 0,2 м.
- 10. [k<sub>1</sub>-elatmae] Песок зеленовато-серый, мелкозернистый, глинистый, с углифицированной древесиной и пятнами ожелезнения. В основании встречаются стяжения пирита, вероятно, переотложенные из предыдущего слоя, граница с которым отчетливая, неровная, с явными признаками размыва. Мощность 0,9-1 м.
- 11. [k<sub>1</sub>-elatmae] Песок серовато-рыжий, мелкозернистый, слюдистый, в 0,7-0,8 м от основания с невыдержанными прослойками серой сильно песчанистой глины. В 0,3-0,4 м от основания и в кровле проходят два линзующихся прослоя плотного известковистого песчаника бурого или серого, с поверхности бурого, мощностью 0,2-0,4 м, с мелким растительным детритом и линзами ракушника, состоящего преимущественно из раковин Aguilerella sp. и, в меньшем количестве, Camptonectes sp., реже встречаются Pleuromya sp., «Musculus» sp., Oxytoma sp. и другие бивальвии, а также – ростры белемнитов. К прослоям песчаника приурочены обычно несколько деформированные раковины аммонитов комплекса ф6. Мощность 3 м.
- 12. [k<sub>1</sub>-subpatruus] Песок желтовато-серый и серовато-желтый, мелкозернистый, прослоями слабо глинистый, слабо слюдистый. В средней и верхней частях слоя изредка встречаются отпечатки и сдавленные ожелезненные ядра аммонитов комплекса ф7, а также – неопределимых бивальвий. Мощность 4-5 м.
- 13. [k<sub>3</sub>-athleta] Глина темно-серая и буровато-серая, вблизи основания сильно песчанистая с мелким гравием, с редкими стяжениями пирита и еще более редкими небольшими (до 0,3 м) шарообразными конкрециями плотного рыжевато-серого сидеритезированного мергеля, в которых встречаются раковины аммонитов Longaeviceras sp. В подошве проходит линзующийся прослой гравелита и крупно-зернистого песка мощностью до 5 см. Граница с подстилающим слоем отчетливая, неровная, с явными признаками размыва. Мощность 1,5-2 м.

Выше с размывом залегают рыжевато-желтые песчанистые глины среднего оксфорда, перекрываемые отложениями нижней и средней волги.

На основании последовательности комплексов аммонитов и, в первую очередь, - филетической последовательности представителей рода Paracadoceras в пограничных отложениях бата и келловея разреза Чуркинская Щелья представляется возможным выделить непрерывную серию биогоризонтов (см. рис. 3, 4):

P. infimum infimum,

Юрская система России: проблемы стратиграфии и палеогеографии

P. infimum subsp. nov.,

P. poultoni,

P. primaevum,

P. sp. nov. (aff. elatmae),

P. elatmae,

C. tschernyschewi.

Все они были описаны ранее [1]. Название биогоризонта *P*. sp. nov. (aff. *elatmae*) дается условно вместо описанного ранее биогоризонта «P. anabarense» [1]; последние исследования показали ошибочность первоначального определения вида-индекса.

#### Литература

1. Гуляев Д.Б. (2005) Инфразональное расчленение верхнего бата и нижнего келловея Восточно-Европейской платформы по аммонитам // Юрская система России: проблемы стратиграфии и палеогеографии. Тез. докл. М.: ГИН РАН. С. 64-70.

2. Кравец В.С., Месежников М.С., Слонимский Г.А. (1976) Строение юрско-нижнемеловой толщи в бассейне р. Печоры // Биостратиграфия отложений мезозоя нефтегазоносных областей СССР. Л.: ВНИГРИ. С. 27-41.

3. Меледина С.В. (1987) Аммониты и зональная стратиграфия келловея суббореальных районов СССР. М.: Наука. 182 с.

4. Меледина С.В. (1994) Бореальная средняя юра России (аммониты и зональная стратиграфия байоса, бата и келловея). Новосибирск: Наука. 184 с.

5. Меледина С.В., Захаров В.А. (1996) Последовательность аммонитовых зон бата и келловея бассейна р. Печора – ключевая для зональной корреляции Средней Сибири со стандартом // Геология и геофизика. Т. 37. № 2. С. 25-36.

6. Меледина С.В., Ильина В.И., Нальняева Т.И. (1998) Параллельные биостратиграфические шкалы бореального бата и келловея Печорского Севера как инструмент для межрегиональных корреляций // Стратиграфия. Геологическая корреляция. Т. 6. № 3. С. 29-42.

7. Репин Ю.С., Захаров В.А., Меледина С.В., Нальняева Т.И. (2006) Атлас моллюсков Печорской юры. СПб.: Недра. 262 с.

8. Стратиграфия юрской системы севера СССР (1976). М.: Наука. 433 с.

9. Чирва С.А., Яковлева С.П. (1982) Строение и биостратиграфия пограничных слоев континентальной и морской юры Тимано-Уральской области // Стратиграфия триасовых и юрских отложений нефтегазоносных бассейнов СССР. Л.: ВНИГРИ. С. 57-65.

#### Обьяснения к фототаблицам

Аммониты из разреза Чуркинская Щелья (все изображения даны в натуральную величину, коллекция храниться в ФГУП НПЦ «Недра»)

Фототаблица I. 1 – Kepplerites (Kepplerites) sp. juv. (ex gr. keppleri (Oppel)): № 8/1538, слой 2, 1,5 м ниже кровли. 2-5 – Paracadoceras poultoni Gulyaev: 2 – № 8/1353, граница слоев 3 и 4 (сконденсирован из матрикса слоя 3); 3 – № 8/1539 (изображение исправлено в Photoshop для снижения эффекта деформации образца), 4 – № 8/1540 (образец деформирован), 5 – слепок с отпечатка внутренних оборотов на образце № 8/1343, все – слой 3.

Фототаблица II. 1, 2 – *Paracadoceras primaevum* (Sasonov): 1 – № 8/1352, слой 4; 2 – № 8/1541, осыпь слоя 5. 3 – *P. sp. nov. (aff. elatmae* (Nikitin)): № 8/1362 а, слой 8. 4, 5 – *P. elatmae* (Nikitin): 4 – № 8/1424, 5 – № 8/1412, все – слой 11.

Фототаблица III. 1-3 – *Cadoceras quenstedti falsum* Voronetz: 1 – № 8/1474, 2 – № 8/1351, 3 – № 8/1477, все – слой 5. 4 – *C. quenstedti quenstedti* Spath: № 8/1359 а, слой 8.

Фототаблица IV. 1 – Cadoceras quenstedti quenstedti Spath: № 8/1364 а, слой 8. 2 – Macrocephalites (Macrocephalites) jacquoti (H. Douville): № 8/1355, слой 5. 3 – M. (M.) cf./aff. jacquoti (H. Douville): № 8/1468, слой 8. 4 – M. (M.) prosekensis Gulyaev: № 8/1403, слой 11. 5 – Paracadoceras poultoni Gulyaev: слепок с отпечатка раковины на образце № 8/1347, слой 3.









Юрская система России: проблемы стратиграфии и палеогеографии



# Я.М. Гутак

Кузбасская государственная педагогическая академия, Новокузнецк, Россия, e-mail: fgg@nvkz.net ЮРСКАЯ СИСТЕМА В ЮГО-ВОСТОЧНОМ ГОРНОМ АЛТАЕ

Ya.M.Gutak Kuzbass State Pedagogical Academy, Novokuznetsk, Russia Jurassic System on the south-east Mountain Altai

Открытие юрских отложений в юго-восточной части Горного Алтая представляется весьма важным дос-тижением в региональной геологии Алтае-Саянской складчатой области. Оно было сделано в ходе доизучения разрезов угленосных отложений, расположенных в зоне Курайского разлома. Из семи районов распростране-ния угленосной формации только для трех (Курайское каменноугольное месторождение, Акташское ртутно-рудное месторождение, угленосные отложения северного склона Айгулакского хребта в районе оз. Чейбеккель) имелись палеонтологические определения, да и те нуждались в коренном пересмотре. Априори принималось, что сама угленосность пород уже указывает на карбоновый возраст осадков. Это предубеждение было настоль-ко сильным, что даже обнаружив в 1982 г. юрские споры в отложениях Аржанского каменноугольного место-рождения, исследователи отнесли к юре только верхнюю надугольную часть месторождения [3,4]. Само обнаружение юрских отложений расценивалось как важное, но все же экзотическое явление, не характер-ное для геологии юго-востока Горного Алтая. Предпринятое нами в ходе дальнейших детальных геолого-съемочных работ доизучение угленосных отложений зоны Курайского разлома, сопровождаемое массовыми сбо-рами растительных остатков показало, что отложения юрской системы распространены значительно шире, чем предполагалось. На первых порах при проведении ГСР-50 удалось собрать растительные остатки юрского возраста во вмещающих угольный пласт песчаниках и алевролитах Аржанского месторождения. Это были первые находки юрских растений в Горном Алтае. В дальнейшем отложения юры удалось выявить еще на двух участ-ках: левобережье р. Текелю (Делюно-Юстыдский прогиб) и северном склоне Айгулакского хребта в районе оз. Сорулукель) [1,2].

Первые сведения о юрских отложениях Курайского хребта сделаны П.Ф. Селиным [3,4] по результа-там доразведки Аржанского каменноугольного месторождения. В отобранных в ходе этих работ палинологи-ческих пробах из надугольной части разреза в палеонтологической лаборатории ПГО "Запсибгеология" были обнаружены юрские споры (определения Э.А. Бессоненко): Lycopodium sp., Osmunda sp., Coniopteris sp., Aletes limbatus Jljina, Dipterella obatinoides Mai., Pseudopinus pergrandis Bolch., Pseudoricea variabiliformis (Mai.) Bolch., Coniferales sp. B 1986 г. нами здесь были обнаружены шесть местонахождений растительных макроостатков, которые характеризуют весь разрез угленосных от-ложений Аржанского месторождения, включая и пласт каменного угля [1]. Наземными мар-шрутами установлено, что угленосные отложения юрской системы на участке месторождения слагают непротяженную тектоническую пластину, зажатую среди отложений венда-раннего кембрия. Строе-ние месторождения осложнено крупным оползнем, сместившим его значительную часть вниз по склону.

В 1991 г. отложения юры были выявлены в левобережье р. Текелю (отроги хр. Чихаче-ва), левого притока р. Бугузун. Здесь они слагают небольшую синклиналь, наложенную на образования девонс-кой системы (барбургазинская свита) Делюно-Юстыдского прогиба. Западная часть структуры срезана разрывным нарушением. При полевых работах здесь обнаружены 24 местонахождения растительных остат-ков, составлен представительный разрез отложений.

В Айгулакском хребте юрские породы были выявлены в 2000 г. при составлении нового варианта Госу-дарственной геологической карты России масштаба 1:200 000 (серия Алтайская, лист М-45-XVI) вблизи оз. Сорулукель. На данном участке закартирована довольно крупная моноклинальная структура, осложнен-ная мелкой флексурообразной складчатостью. С юга на юрские отложения надвинуты породы позднего докембрия (эсконгинская свита). Северное ограничение скрыто рыхлыми отложениями подножия Айгулакско-го хребта. Вполне возможно, что это также довольно крупная тектоническая пластина, подобная Аржанской. При проведении специализированных маршрутов в поле юры обнаружены 12 местонахождений растительных остатков.

Все изученные разрезы юрских отложений юго-востока Горного Алтая объединяет весьма характерная грязно-серая окраска пород и очень слабый диагенез осадков. Указания на наличие в разрезе красных и корич-невых слоев (Аржанское месторождение) не подтверждается. Красные тона окраски вторичны (это горельники над пластом каменного угля). Еще одним очень характерным признаком является пестрый гранулометрический состав отложений от валунных конгломератов до углистых аргиллитов, прослоев каменного угля и сидеритов. Весьма своеобразен и состав обломочной фракции конгломератов и песчаников. Как правило, в состав галек и обломочной фракции песчаников входят породы ближайших к выходам юры отложений доюрского цоколя. Несмотря на перечисленные признаки, детальная пластовая корреляция разрезов затруднена из-за отсутствия четко выраженных слоев маркеров и общую монотонность разрезов. В строении четко выражены две толщи. Нижняя - сложена конгломератами и имеет мощность около 400 м. В верхней - наряду с конгломератами значительную роль играют углистые алевролиты. Видимая мощ-ность достигает 200 м. Здесь же имеются и прослои каменного угля, но их выявление без проходки горных выработок затруднено. В восточной части Текелинской мульды среди галек конгломератов встречено большое количество черных турмалинитов. Весьма характерен и внешний вид галек конгломератов. Все они без исключения покрыты пленкой пустынного загара, подобно современным галькам, разбросанным по поверхности Чуйской и Курайской котловин. Это позволяет утверждать, что формирование юрских отложений происходило в условиях субпустынной межгорной впадины временными водотоками. Об этом свидетельствует и непротяженная линзовидная форма слоев конгломератов, их резкая смена на алевролиты и аргиллиты. Верхняя часть толщи, видимо, формировалась уже в условиях заболоченного водоема, на что указывают пласты углей и сидеритов.

Из опорного разреза в Текелинской мульде нами были изучены составы песчаников (выборка из 10 проб). Количественный под-счет обломочного материала, проведенный в минералогической лаборатории Западно-Сибирского испытатель-ного центра, показал, что все песчаники юрского разреза принадлежат грауваккам с подавляющим преоблада-нием обломков осадочных пород (80-9 5%) над кремнистыми (1-7 %) и плутоническими (2-13 %) разностями.

Возраст характеризуемых отложений основан на определениях растительных остатков и спор из 42 местонахождений. В флористическом комплексе доминируют представители родов *Czekanowskia* и *Equisetites*. Их представители имеются в большинстве местонахождений на всех участках распространения выходов юры. Видовой состав комплексов невелик. Чекановскиевые представлены видами *Czekanowskia* ex gr. *rigida* Heer., *Cz.* ex gr. *setacea* Heer., род хвощовых *Equisetites* - тремя видами: *E. beanii* (Bunb.), *E. lateralus* Phill. и *E.* aff. *turgaicus* (Vlad.) Kiritsh. (в дальнейшем может оказаться, что это новый вид). Два первых вида характерны для Аржанского и Текелинского полей, а последний для Сорулукельского.

В виде незначительной примеси в комплексе присутствуют членцстостебельные, представленные безли-ственными отпечатками рода *Neocalamites;* папоротники - родом *Cladophlebis* и его видом *C.* cf. *williamsonii* (Brongn.). Очень редко встречаются *Podozamites lanceolatus* (L. et H.) Schimper и *Sphenobaiera* sp. Из семян определены *Carpolithes cinctus* Nath. и *C. heeri* Tur.-Ket.

Споровые комплексы до настоящего времени получены только из отложений Аржанского поля. Они пред-ставлены видами: Lycopodium sp., Osmunda sp., Coniopteris vp., Aletes limbatus Jljina, Dipterella obatinoides Mai., Pseudopinus pergrandis Bolch., Pseudoricea variabiliformis (Mai.) Bolch., Coniferales sp. Единичные споры рода Ginkgocycadophytus sp. определены из отложений Текелинского поля.

Очевидно, что комплекс растительности в юрских отложениях крайне беден в родовом и видовом отно-шении и это свидетельствует о неблагоприятных для развития растительности условиях, возможно, это полу-пустыня подобно современной Чуйской котловины. В то же время доминанты - чекановскиевые и хвощовые в ряде случаев переполняют породу и являются, видимо, углеобразующими. Подобное углеобразование нами связывается с существованием в межгорной котловине небольших озерно-болотных водоемов (аналоги таких водоемов имеются в современой Чуйской котловине и существовали в ней в недалеком прошлом). Именно с ними связываются известные буроугольные месторождения палеогена Чуйской и Курайской котловин. Несмотря на чрезвычайную бедность, комплекс растительных остатков однозначно свидетельствует о раннеюрском возрасте отложений. Более точной детализации возраста на современной стадии изученности отложений сделать невозможно.

Отложения юрской системы Горного Алтая предложено выделять в ранге аржанской свиты [1], под таким названием она вошла и в легенду Государственной геологической карты России м-ба 1:200 000, серия Алтайская [6]. Одновозрастные аржанской свите отложения известны в Монгольском Алтае (Делюно-Юстыдский прогиб), зоне Шапшальского разлома Западного Саяна (яхансоринская свита), Луговской мульде Рудного Алтая (луговская свита), Кузбассе (осиновская свита), в Республике Тыва (тытыгхемская свита). Стратотипическим разрезом аржанской свиты является разрез Аржанского камен -ноугольного месторождения, в качестве парастратотипа предлагается разрез Текелинской мульды.

Цепочечное расположение выходов юры в Горном Алтае отражает мезозойский этап тектони-

ческой акти-визации региона. Такие периоды в истории Горного Алтая в течение позднего палеозоя и мезозоя возникали неоднократно и подчеркивали тектоническую активность зоны Курайского разлома. Здесь установлены выхо-ды континентальных раннекаменноугольных (Арталукская пластина у с. Курай), среднекаменноугольных отложений (Узунтытугемская пластина) в междуречье Узунтытугем-Буйлюкем, отложений позднего карбона (Курайское каменноугольное месторождение, Акташское рудное поле, ок-рестности оз. Чейбеккель). В окрестностях Телецкого озера известны отложения позднего триаса (Пыжинское каменноугольное месторождение). Эпохи активизации, выраженные в угле-носных отложениях, отражали, по всей видимости, режимы локального растяжения земной коры и были относительно кратковременными, сменяясь эпохами сжатия. Именно по этой причине отложения перечислен-ных геологических эпох не унаследовали друг друга. Имеется значительная вероятность обнаружения в регио-не новых полей распространения угленосных отложений, в том числе и юрских.

#### Литература

1. Гутак Я.М., Батяева С.К. Юрские осадки юго-восточного Горного Алтая // Актуальные проблемы региональной гео-логии Сибири (стратиграфия, тектоника, палеогеография, минерагения). Новосибирск, 1992. С.66-67.

2. Гутак Я.М., Батяева С.К., Ляхницкий В.Н., Федак С.И. Юрские отложения Горного Алтая // Актуальные вопросы геологии и минерагении юга Сибири. Новосибирск, 2001.С.49 -57.

3. Селин П.Ф. Первая находка юрских отоложений в зоне Курайского разлома // Новые данные по геологии и полезным ископаемым Алтая. Барнаул, 1982а. С.20-21.

4. Селин П.Ф. () Первая находка юрских от отложений в зоне Курайского разлома // Геол. и геоф. № 7. 19826 С.124-127.

5. Угольная база России. Т. 2. Угольные бассейны и месторождения Западной Сибири (Кузнецкий, Горловский, Западно-Сибирский бассейны, месторождения Алтайского края и Республики Алтай). М., 2003. 604 с.

6. Шокальский С.П., Зыбин В.А., Сергеев В.П. и др. Легенда Алтайской серии Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1:200 000 (2-е изд.). Новокузнецк, 1999. 136 с.

# О.С. Дзюба

Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А.Трофимука (ИНГГ) СО РАН, Новосибирск, Россия, e-mail: DzyubaOS@ipgg.nsc.ru

## ВЕРХНЕЮРСКИЕ БЕЛЕМНИТЫ ИЗ РАЗРЕЗА ГОРОДИЩЕ (СРЕДНЕЕ ПО-ВОЛЖЬЕ): НОВЫЕ ДАННЫЕ

## **O.S. Dzyuba**

Trofimuk Institute of Petroleum Geology and Geophysics (IPGG) SB RAS, Novosibirsk, Russia Upper Jurassic belemnites of the Gorodische section (Middle Volga area): new data

Разрез верхней юры, вскрывающийся по р. Волге у д. Городище, постоянно находится в поле зрения геологов в силу своего особого статуса –лектостратотипа волжского яруса. Значение любого разреза, тем более стратотипического, безусловно, определяется мерой его палеонтологостратиграфической изученности. Поэтому работы, направленные на тщательное исследование обнажений у д. Городище, регулярно возобновляются. В 2004 г. полевым отрядом из ГИН РАН и МГУ (Москва), ЯГПУ (Ярославль) и ИГНГ (ныне – ИНГГ) СО РАН (Новосибирск) из разреза кимериджского и волжского ярусов была собрана новая коллекция макрофауны. Ниже будут рассмотрены результаты, полученные после изучения белемнитов (рис.).

Несколько новых находок происходит из приграничных зон нижнего и среднего подъярусов волжского яруса. Так, например, были найдены ростры взрослых особей *Lagonibelus* (*Lagonibelus*) *parvulus* (Gust.), ранее известного по экземплярам небольшого размера. Считалось, что этот вид белемнитов крупных размеров не достигал [4]. Впервые за пределами Сибири обнаружен *Simobelus* (*Simobelus*) *insignis* (Sachs et Naln.). Ростры *Pachyteuthis* (*Boreioteuthis*) *explanata* (Phill.) также не упоминались ранее из этого местонахождения, хотя их и находили в волжском ярусе Русской платформы. Отдельного внимания заслуживает находка *Pachyteuthis* (*Acroteuthis*) ex gr. *mosquensis* (Pavl.) в верхней половине зоны Panderi, поскольку с ее учетом меняется привычное представление о том, что виды данной группы белемнитов распространены на Русской платформе, начиная с верхов средневолжского подъяруса (с зоны Nikitini, реже – с верхов зоны Virgatus). Очевидно, они появляются здесь на том же стратиграфическом уровне, что и в Северо-Западной Европе и Западной Сибири [6], но так же, как и в указанных регионах, чрезвычайно редки в большей части средневолжского подъяруса. В настоящее время готовится публикация, в которой все упомянутые выше находки будут подробно рассмотрены.

По данным В.А. Густомесова [4] и П.А. Герасимова [2], в кимериджских слоях разреза Городище редко встречаются ростры Lagonibelus (Lagonibelus) ingens (Krimh.). К сожалению, нами они не были найдены. Все остальные результаты исследований таксономического состава белемнитов и их стратиграфического распространения в разрезе близки представлениям, сложившимся у П.А. Герасимова [1, 2; и др.] и В.А. Густомесова [3–5; и др.]. Имеющиеся отличия носят преимущественно номенклатурный характер. Так, большинством исследователей, включая и автора данного сообщения, разделяется мнение о том, что оксфорд-кимериджские ростры, описанные В.А. Густомесовым [4] под названием L. (L.) nitidus (Dollf.), следует относить к виду L. (L.) kostromensis (Geras.) [6]. В более широком объеме, по сравнению с автором настоящей работы, В.А. Густомесов и П.А. Герасимов трактовали оксфордский вид Cylindroteuthis (Cylindroteuthis) porrecta (Phill.), с которым они отождествляли кимериджнижневолжские ростры C. (C.) obeliscoides (Pavl.), не признавая его самостоятельным видом. В.А. Густомесов предпочитал не разделять такие волжские виды, как Pachyteuthis (Acroteuthis) mosquensis (Pavl.) и Simobelus (Liobelus) russiensis (d'Orb.) и, напротив, обособлял Р. (А.) prorussiensis Gust., признанный впоследствии младшим синонимом S. (L.) russiensis [1, 6, 8; и др.]. Под названием Pachyteuthis gorodischensis Gust. у предшествующих исследователей [2-4], по мнению автора, определены ростры P. (Boreioteuthis) troslayana (d'Orb.) [6], а также, вероятно, P. (B.) explanata (Phill.) и отчасти Lagonibelus (Lagonibelus) parvulus (Gust.).



В нижневолжском подъярусе в глинах зоны Pseudoscythica в последние годы обнаружен маломощный прослой (фаунистический горизонт Neoburgense [11]), в котором часты мелкие ростры субтетического *Hibolithes* (семейство Belemnopseidae), имеющие сходство с *H. semisulcatus* (Muster). Недавно они были изучены А.П. Ипполитовым [7]. За исключением этого горизонта, в разрезе распространены исключительно бореальные таксоны белемнитов из семейства Cylindroteuthidae.

В кимериджской зоне Autissiodorensis белемниты очень редки (рис.). Они представлены видами низкобореальными по происхождению, но широко распространенными в бореальных разрезах, включая арктические. Гораздо более многочисленны белемниты в волжском ярусе. Над горизонтом с субтетическими *Hibolithes* одновременно с панбореальным *Pachyteuthis (Boreioteuthis) explanata* появляются виды, известные, помимо Pycckoй платформы, только в сибирских разрезах. Это *Simobelus (Simobelus) insignis*, а также *Lagonibelus (Lagonibelus) parvulus*, лишь недавно обнаруженный на п-ове Hopдвик [9]. Их сменяет комплекс низкобореальных таксонов, который распространен в верхней половине зоны Panderi и в зоне Virgatus. В вышележащей зоне Nikitini и верхневолжском подъярусе вновь появляются виды общебореального распространения. Однако необходимо заметить, что по сравнению с кимериджским комплексом белемнитов они наиболее характерны для низкобореальных разрезов, где встречаются в массовом количестве, в то время как в арктических довольно редки. Анализ распространения белемнитов в разрезе Городище позволяет установить два эпизода, когда обмен фауной между Среднерусским морем и высокобореальными морями был ограничен: 1) гемера Neoburgense фазы Pseudoscythica ранневолжского времени; 2) вторая половина фазы Panderi – фаза Virgatus средневолжского времени.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект № 06-05-64439).

#### Литература

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

2. Герасимов П.А., Михайлов Н.П. (1966) Волжский ярус и единая стратиграфическая шкала верхнего отдела юрской системы // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1966. №2. С.118-138.

3. Густомесов В.А. (1960) Новые позднеюрские и валанжинские белемниты Европейской части СССР и Северного Зауралья // Ред. Марковский Б.П. Новые виды древних растений и беспозвоночных СССР. М.: Госгеолтехиздат, 1960. Ч.2. С.195-211.

4. Густомесов В.А. (1964) Позднеюрские бореальные белемниты (Cylindroteuthinae) Русской платформы // В кн.: Михайлов Н.П., Густомесов В.А. Бореальные позднеюрские головоногие. М.: Наука, 1964. C.89-216.

5. Густомесов В.А. (1991) Виды *Eulagonibelus volgensis* (d'Orb.) и *E. rosanovi* (Gust.) (Belemnitida) как показатели возраста // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 1991. Т.66. Вып.2. С.50-60.

6. Дзюба О.С. (2004) Белемниты (Cylindroteuthidae) и биостратиграфия средней и верхней юры Сибири. Новосибирск: Изд-во СО РАН, филиал "Гео", 2004. 203 с.

7. Ипполитов А.П. (2006) О возможном проявлении полового диморфизма у средне- и верхнеюрских белемнитов рода *Hibolithes* Montfort, 1808 Русской платформы // Ред. Барсков И.С., Леонова Т.Б. Современные проблемы изучения головоногих моллюсков. Морфология, систематика, эволюция и биостратиграфия: Материалы Всерос. совещания. М.: ПИН РАН, 2006. С.57-60.

8. Сакс В.Н., Нальняева Т.И. (1966) Верхнеюрские и нижнемеловые белемниты севера СССР. Роды *Pachyteuthis* и *Acroteuthis*. М.: Наука, 1966. 216 с.

9. Dzyuba O.S., Zakharov V.A., Кољt'бk M. (2007) Belemnites of the Jurassic/Cretaceous boundary interval from Nordvik Peninsula (Northern Siberia) // 7th International Symposium, Cephalopods – Present and Past: Abstracts Volume. (In press)

10. Rogov M.A. (2004) The Russian Platform as a key region for Volgian/Tithonian correlation: a review of the Mediterranean faunal elements and ammonite biostratigraphy of the Volgian stage // Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia. 2004. V.110. No.1. P.321-328.

11. Rogov M., Schepetova E., Ustinova M. et al. (2006) Multi-proxy study of the Kimmeridgian–Volgian boundary beds in the Gorodischi section (Middle Volga area, Russia), the lectostratotype of the Volgian Stage // Volumina Jurassica. 2006. V.4. P.208-210.



## А.В. Жабин, А.Е. Звонарев

Воронежский госуниверситет (ВГУ), геологический факультет, Воронеж, Россия, e-mail: Zhabin@geol.vsu.ru, Zvonarev@geol.vsu.ru.

# ПРИМЕНЕНИЕ МИНЕРАЛЬНОГО И ХИМИЧЕСКОГО АНАЛИЗОВ ПРИ ПА-ЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИХ РЕКОНСТРУКЦИЯХ (НА ПРИМЕРЕ ОТЛОЖЕНИЙ ОКСФОРДСКОГО ЯРУСА ВОРОНЕЖСКОЙ АНТЕКЛИЗЫ)

#### A.V. Zhabin, A.E. Zvonarev

Voronezh State University, Geological facultet, Voronezh, Russia Application of mineral and chemical analyses at paleogeographic reconstruction (on an example of adjournment of the Oxford circle Voronezh anteclyse)

Отложения оксфордского яруса, со средней мощностью около 30 м, залегают на образованиях титонского яруса юго-западнее линии Брянск-Курск-Ст.Оскол и представлены существенно песчаноглинистыми породами с редкими прослоями известняков [3]. В районе ограниченном линией Севск-Льгов-Рыльск распространены силицитовые породы, содержащие опал-тридимитовую составляющую в количестве до 70%. Фациальные обстановки меняются в юго-западном направлении от лагунных до мелководно-морских (рис. А).

По данным В.Н. Преображенской [3] трансгрессия оксфордского моря происходила как с юго- и северо-запада, так и с юго-востока со стороны Поволжья. Подобные условия формирования отложений предопределили территориальную смену ассоциаций глинистых минералов, фиксируемых на карте (рис. Б).

Ранее нами указывалась связь между каолинитом, гидрослюдой, монтмориллонитом и цеолитами группы гейландита [2].

Чисто каолинитовый состав характеризует континентальные условия формирования отложений. При движении от источника сноса в глубь акватории, происходит уменьшение количества каолинита и увеличение содержания монтмориллонита. При достаточном удалении от береговой линии и достижении необходимой щелочности осадка, происходит образование цеолитов группы гейландита [1].

На данной схеме (см. рис. Б), у границы эррозионного выклинивания выделяется зона с существенно монтмориллонитовым составом. В юго-западном направлении она сменяется зонами содержащими цеолиты группы гейландита. Такой состав глинистой фракции пород, может указывать, с одной стороны, на глубоководность и удаленность этого участка акватории от источников сноса и подтверждает мнение предыдущих исследователей о значительной ширине оксфордского бассейна в пределах антеклизы [3]. Областью сноса являлось Аннинское поднятие и прилегающие к нему территории. С другой появление цеолитов возможно связано с поступлением щелочных эманаций, поступавших из мантии в пределах зон фанерозойской активизации.

Для изучения закономерностей поведения ряда микроэлементов в минеральных зонах было использовано 24 спектральных анализа фракции 0,005 мм, заимствованных из монографии В.Н. Преображенской [3]. Изучено поведение 12 химических элементов (Ti, V, Cr, Mn, Co, Ni, Cu, Sr, Zr, B, Pb) в пределах основных минеральных зон оксфордского яруса.

Анализ распределения элементов показывает на отсутствие каких-либо существенных вариаций в их количествах по отдельным разрезам. В пространстве значения меняются наиболее хорошо. Нами были сгруппированы элементы по трем минеральным зонам: І - гидрослюдисто- каолинит монтмориллонитовая, II - цеолит - гидрослюдисто-монтмориллонитовая, III - гидрослюдисто – монтмориллонит - цеолитовая. Сопоставление средних значений в этих зонах позволяет выделить несколько групп элементов.

*В первую группу* входят Ti, Mg. Для них свойственно увеличение значений от зоны – I к зоне II (табл.1). Причем массовые доли этих элементов во всех зонах превосходят кларковые, принятые для глин и сланцев [4] в несколько раз для Mg, и на порядок для Ti.

Подобные закономерности объясняются средней активностью Ті и как следствие хорошей сорб-

Таблица 1. Массовые доли химических элементов в пределах минеральных зон (%). Условные обозначения: зоны: 1 –гидрослюдисто- каолинит -монтмориллонитовая, 2 - цеолит гидрослюдисто-монтмориллонитовая, 3 – гидрослюдисто – монтмориллонит - цеолитовая.

зоны	Mg	Ti	Cr	Co	Ni	Pb	Cu	Mn	Sr	Zr	В	V
Ι	0,014	5,067	0,034	0,0017	0,021	0,0049	0,004	0,074	0,2	0,000013	0,014	0,034
II	0,016	7	0,011	0,001	0,016	0,0004	0,0012	0,003	0,00021	0,00001	0,016	0,046
III	0,0325	6,25	0,278	0,0018	0,045	0,0038	0,0023	0,053	0,000008	0,000003	0,0325	0,188

цией его глинистыми минералами во II зоне. Повышение массовых долей Mg объясняется увеличением содержаний монтмориллонита.

Во вторую группу объединяются элементы, массовые доли которых повышены в зоне III: Cr, Co, Ni. Для Ni характерно превышение значений над фоновыми во всех зонах, для Cr в зоне III на порядок. Группировка этих элементов хорошо подчеркивается положительной корреляцией между Ni c Cr (R = +0,5) и Co (R = +0,53). Причем Co c Cr имеет слабую связь (R = +0,25), что обусловлено их меньшим сходством чем Ni c Co [5]. Распространение этих элементов происходило приблизительно равномерно в пределах всего бассейна. В последствии они сорбировались на глинистых частицах из морской воды в III зоне. Значительное увеличение Cr в зоне III можно объяснить эксгаляционным привносом его



Рис. Оксфордское время. Фациальная карта и схема распределения глинистых минералов.

Условные обозначения. А: 1 –мелкозернистый песок,; 2- алеврит, 3- глина, 4- песчаная и алевритовая глина, 5- известняк, 6- карбонатная глина, 7- трепеловидные глины, 8 - опока, трепел,9 фосфориты, 10 – пирит, 11- сидерит, 12- пелециподы, 13 – аммониты, 14 - брахиоподы, 15- растительные остатки; 16- границы распространения фациальных зон, зоны морского бассейна: 17- мелководноморская; 18- прибрежно-морская; 19- лагунная; гидродинамическая активность: 20- слабая, 21- средняя; Б: 22- каолинит, 23- гидрослюда, 24- монтмориллонит, 25- цеолиты, 26-хлорит, 27 – границы минеральных ассоциаций, 28- направление сноса терригенного материала. в оксфордский бассейн на склоне антеклизы.

*Третья группа* элементов включает Sr, Zr, Pb, Cu, Mn. Массовые доли в пределах фоновых установлены лишь для Sr, Pb, Cu, Mn в зоне III, в прочих зонах значения либо ниже таковых, либо стремятся к нулю (см. табл.1). Группировка элементов обусловлена увеличением массовых долей в зоне I и III. Активные металлы (Sr, Zr, Mn) хорошо адсорбировались ионами коллоидных систем в прибрежноморских условиях. Из группы выделяется Sr, активность которого самая высокая из данного ряда, что привело к концентрации его в зоне I с превышением кларковых значений на порядок. Zr практически отсутствует во всех зонах, что возможно связано с более ранней его адсорбцией на континенте. По увеличению массовых долей в зоне I в подгруппу обособляются Mn, Cu, Pb. Mn в виде  $Mn(OH)_4$  обладает отрицательным зарядом и рано выпадал в осадок (см. табл. 1). Вместе с ним сорбировались Pb и Cu, на что указывает положительная связь Pb и Mn (R = +0,57).

В четвертую группу объединены В и V по увеличению массовых долей от I к III зоне. Массовые доли обоих элементов превосходят кларковые значения в разы, а в зоне III для V на порядок. Положительная связь V с Mn (R = +0,67) подчеркивает сходство свойств и как следствие концентрацией этих элементов в цеолитовой зоне.

Таким образом, распределение ассоциаций глинистых минералов и химических элементов глинистых пород оксфордского яруса Воронежской антеклизы зависит от фациальной принадлежности и, в некоторой степени, состава кор выветривания в источниках сноса, а также локального эксгаляционного влияния зон фанерозойской активизации на юго-западном склоне Воронежской антеклизы.

#### Литература

1. Жабин А.В., Савко А.Д. Цеолиты в мезозойских отложениях КМА // Всесоюзный семинар "Геология, генезис и использование природных цеолитов". Тез. докладов. – Звенигород. 1978. - С.133 - 134.

2.Жабин А.В., Звонарев А.Е. Использование ассоциаций глинистых минералов при палеогеографических реконструкциях (на примере келловейского яруса Воронежской антеклизы). // Юрская система России. – проблемы стратиграфии и палеогеографии. Материалы первого всероссийского совещания. М. 2005. с. 83-84.

3.Преображенская В.Н. Юра и низы нижнего мела территории ЦЧО / Под. ред. Г.Н.Рахманиной – Воронеж: Изд-во Воронеж. ун-та, 1966. - 282с.

4. Сауков А.А. Геохимия. – М.: Наука, 1975 г. – 480 с.

5. Эмсли Д. Элементы. – М.: Мир, 1993. – 256 с.



### В.А. Захаров

## Геологический институт РАН, Москва, Россия, e-mail: zakharov@ginras.ru СОСТОЯНИЕ ЯРУСНОЙ И ЗОНАЛЬНОЙ ШКАЛЫ ЮРСКОЙ СИСТЕМЫ: ГЛОБАЛЬНЫЙ И РЕГИОГНАЛЬНЫЙ АСПЕКТЫ

### V.A Zakharov

Geological Institute of RAS, Moscow, Russia, e-mail: zakharov@ginras.ru State of stage and zonal scales of the Jurassic System: global and regional aspects

Ревизия Международной стратиграфической шкалы, к счастью, не затронула ярусную шкалу юрской системы. Сохраняются все 11 ярусов и их номенклатура (таблица). Более того, практически не изменился стратиграфический объем ярусов, для которых Международной комиссией по стратиграфии утверждены ТГСР – точки глобальных стратотипов разрезов (GSSP – Global Stratotype Section and Point). Пока таких точек всего четыре. Это точки GSSP: в основании синемюрского яруса (зона Arietites bucklandi) по появлению аммонитов родов *Vermiceras* и *Metophioceras* в разрезе East Quantoxhead у г. Watchet, Западный Сомерсет, Юго-Восточная Англия [15], в основании плинсбахского яруса по появлению аммонитов *Bifericeras donovani, Apoderoceras* и *Gleviceras* в разрезе Wine Haven, на побережье залива Robin Hood, Йоркшир, Англия [21], в основании ааленского яруса по появлению аммонита *Leioceras opalinum* в разрезе у г. Fuentelzalz (Центральная Испания) [16] и в основании байоса по появлению аммонита *Hyperlioceras* в подошве зоны Н. discites в разрезе Murtinheira у г. Cabo Modego (Западная Португалия) [24]. К началу нашего Первого совещания по юрской системе России в г. Москве (ГИН РАН, ноябрь 2005) для ряда ярусов: геттангского, тоарского, батского, титонского не были определено даже «ключевые события», а для келловея, оксфорда и кимериджа не был выбран разрез и стратиграфический уровень.

На 7-ом Международном конгрессе в г. Кракове (сентябрь, 2006) значительное время и внимание было уделено обсуждению GSSP для границ многих ярусов. GSSP геттанга, тоара, келловея, оксфорда, кимериджа и титона рассматривались на специальных сессиях и обсуждались на заседаниях рабочих групп. В качестве потенциального GSSP для основания юрской системы в настоящее время рассматривается несколько разрезов, а среди ключевых событий могут использоваться появление Psiloceratidae или изменение в их комплексах (Англия, Невада, Перу) или резкое изменение в комплексах радиолярий (Канада). Во время конгресса было официально предложено два разреза: Каньон Мюллера, Невада, США [18] и синеклиза Карвендел, Австрия [19]. Для границы плинсбаха – тоара наиболее вероятным кандидатом является разрез Пениче (Португалия), содержащий полную последовательность аммоноидей и к настоящему времени наиболее разносторонне изученный. Уровень GSSP - слой с *Eodactylites* – первое появление дактилиоцератид совместно с *Paltarpites, Tiltoniceras, Lioceratoides*. Этот слой маркирует основание зоны Роlутогрhum (горизонт Mirabilis или подзоны Simplex) Тетиса. Он может быть приблизительно скоррелирован с подзоной Paltum Северо-Западной (суббореальной) Европы [17].

ТГСР батского яруса не определена. Выбор ключевого события также пока не ясен. Предпочтение отдается появлению аммонита *Parkinsonia* (*G.*) *convergens*, фиксирующего основание зоны Zigzagiceras zigzag. Кандидатами для местоположения «золотого гвоздя» предлагаются два разреза в Испании (Иберия) и Франции (Digne). Для основания келловейского яруса уровень (основание фаунистического горизонта *keppleri*) был определен ещё в 1990 г., но выбор хорошего разреза столкнулся с определенными трудностями. Разрезы Германии содержат богатые комплексы аммонитов хорошей сохранности, но сильно конденсированы и слабо изучены иными методами. По этой причине группа специалистов по средней – верхней юре предложила выбрать альтернативный разрез. После обсуждения материалов, опубликованных по разрезам на Русской платформе, руководство Международной подкомиссии по юрской системе и рабочей группы по келловею (председатель Дж. Калломон, Англия) рекомендовало российской стороне дополнительно изучить один из наиболее полных разрезов этого страти-

графического интервала, расположенный у с. Просек Лысковского района Нижегородской области. Этот разрез был повторно детально изучен палеонтологами, литологами и магнитостратиграфами в октябре 2006 г. [3, 4]. Материалы по био-, магнито- и литостратиграфии публикуются в настоящем сборнике, а также в журнале [7]. Для выбора GSSP оксфордского яруса было предложено несколько разрезов, отличающихся степенью изученности и некоторыми особенностями, но расположенными в пределах нижнебореальной части Панбореальной надобласти и представленные морскими глинистыми умеренно-глубоководными фациями. Среди кандидатов фигурирует разрез Дубки, расположенный вблизи г. Саратова, а также разрез Редклиф вблизи г. Ваймоса (Дорзет, Англия) [20, 23]. Ключевое событие (появление первых Cardioceras, совпадающее со сменой Alligaticeras-Properisphinctes и резкими изменениями в комплексах аспидоцератид) чётко определено во всех предложенных разрезах и обладает высоким корреляционным потенциалом. В качестве GSSP кимериджского яруса в ближайшее время, видимо, будет принят разрез на о-ве Скай, Шотландия, детально изученный международной группой исследователей [29]. Встреченные здесь комплексы аммоноидей обеспечивают надежную корреляцию, по крайней мере, для всего Северного полушария, а граница ярусов (маркирующаяся появлением аммонитов рода Pictonia и Plasmatites) совпадает с инверсией магнитного поля, что открывает дополнительные возможности для сопоставления с удаленными регионами. После проведения голосования в 2007 г. в качестве базальной для кимериджа одобрена зона Pictonia baylei, но разногласия коснулись выбора базального горизонта. Большинство (не конституционное) отдали предпочтение горизонту Pictonia flodigarriensis «за» – 13 голосов (50% от 26 персон) и 10 голосов за горизонт Pictonia densicostata (38.46%). Однако необходимого числа голосов не собрал ни один из предложенных вариантов. Возможно, решение будет принято все же в пользу базального горизонта, поскольку после посещения членами рабочей группы в июне 2007 г. разрезов у с.Мантурово (р. Унжа) здесь были обнаружены аналоги горизонта Pictonia flodigarriensis. Возможность прослеживания базального горизонта на столь отдаленное расстояние усиливает его позиции, в качестве достойного кандидата на ТГСР для кимериджа.

Для основания титонского (волжского) яруса нами был предложен прекрасно изученный разрез



В.А. Захаров показывает положение точки глобального стратотипа разреза (Global Stratotype Section and Point) в основании синемюрского яруса (зона Arietites bucklandi) в разрезе East Quantoxhead у г. Watchet, Западный Сомерсет, Юго-Восточная Англия (фото М.А. Рогова, июль, 2007).

Система	Отдел	Apyc	Базальный уровень ТГСР –GSSP. Зона по аммонитам. Ключевое событие.	Место (страна)	Степень готовности на 31.06.07
Юрская	й	Титон	(?) Hybonoticeras	Германия Россия	Выбор ключевого события и места
	н ж и Н	Кимеридж	Зона Pictonia baylei	Шотландия Остров Скай	Выбор ключевого события
		Оксфорд	Cardioceras	Англия Россия	Выбор места
	Средний	Келловей	Kepplerites keppleri	Германия Россия	Выбор места
		Бат	Зона Parkinsonia (G.) convergens	Испания Франция	Выбор места
		Байос	Hyperlioceras	Португалия	Утверждена
		Аален	Зона Leioceras opalinum	Испания	Утверждена
		Тоар	Зона Dactylioceras (Eodactilioceras) polymorphum	Португалия	Стадия голосования
	Верхний	Плинсбах	Зона Uptonia jamesoni, Подзона Phricodoceras taylori, Биогоризонт Bifericeras donovani Apoderoceras, Gleviceras	Англия, Йоркшир	Утверждена
		Синемюр	Vermigeras+Metophioceras Зона Bucklandi Подзона Conybeari	Англия, Западный Сомерсет	Утверждена
		Геттанг	Psiloceratidae	Англия США Австрия	Выбор места

Таблица. Состояние готовности ТГСР (GSSP) ярусной шкалы юрской системы на средину 2007г.

лектостратотипа волжского яруса у д. Городищи, однако сложности в интерпретации некоторых аммоноидей и, как следствие, альтернативные корреляционные схемы [25, 27] пока препятствуют признанию этого разреза в качестве ведущего кандидата. Планировалась встреча рабочих групп (июнь-июль 2007 г.) с экскурсией на основные разрезы юры Восточно-Европейской платформы, чтобы разрешить это противоречие. Однако из-за отказа большинства председателей и членов рабочих групп от участия в экскурсии по Среднерусской равнине от этой идеи пришлось отказаться. Среди классических разрезов титона пока нет конкретных кандидатов для GSSP, и даже ключевое событие пока точно не определено [28].

Как известно, на территории современной России представлены в морских фациях все 11 ярусов юрской системы. Геттангский, синемюрский, плинсбахский и тоарский ярусы нижнего отдела и ааленский ярус среднего отдела известны только на территории северо-восточной Азии, байосский, батский и келловейский широко распространены как в азиатской, так и Европейской частях России. Верхний отдел представлен всеми тремя ярусами: оксфордским, кимериджским и бореальным волжским практически в большинстве регионов России. Почти все ярусы расчленены на зоны, часто и подзоны по моллюскам, микрофауне, палинологическим остаткам. Особенностью зональных шкал является их преимущественно бореальный характер. Шкалы совершенствуются по всем группам ископаемых. Особенно интенсивно ревизуются шкалы по средне- и верхнеюрскому отделам. Нижняя юра в последние годы изучается не столь интенсивно.

10 лет назад группой сибирских авторов был предложен бореальный зональный стандарт мезозоя, в том числе и юрской системы [5], который позднее был модернизирован [6]. Как показывает исторический опыт (и опыт работы коллектива авторов упомянутых публикаций), невозможно создать на продолжительное время устойчивую конструкцию шкал, поскольку каждая из них в некоторой степени субъективна. Наибольшие разногласия среди авторов возникают по аммонитовой шкале, как наиболее динамичной. Шкалы по другим группам более устойчивы. Заметна четкая корреляция между числом специалистов по конкретному стратиграфическому интервалу и количеством предлагаемых вариантов. Так, к настоящему времени имеются разногласия по зональным и инфразональным шкалам бата-келловея [1, 7, 8], и, отчасти, волжского яруса [22]. Ю.С. Репин возражает против использования определяющего слова «бореальный» в словосочетании «бореальный зональный стандарт», поскольку де

практически все стратотипы ярусов юры установлены в Бореально-Атлантической биогеографической области [11, 12]. Если учесть, что впервые словосочетание «бореальный зональный стандарт» было использовано в статье, посвященной всему мезозою, то «категорическое возражение» не имеет под собой никакой почвы в отношении триаса и мела, т.к. триасовая система, действительно, бореальная в чистом виде. Некоторые зоны в меловой системе в основном, по иноцерамовым шкалам, на отдельных стратиграфических уровнях перекрываются с тетическими, но в целом, шкалы типично бореальные. На первый взгляд, зональные шкалы юрской системы, значительно «перекрываются» арктическими. Однако к собственно «арктическим» можно отнести аммонитовые последовательности лишь части нижней и средней юры, что уже отмечалось в публикациях [14]. Следует также иметь ввиду, что, «бореальный зональный стандарт» это не только «шкала по аммонитам», это совокупность шкал. Так, шкала по двустворкам, в частности, бухиидам выходит за рамки Арктики. Одинаковая или близкая последовательность бухиазон, как, кстати, и белемнитовых зон, установлена по Тихоокеанскому побережью Северной Америки, вплоть до Калифорнии. Да и многие зоны по аммонитам в Арктике и Бореально-Атлантической области имеют одинаковую номенклатуру. Например, все зоны геттанга Северо-Востока России сохраняют бореально-атлантическую номенклатуру. В какой-то мере это касается зон верхнего плинсбаха, отчасти, нижнего тоара. Батский ярус в Северо-Восточной Гренландии Д. Кэлломон назвал «бореальным батом». Преимущественно эти последовательности вошли в «бореальный зональный стандарт» бата и келловея. В конце концов, границы палеобиохорем во времени не оставались постоянными, притом по разным группам фауны одна и та же провинция входила в состав Бореально-Атлантической области, а по другим – в Арктическую. Например, Тимано – Печорская по двустворкам и аммонитам (об изменениях ареалов «печорской юры» во времени пишет и сам Ю.С. Репин [12]). В рафинированном виде даже волжский ярус не является собственно бореальным, поскольку на эту роль претендуют и портланд и бонон. Номенклатура зон стратотипа волжского яруса существенно отличается от номенклатуры зон волжского яруса Арктической области.

В отношении использования названия «волжский ярус» мне уже приходилось писать [2]. Отложения, сформировавшиеся в течение волжского века, покрывают более 20 млн. км<sup>2</sup>, большая часть которой относится к территории России. Поэтому странно встречать в русскоязычной геологической литературе словосочетание «титонский ярус», привлекаемое для определения возраста отложений на территории бореальной Тимано-Печорской области, в особенности, когда в англоязычных публикациях одновозрастные отложения именуются волжским ярусом в Северном море или в Канаде или на Баренцевоморской плите. Ярус все же идентифицируется посредством фауны (флоры), которая является бореальной на территории Панбореальной биогеографической надобласти. Ярусная номенклатура, конечно, должна быть единая глобально, когда речь идет о корреляции планетарных биологических и геологических событий, но в региональном масштабе резонно использовать исторически сложившуюся номенклатуру. Понятно, что нет смысла создавать региональные ярусные шкалы, если существует возможность прямой зональной корреляции хотя бы отдельных, но ключевых, уровней. Поэтому вряд ли целесообразно создавать целую шкалу из региоярусов, основываясь лишь на этапности геологической истории отдельной территории. Историко-геологические интервалы разреза предпочтительнее именовать не ярусными, а иными понятиями.

Россия, несмотря на распад СССР, остается самой обширной территорией в северном полушарии. Эта территория является наиболее представительной в отношении разнообразия геологических структур. В ее состав входят две древнейшие платформы: Восточно-Европейская и Восточно-Сибирская и самая крупная на Земле молодая (мезозойская) Западно-Сибирская. Многочисленные синеклизы на севере Евразии как и обширные складчатые области северо-востока России сложены, главным образом, мезозойскими образованиями. Юрские отложения являются одними из наиболее распространенных на территории России. Стратиграфия юры интенсивно разрабатывалась в послевоенное время, в особенности, в 60-тые и 70-тые годы. В течение этого времени были созданы основы биостратиграфических шкал почти по всем группам окаменелостей. Стратиграфические схемы разного достоинства (рабочие, корреляционные и унифицированные) охватили все площади страны Советов. Показательно то, что стратиграфическая изученность наиболее труднодоступных регионов таких, как заполярные, северо-восточные и дальневосточные по уровню не уступала, а то и превосходила южные и центральные. Естественный ход событий предполагает дальнейшую детализацию геологических, включая стратиграфические, исследований. Хорошо известно, что геологическое изучение территории России сильно замедлилось уже с конца 80-тых годов, а экспедиционные работы резко сократились в 90-тые после распада СССР. Как следствие этого процесса практически остановились работы по совершенствованию региональных стратиграфических схем. Одной из последних схем перед началом этого периода была стратиграфическая схема юрских отложений Русской платформы, завершенная к 1988 г., доложенная на Межведомственном региональном стратиграфическом совещании во ВНИГРИ в марте того же года председателем юрской комиссии МСК СССР М.С. Месежниковым, и принятая в январе следующего года как унифицированная на бюро МСК и изданная спустя 4 года [9] \*.

Затяжной период стагнации региональных стратиграфических работ сменился некоторым их оживлением в начале 21 века. Экономические запросы, или, как формулировали во времена СССР, потребности практики, побудили к разработке более совершенных схем. Как и следовало ожидать, первыми творцами стратиграфических схем нового поколения оказались геологи и палеонтологи, работающие по юрским отложениям Западной Сибири. Работа по составлению схем с объяснительной запиской завершилась принятием региональных стратиграфических схем триасовых и юрских отложений Западной Сибири на VI Межведомственном стратиграфическом совещании в г. Новосибирске 16 октября 2003 г. [13]. МСК РФ утвердило эти схемы как корреляционные в апреле 2004 г. Наиболее существенными достоинствами принятых схем является новый, основанный на результатах фациального анализа, подход к районированию Западной Сибири и привлечении для корреляции разнофациальных отложений параллельных (комбинированных) биостратиграфических шкал по нескольким группам макро-и микрофоссилий. Межведомственное региональное стратиграфическое совещание по схемам фанерозоя и докембрия Северо-Востока России состоялось в Санкт-Петербурге в 2002г. В числе схем по системам фанерозоя МСК РФ уже принял и утвердил как унифицированную стратиграфическую схему по юрской системе [10]. В ближайшее время в издательстве ВСЕГЕИ схемы должны выйти из печати.

Региональные схемы нового поколения, конечно, более совершенны. Однако следует иметь ввиду, что за последние 20 лет экспедиционные полевые тематические исследования сильно сократились, а крупномасштабная геологическая съемка велись, за редкими исключениями, весьма низкими темпами. Так что новые сведения по стратиграфии получены не на данных полевых работ, а в основном, благодаря ревизии ранее собранных материалов. По этим причинам многие проблемные вопросы решить не удалось. Реалии международной стратиграфической практики требуют постановки на разрезах не только комплексных био-, но и магнито-, и хемо-, и секветностратиграфических работ. В России же большинство региональных шкал не имеет ни магнитостратиграфических колонок, ни хемостратиграфических кривых, ни сиквенс- и циклостратиграфических разбивок. В этом направлении предстоит огромная работа.

В заключение необходимо вернуться к проблемам бореальных ярусов и их зональных шкал. Как отмечалось выше, целесообразно сохранить единую глобальную номенклатуру ярусов юрской системы и, как следствие, (что, возможно, более важно) сохранить номенклатуру веков. Стратиграфический объем ярусов очевидно определяется суммой составляющих его зон. В юрской системе – это зоны по аммонитам. Номенклатура аммонитовых зон ярусов в Западно-Средиземноморской области надобласти Тетис-Панталасса в подавляющем большинстве случаев (притом, нередко, на родовом уровне) отличается от таковой Бореально-Атлантической области Панбореальной надобласти. С большой долей уверенности можно утверждать, что и объемы коррелируемых зон в обсуждаемых надобластях не будут идеально совпадать по стратиграфическому (и временному) объему. Например, для позонных бореально-тетических корреляций привлекается прежде всего «каркас», из так называемых, реперных уровней – одноименных зон межрегионального распространения. Зоны между этими уровнями коррелируются по их последовательностям в разрезах, т.е., формально. Стало быть, не может быть гарантии, что границы одноименных ярусов юрской системы в отложениях тетического и бореального типов окажутся изохронными при позонной корреляции. Логично допустить, что в пределах развития отложений бореального типа точность позонной корреляции геостратонов существенно выше, чем при бореальнотетической корреляции. Это оправданное допущение позволяет с большой долей уверенности судить о совпадении или несовпадении по времени палеобио- и геосферных событий в пределах Панбореальной надобласти в течение юрского периода. Заключение о связи «бореальных» событий с событиями «тетическими» той же природы является следующим этапом анализа полуглобальной или планетарной ситуации. Временная корреляция событий на этом этапе основана, конечно, на единой шкале геологического времени, но заключение о времени «бореального» и времени «тетического» событий выполняется независимо, поскольку детальная датировка следов событий осуществляется на зональных шкалах разной филогенетической природы, о чем упоминалось выше. Следовательно, вероятность точной идентификации временных пределов априорно единого события на территории двух супербиохорем невелика. Если согласиться с этими доводами, то ярусная шкала «бореальной» природы должна быть столь же строго официально регламентирована, как и шкала «тетической» природы. Здесь имеется ввиду необходимость распространения приемов обоснования «точек глобальных стратотипов границ» яру-

<sup>\*</sup> Межрегиональное стратиграфическое совещание по докембрию и фанерозою юга Дальнего Востока и Восточного Забайкалья состоялось также в г. Хабаровске в 1990 г. (См. Решения IV Межведомственного регионального стратиграфического совещания по докембрию и фанерозою юга Дальнего Востока и Восточного Забайкалья (Хабаровск, 1990 г.). Хабаровск: ХГГГП, 1994. 123 с.)
сов (ТГСГ=GSSP) на отложения бореального типа. Представляется оправданным осуществить все процедуры: выбор местности, разреза, пограничного события, лимитотипа для ярусов (и подъярусов), объем которых определен по сумме зон бореальной аммонитовой шкалы. Для отдельных ярусов, таких, как геттанг, келловей, оксфорд и кимеридж пограничное событие уже выбрано по бореальным или космополитным таксонам аммонитов. В этих случаях предстоит лишь определить место разреза и в нем обозначить точку бореального стратотипа границы (ТБСГ). Если же биотическое событие выбрано по тетическому таксону и на территории развития отложений тетического типа, то процедура «золотого гвоздя» на территории развития отложений бореального типа должна быть выполнена в полном объеме. Эта работа академического толка и ее следует реализовывать в первую очередь специалистам академических институтов и университетов всех заинтересованных стран Северного полушария. Если учесть, что на определение мест «золотых гвоздей» в ярусной шкале фанерозоя международным сообществом стратиграфов затрачено более 40 лет, то подобная работа по ярусам юрской системы потребует немало времени и материальных затрат. Невзирая на пугающие объемы работы и их стоимость, приступать к ней следует немедленно, поскольку разрыв «глобальной» и «бореальной» временных геологических шкал будет негативно отражаться на теории и практике геологических работ.

### Литература

1. Гуляев Д.Б. (2005) Инфразональное расчленение верхнего бата и нижнего келловея Восточно-Европейской платформы по аммонитам // Захаров В.А., Рогов М.А., Дзюба О.С. (ред.) Материалы первого Всероссийского совещания «Юрская система России: проблемы стратиграфии и палеогеографии». М.: ГИН РАН. С.64-70

2. Захаров В.А. (2003) В защиту волжского яруса // Стратиграфия. Геол. корреляция. Т. 11. № 6. С. 58-66.

3. Захаров В.А. (2007 а) «Золотой гвоздь» в Центральном Поволжье // Природно-ресурсные ведомости. № 9-10 (317-318). С.9.

4. Захаров В.А. (2007 б) Вокруг «Золотого гвоздя» // Российские недра. №11 (46). С.2.

5. Захаров В.А., Богомолов Ю.И., Ильина В.И., и др. (1997) Бореальный зональный стандарт и биостратиграфия мезозоя Сибири // Геология и геофизика. Т.38. №5. С. 927-956.

6. Захаров В.А., Шурыгин Б.Н., Меледина С.В. и др. (2005) Бореальный зональный стандарт юры: обсуждение новой версии // Захаров В.А., Рогов М.А., Дзюба О.С. (ред.) Материалы первого Всероссийского совещания «Юрская система России: проблемы стратиграфии и палеогеографии». М.: ГИН РАН. С.89-96.

7. Киселев Д.Н., Рогов М.А. (2007) Стратиграфия бат-келловейской границы в разрезе Просек (Среднее Поволжье). Статья 1. Аммониты и инфразональная стратиграфия // Стратиграфия. Геол. корреляция. Т.15. №5. (в печати)

8. Митта В.В. (2004) К эволюции аммонитов и стратиграфии пограничных отложений бата и келловея в бассейне Волги // Экосистемные перестройки и эволюция биосферы. Вып.6. С.125-136.

9. Объяснительная записка к унифицированной стратиграфической схеме юрских отложений Русской платформы. СПб: ВНИГРИ. 1993. 71с.

10. Постановление по стратиграфическим схемам докембрия, палеозоя и мезозоя Северо-Востока России // Постановления МСК и его постоянных комиссий. Вып.34. СПб: ВСЕГЕИ. 2003. С. 6-9.

11. Репин Ю.С. (2005) Аммонитовые шкалы циркумарктической средней юры // Захаров В.А., Рогов М.А., Дзюба О.С. (ред.) Материалы первого Всероссийского совещания «Юрская система России: проблемы стратиграфии и палеогеографии». М.: ГИН РАН. С.203-205.

12. Репин Ю.С. (2007) Аммонитовая шкала Печорской юры // Бюлл. МОИП, отд. геол. Т.82. Вып.2. С.24-31.

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

14. Сей И.И., Калачева Е.Д., Репин Ю.С. и др. (2006) Юрская система // Т.Н. Корень (ред.) Зональная стратиграфия фанерозоя России. СПб: ВСЕГЕИ. С.121-140.

15. Bloos G., Page K.N. (2002) Global Stratotype Section and Point for base of the Sinemurian stage (Lower Jurassic) // Episodes. V.25. No.1. P.22-28.

16. Cresta S., Goy A., Ureta S. et al. (2001) The Global boundary Stratotype Section and Point (GSSP) of the Toarcian-Aalenian boundary (Lower-Middle Jurassic) // Episodes. V.24. No.3. P.166-175.

17. Elmi S. (2006) Pliensbachian/Toarcian boundary: the proposed GSSP of Peniche (Portugal) // Volumina

Jurassica. V.IV. P.5-16.

18. Guex J., Taylor D., Rakus M. et al. (2006) Proposal of the Muller Canyon section (New York Canyon area, Nevada, USA) as stratotype for the Triassic/Jurassic boundary // Volumina Jurassica. V. IV. P.283-285.

19.von Hillebrandt A., Krystyn L., Kuerschner M. (2006) The Triassic/Jurassic boundary beds of the Karwendel Syncline (Austria) – initial report of a new GSSP candidate for the base of the Jurassic // Volumina Jurassica. V. IV. P.287-288.

20. Kiselev D., Rogov M., Guzhikov A. et al. (2006) Dubki (Saratov region, Russia), the reference section for the Callovian/Oxfordian boundary // Volumina Jurassica. V.IV. P.177-179.

21. Meister Ch., Aberhan M., Blau J. et al. (2006) The Global boundary Stratotype Section and Point (GSSP) for base of the Pliensbachian stage (Lower Jurassic), Wine Haven, Yorkshire, UK // Episodes. V.29. No.2. P.93-106.

22. Mitta V.V. (2007) Ammonite associations and boreal-tethyan correlation of the J/K boundary // International Geological Correlation Program 506 – Jurassic marine: non-marine correlation. Univ. of Bristol. P.1-2.

23. Page K.N., Melendez G., Hart M.B. et al. (2006) Integrated stratigraphical study of the candidate Oxfordian Global Stratotype Section and Point (GSSP) at Redcliff point, Weymouth, Dorset, UK // Volumina Jurassica. V. IV. P.200-201.

24. avia G., Enay R. (1997) Definition of the Aalenian – Bajocian stage boundary // Episodes. V.20. No.1.P.16-22.

25. Rogov M., Schepetova E., Ustinova M. et al. (2006) A multi-proxy study of the Kimmeridgian/Volgian boundary beds in the Gorodische section (Middle Volga area, Russia) the lectostratotype of Volgian stage // Volumina Jurassica.V. IV. P.208-210.

26. Scherzinger A., Atrops F., Schweigert G. (2006) New studies on perisphinctids from the Lower Tithonian (Hybonotum Zone) of S Germany and SE France // Volumina Jurassica. V.IV. P.244-245.

27. Scherzirger A., Mitta V.V. (2006) New data on ammonites and stratigraphy of the Upper Kimmeridgian and Lower Volgian (Upper Jurassic) of the middle Volga Region (Russia) // N. Jb. Geol. Paläont., Abh. Bd.214. Nr.2. S.225-251.

28. Schweigert G., Atrops F. (2006) The base of the Tithonian Stage – historical review and state of the art // Volumina Jurassica. V.IV. P.213-214.

29. Wierzbowski A., Coe A.L., Hounslow M.W. et al. (2006) A potential stratotype for the Oxfordian/ Kimmeridgian boundary:Staffin Bay, Isle of Skye, UK // Volumina Jurassica. V.IV. P.17-33.

## В.А. Захаров, М.А. Рогов

# Геологический институт РАН, Москва, Россия, e-mail: zakharov@ginras.ru, rogov\_m@rambler.ru КЛИМАТИЧЕСКИ ОБУСЛОВЛЕННАЯ ДИНАМИКА АРЕАЛОВ МОЛЛЮ-СКОВ В ПРОСТРАНСТВЕ И ВРЕМЕНИ В ТЕЧЕНИЕ ПОЗДНЕЙ ЮРЫ (ОКСФОРД-КИМЕРИДЖ) ВЫСОКИХ ШИРОТ СЕВЕРНОГО ПОЛУШАРИЯ

## V.A Zakharov

Geological Institute of RAS, Moscow, Russia, e-mail: zakharov@ginras.ru

The climatic caused dynamics of a molluscs areals in space and time during Late Jurassic (Oxfordian-Kimmeridgian) in high latitude of Northern hemisphere

В юрском периоде, за некоторыми исключениями, господствовал парниковый климат. Тем не менее, существовала зональность в распределении тепла, о чем свидетельствуют определенные закономерности в расселении организмов на суше и в морях, а также данные седиментологии, минералогии и геохимии. По палеомагнитным данным, хорошо согласующимся с материалами по палеобиогеографии, северный географический полюс в поздней юре находился в пределах современной беринговоморской акватории. Анализ географического распространения позднеюрской морской биоты показывает, что таксономическое разнообразие во всех группах макро- и микрофауны Северной Евразии снижается в направлении от Среднерусского моря, располагавшегося на Восточно-Европейской платформе, к Западно-Сибирскому морю и далее на северо-восток к Северо-Сибирскому и, наконец, Восточно-Сибирским морям. В особенности, показательно снижение родового разнообразия моллюсков. Специалистам по этим группам окаменелостей хорошо известно, что каждая находка головоногих верхнеюрского возраста на Северо-Восток в является знаковым событием.

Двустворчатые моллюски в верхней юре северо-восточных регионов России представлены, преимущественно, бухиидами – группой типичной для бореальных и, прежде всего, арктических палеобассейнов. Внутри каждой группы моллюсков также наблюдается селекция в направлении от югозападных к северо-восточным палеоакваториям. Так, из ассоциаций аммонитов в оксфордском веке при движении в указанном направлении постепенно выпадают перисфинктиды и уже в бассейне Печоры и севернее встречаются только кардиоцератиды. Из сообществ двустворок, обитавших в среднерусских морях, исчезают Gryphaea и Plicatula, а из позднеоксфордского Тимано-Печорского моря - нижнебореальные Neocrassina (Astartidae). Оксфордские, и, в особенности, кимериджские отложения в Поволжье довольно бедны бухиидами, в то время как в Тимано-Печорском регионе в породах указанного возраста это достаточно распространенная группа, преобладающая на северо-востоке России.

В направлении юг-север из ассоциаций кимериджских аммонитов исчезают аспидоцератиды и виргатитиды, а ближе к палеополюсу – аулакстефаниды. В этом отношении показательны ассоциации аммонитов кимериджа полуострова Нордвик, представленные только кардиоцератидами и бореальными оппелиидами. Но даже кардиоцератиды крайне редко встречаются в кимериджских отложениях к востоку от р. Лены. В разрезах оксфорда и кимериджа северо-востока Азии встречаются преимущественно бихииды. Теплолюбивые таксоны двустворок, такие как позднекимериджские Exogyra, неизвестны севернее бассейна р. Волги. Однако детальное изучение динамики перемещений конкретных родов показывает, что нарисованная картина достаточно упрощенная. Удалось установить тренды, показывающие, хотя и упорядоченный, но неоднозначный сценарий динамики распределения аммонитов в пространстве и времени. Сказанное может быть продемонстрировано на ассоциациях аммонитов кимериджского века. Для этого было детально изучено изменение ассоциаций в 15 точках от Гренландии и р.Унжи на юго-западе до басс. р.Лены на северо-востоке (рис. 1, 2).

В течение всего кимериджа фиксируется снижение таксономического разнообразия и увеличение доли арктических аммонитов в северном направлении. Однако свидетельства влияния гренландсконорвежского пролива Викинг на бореальные фауны практически отсутствует: на шельфе Баренцева моря (т.5), на Свальбарде (т.4, 6) и на Земле Франца Иосифа (т. 10) в кимеридже встречаются только арк-







Рис.2. Изменения в ассоциациях аммонитов в отношении присутствия/ отсутствия субтетических, суббореальных и бореальных элементов (1) по отношению к палеоширотам; ассоциации, включающие в каждой зоне субтетических представителей, имеют индекс 2, а те из них, где присутствуют только бореальные таксоны, имеют индекс 6) и (2) изменения таксономического разнообразия (число родов) по отношению к палеоширотам. Построенные линии тренда – полиноминальные 6-й сте-

тические Cardioceratidae и Suboxydiscites, и лишь для фазы Сутоdoce характерны Rasenia. Повидимому, сходная ситуация сохранялась и в волжское время, поскольку волжские моллюски Шпицбергена намного ближе к таковым Приполярного Урала и Северной Сибири, чем Восточной Гренландии.

Влияние Среднерусского моря на Арктику, напротив, в течение всего кимериджа было значительным. В первую очередь оно проявлялось на ассоциациях аммонитов бассейна р.Печоры (т.7) и Приполярного Урала (т.8), откуда в кровле кимериджа

известны находки даже тетических Aspidoceras. По-видимому, влиянием Среднерусского же моря можно объяснить богатство ассоциаций аммонитов кимериджа р. Боярки (т. 12), где довольно разнообразны разении, пиктонии и аулакостефаны и только в самом конце кимериджа присутствуют исключительно бореальные аммониты.

Таким образом, на распределение аммоноидей в кимеридже Арктики значительное воздействие оказывали смежные бассейны на юго-западе, и, в первую очередь, связанное с Тетис Среднерусское море, влияние которого ощущалось вплоть до самых высоких широт. Особенности распределения отдельных групп аммонитов и градиент таксономического разнообразия изменялись по направлению к полюсу не линейно, а в зависимости от степени влияния нижнебореальных бессейнов. Следует также иметь ввиду, что на современном уровне знаний о протяженности времени событий можно судить только в интервале полной аммонитовой фазы, продолжительность которой могла быть миллион и даже более лет. Реконструкция климата последнего млн лет истории Земли показывает, что в течение столь продолжительного времени происходили десятки крупных и сотни мелких флуктуаций тепла в северном полушарии. Т.о., миграции моллюсков юг-север-юг в поздней юре могли быть связаны, главным образом, с климатическим фактором. Это фактор необходимо прежде всего учитывать при интерпретации динамики ареалов таксонов моллюсков во времени.

Работа выполнена при поддержке грантов РФФИ №№ 05-05-64949, 06-05-64284, Программы ОНЗ14 и гранта Президента РФ (МК 3235.2006.05).

Рис. 1. Особенности изменения ассоциаций аммонитов в раннем (А) и позднем (Б) кимеридже. Цвет точек показывает характер ассоциаций (от белых (с присутствием тетических форм) до чёрных (только бореальные аммониты). Изолинии показывают значительные различия между характером распределения сообществ аммоноидей в раннем и позднем кимеридже. (В) изменения комплексов аммонитов по зонам (зоны, в которых присутствуют субтетические аммониты, показаны белым цветом, суббореальные – серым и зоны, в которых есть только бореальные аммониты (с добавлением океанических филлоцератид) – чёрным). Цифрами 1-16 обозначены регионы: 1. Земля Милна; 2.О-в Андо; 3. бассейн р. Унжи; 4. Шпицберген; 5. Шельф Баренцева моря; 6. Земля Короля Карла; 7. бассейн р. Печоры; 8. Приполярный Урал; 9. Западная Сибирь; 10. Земля Франца-Иосифа; 11. Устье р. Енисей; 12. бассейн р. Боярка; 13. бассейн .Чернохребетная; 14. Нордвик; 15. бассейн р. Лены; 16. Чукотка.



## О.Н. Злобина

Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А.Трофимука (ИНГГ) СО РАН, Новосибирск, Россия, e-mail: Zlobina@ngs.ru

# ОБСТАНОВКИ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ ВЕРХНЕЮРСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ЕНИСЕЙ-ХАТАНГСКОГО БАССЕЙНА

## **O.N.** Zlobina

Trofimuk Institute of Petroleum Geology and Geophysics (IPGG) SB RAS, Novosibirsk, Russia Sedimentary environments of Upper Jurassic deposits of the Yenisei-Khatanga Basin

Разрезы верхнеюрских отложений, изученные автором, вскрыты скважинами в пределах Енисей-Хатангского бассейна на границе Тазо-Хетского (северная окраина) и Гыданского (восточная часть) структурно-фациальных районов (Хабейская площадь), и в центральной части Тазо-Хетского района (Ушаковская площадь) [2]. Расчленение и корреляция верхнеюрских отложений из-за неполной литологической и палеонтологической охарактеризованности проведены, главным образом, на основании анализа комплекса каротажа (рис.). Разрезы реконструированы по соответствию показателей ГИС данным литологии на участках, пройденных с выносом кернового материала. В верхнеюрских отложениях, вскрытых скважинами по профилю Хабейская-1 – Хабейская-2 – Ушаковская-1 (с севера на юго-запад), выделены сиговская свита (нижняя и верхняя подсвиты) и яновстанская свита (нижняя и верхняя подсвиты).

Мощность нижней подсвиты сиговской свиты изменяется от 38 м в скв. Хабейской-1 до 60 м в скв. Хабейской-2, а затем до 85 м в скв. Ушаковской-1. Разрез представлен разнопорядковым переслаиванием.

1. Алевролиты (преобладают) серые, темно-серые, коричневатые, зеленоватые мелкообломочные, прослоями глинистые, участками известковистые, с включениями мелкого раковинного детрита, редкого тонкого и мелкого УРД, тонко рассеянного пирита и преимущественно горизонтальными пиритизированными ихнофоссилиями. На отдельных уровнях отмечается интенсивная сидеритизация с образованием конкреционных прослоев сливного облика и ярозитизация пиритизированных прослоев, приводящая к растрескиванию и разрыхлению пород. Наблюдаются прослои алевролитов серых разнообломочных известковистых и известковых. Слойчатость неравномерная тонкая горизонтальная, линзовидноволнистая, обусловленная намывами светло-серого разнообломочного алеврита. На участках с широко развитой биотурбацией текстуры деформативные.

2. Известняки (прослои толщиной до 0,35 м) серые коричневатые, темно-серые почти чёрные алевритовые и алевритистые, на некоторых уровнях глинистые, участками со стяжениями сидерита и редкими включениями тонкого УРД. Текстуры массивные или тонкослойчатые.

 Аргиллиты темно-серые, почти черные алевритистые и алевритовые с включениями пирита, мелкими следами жизнедеятельности, выполненными более светлым алевритовым материалом. Ихнофоссилии пиритизированы и карбонатизированы. Текстуры линзовиднослойчатые за счёт намывов более светлого мелкообломочного алевритового материала.

В кровле нижнесиговской подсвиты в алевролитах серых мелкообломочных с включениями большого количества тонко рассеянного пирита и редкими зернами глауконита отмечаются конкреции кальцита округло-звёздчатой формы диаметром до 0,04 м. Данные, полученные о составе и строении нижней подсвиты сиговской свиты, позволяют предполагать, что отложения формировались в мелководных условиях на значительном удалении от берега в обстановках отмелей и лагун бассейна со сложным рельефом дна.

Верхнесиговская подсвита, в целом, имеет выдержанную мощность, которая по профилю изменяется незначительно и находится в пределах 27–29 м. Разрез сложен чередованием аргиллитов темносерых до черных с желваками диаметром до 1,6 см, выполненными продуктами окисления пирита; аргиллитов темно-вишневых, зеленоватых с обильными включениями глауконита вплоть до образования глинисто-глауконитовых прослоев; алевролитов серых, темно-серых мелкообломочных глинистых с включениями тонкого УРД, раковинчатого детрита, конкрециями пирита, полностью биотурбированных. Выделяются конкреционные прослои сливного облика. Слойчатость горизонтальная, линзовидная обусловленная переслаиванием разных типов пород. Предполагается, что верхнесиговская подсвита формировалась в тыловых (обращенных к морю) частях отмелей, на глубинах от двух до десяти метров. Следует отметить, что в разрезах отмечаются уровни, характеризующиеся высокими значениями гаммакаротажа в сочетании с высокими показателями кажущегося удельного сопротивления и (в некоторых случаях) индукционного каротажа. По аналогии с верхнеюрскими отложениями, изученными в Шаимском нефтегазоносном районе (Приуральская часть), можно предполагать, что данные участки разреза сложены сидеритизированными водорослевыми образованиями типа онколитов [1]. Целенаправленное изучение юрских разрезов, вскрытых близлежащими скважинами, вероятно, позволит в дальнейшем подтвердить или опровергнуть этот факт.

Мощность нижней подсвиты яновстанской свиты изменяется по профилю скв. Хабейская-1 – Хабейская-2 – Ушаковская-1 следующим образом: 43 – 40 – 28 м. Керновым материалом в изученных скважинах подсвита не охарактеризована. Основанием для её выделения послужили данные ГИС. По каротажу нижнеяновстанская подсвита от подстилающих и перекрывающих отложений отличается невысокими показателями кажущегося удельного сопротивления и низкими значениями гамма-каротажа. Таким образом, можно предполагать, что это однородная толща глинистых пород с низким содержанием органического углерода и редкими конкреционными прослоями. Породы формировались в нижней части берегового склона на глубинах более 10 м.

Верхняя подсвита яновстанской свиты более мощная, по сравнению с подстилающими отложениями. Её толщина 83 – 74 – 108 м соответственно профилю. В нижней части разреза наблюдается переслаивание алевролитов серых, темно-серых м/о глинистых с включениями редкого и тонкого УРД тонко горизонтально-, линзовидно-слойчатых за счет намывов более светлого алевритового материала; алевроаргиллитов темно-серых до черных, иногда буроватых с включениями тонких стяжений пирита; углеродисто-кремнисто-глинистых пород темно-серых, черных, очень плотных, крепких. В кровле подсвиты преобладают углеродисто-кремнисто-глинистые и углеродисто-кремнистые породы темно-серого до черного цвета, с прослоями алевроаргиллитов темно-серых зеленоватых за счет обильных включений тонко рассеянного пирита, с редкими тонкими (не более 0,5 мм) послойными трещинками, залеченными кальцитом. По комплексу признаков верхняя подсвита яновстанской свиты формировалась в глубоководных обстановках открытого моря.

#### Литература

1. Занин Ю.Н., Замирайлова А.Г., Эдер В.Г., Писарева Г.М. (2003) Карбонаты марганца в верхней юре Западно-Сибирской плиты // Геология и геофизика. 2003. Т.44. №7. С.686-694.

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

Рис. Расчленение и корреляция верхнеюрских отложений Приенисейской части Енисей-Хатангского бассейна.

1 – песчаник; 2 – алевролит; 3 – аргиллит; 4 – алевропесчаник; 5 – алевроаргиллит; 6 – углеродистокремнисто-глинистая порода; 7 – углеродисто-кремнистая порода; 8 – углефицированный растительный детрит; 9 – следы жизнедеятельности бентосных организмов; 10 – раковинчатый детрит; 11 – пирит; 12 – ярозит; 13 – глауконит; 14 – конкреции сидерита; 15 – кремнистые конкреции; 16 – звёздчатые конкреции кальцита; 17 – пластовые конкреции известняка; 18 – трещиноватость; 19 – трещины, залеченные кальцитом; 20 – зеркала скольжения.



Юрская система России: проблемы стратиграфии и палеогеографии

### О.Н. Злобина

## Институт нефтегазовой геологии и геофизики СО РАН; Новосибирск, Россия, e-mail: Zlobina@ngs.ru ОТЛОЖЕНИЯ ВЕРХНЕЙ ЮРЫ ЕНИСЕЙ-ХАТАНГСКОГО ПРОГИБА

### **O.N. Zlobina**

Trofimuk Institute of Petroleum Geology and Geophysics SB RAS; Novosibirsk, Russia, e-mail: Zlobina@ngs.ru

## Upper Jurassic deposits of Yenisei-Khatanga basin, Siberia

В рамках федерального проекта «Составление модели осадочного разреза Енисей-Хатангского прогиба по данным литолого-геохимических исследований кернового материала скважин глубокого бурения» автором были изучены строение и состав юрских отложений Приенисейской части бассейна (Хабейская и Ушаковская площади). Реконструкция разрезов проводилась с использованием геофизических, литолого-геохимических и палеонтологических данных. Основные трудности при расчленении и корреляции юрских отложений, вскрытых скважинами в пределах Енисей-Хатангского бассейна, связаны с фрагментарным выносом кернового материала и, следовательно, неполной палеонтологической характеристикой. В данной работе на основании литологических данных и анализа комплекса каротажа предлагается вариант расчленения и корреляции разрезов (см. рис. в предыдущей статье Злобиной), вскрытых тремя близко расположенными скважинами по профилю Хабейская 1, Хабейская 2, Ушаковская 1.

В разрезе скважины Хабейская 1 верхнеюрские отложения выделены в интервале глубин 1840-2033 м, керном охарактеризованы на участке 2007-2028 м с выносом 100%. В интервале залегают алевролиты темно-серые коричневатые, зеленоватые (в кровле) мелкообломочные, прослоями глинистые с включениями тонкого и мелкого УРД, редкого и мелкого раковинчатого детрита, со следами жизнедеятельности бентосных организмов и стяжениями пирита (тонкая сыпь распределена равномерно). Отмечаются прослои известняков толщиной до 0,15 м темно-серых глинистых массивных, а также сидеритизированные прослои алевролитов. Ихнофоссилии преимущественно горизонтальные пиритизированные, ярозитизированные. На поверхности воронок ихнофоссилий (Ихнофация Cruziana (Teichichnus)) наблюдаются зеркала скольжения. Слойчатость нечастая тонкая горизонтальная, слабо волнистая, линзовидная, обусловленная намывами светло-серого, р/о алеврита. На участках с широко развитой биотурбацией текстуры деформативные.

В разрезе скважины Хабейская 2 верхнеюрские отложения выделены в интервале 1874-2075 м, керном охарактеризованы в интервале глубин 2025-2072 м с выносом на разных участках 23, 77, 80%. Разрез представлен разнопорядковым переслаиванием:

-Алевролитов (преобладают) серых, темно-серых, коричневатых, зеленоватых мелкообломочных, прослоями глинистых, участками известковистых, с включениями мелкого раковинчатого детрита, редкого и мелкого УРД, тонко рассеянного пирита и пиритизированными ихнофоссилиями. Слойчатость частая тонкая горизонтальная, линзовидноволнистая, обусловленная намывами светло-серого разнообломочного алеврита. На отдельных уровнях отмечаются: интенсивная сидеритизация, с образованием конкреционных прослоев сливного облика, и ярозитизация пиритизированных прослоев, приводящая к растрескиванию и разрыхлению пород. Наблюдаются прослои алевролитов серых разнообломочных известковистых и известковых, вплоть до образования известняков замещения. Широко развита биотурбация. На уровне 2037 м в алевролитах серых мелкообломочных с включениями большого количества тонко рассеянного пирита и редкими зернами глауконита появляются конкреции кальцита округлой и звёздчатой формы диаметром до 0,04 м (рис.).

-Известняков серых коричневатых, темно-серых почти чёрных алевритовых и алевритистых, на некоторых уровнях глинистых, участками со стяжениями сидерита и редкими включениями тонкого УРД. Текстуры массивные или тонкослойчатые.

-Аргиллитов темно-серых, почти черных алевритистых и алевритовых с включениями пирита, мелкими следами жизнедеятельности, выполненными более светлым алевритовым материалом. Следы жизне-

деятельности пиритизированны и карбонатизированы. Текстуры линзовиднослойчатые за счёт намывов более светлого мелкообломочного алевритового материала.

В разрезе скважины Ушаковская 1 отложения верхней юры выделены в интервале 3027-3275 м, керном охарактеризованы на участках 3166,4-3181,8 м, 3070,9-3099,7 м с выносом 47 и 82%, соответственно. В интервале 3166,4- 3181,8 м наблюдается чередование следующих типов пород: аргиллитов темно-серых до черных с желваками диаметром до 1,6 см, выполненными продуктами окисления пирита; аргиллитов темно-вишневых, зеленоватых с включениями глауконита; алевролитов серых, темносерых м/о глинистых с включениями тонкого УРД, раковинчатого детрита, конкрециями пирита, полностью биотурбированных. Выделяются конкреционные прослои сливного облика. Горизонтальная, линзовидная слойчатость выражается в чередовании аргиллитов (черных хрупких), алевроаргиллитов (темно-серых, более крепких) и конкреционных прослоев кремнистого или сидеритового состава (сливного облика). В нижней части интервала 3070,9-3099,7 м наблюдается переслаивание: алевролитов серых, темно-серых м/о глинистых с включениями тонкого и редкого УРД тонко горизонтально-, линзовиднослойчатых, за счет намывов более светлого алевритового материала или за счёт нитевидных прослоев, сложенных глинистым материалом; алевроаргиллитов темно-серых до черных, иногда буроватых с включениями тонких стяжений пирита; углеродисто-глинисто-кремнистой породы темносерого до черного цвета. В верхней части интервала 3070,9-3099,7 м в переслаивании отмечаются алевроаргиллиты темно-серые до черных, зеленоватые (в кровле) с редкими включениями тонкого и мелкого УРД, тонко рассеянного пирита, с редкими тонкими (не более 0,5 мм) послойными трещинками, залеченными кальцитом; алевролиты темно-серые м/о глинистые тонко линзовидно-волнистослойчатые; углеродисто-глинисто-кремнистые породы (преобладают в кровле) темно-серого до черного цвета.



**Рис. 2.** Звёздчато-округлые конкреции кальцита в алевролите сером мелкообломочном тонко линзовиднослойчатом.



## О.В.Золотова

Институт нефтегазовой геологии и геофизики им.ак.А.А.Трофимука (ИНГГ) СО РАН, Новосибирск, Россия, e-mail: Zolotova@ngs.ru

# ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ ГОРИЗОНТА Ю₂ ВЕРХНЕВАСЮГАНСКОЙ АНТИКЛИ-ЗЫ И ПРИЛЕГАЮЩИХ ДЕПРЕССИЙ

### **O.V.Zolotova**

Trofimuk Institute of Petroleum Geology and Geophysics SB RAS (IPGG) SB RAS, Novosibirsk, Russia Paleogeography of horizon U<sub>2</sub> Verxnevasuganskoy anticline and close-fitting depressions

К началу формирования горизонта Ю<sub>2</sub> на территории Верхневасюганской антиклизы существовала континентальная обстановка и накапливались аллювиальные, озерно-аллювиальные, озерноболотные и болотные осадки. Осадконакопление происходило в условиях гумидного, умеренно теплого климата.

На западе и юго-западе исследуемой территории, в пределах северной части Верхнедемьянского мегавала (рис.1) располагалась слабовсхолмленная денудационная суша. Отдельные небольшие по площади останцы денудационной суши существовали и внутри рассматриваемой территории, на наиболее приподнятых частях Каймысовского и Нижневартовского сводов.

На юго-востоке и большей части востока рассматриваемой территории располагалась обширная озерно-аллювиальная равнина. К северу в пределах Мансийской синеклизы и Хантейской гемиантиклизы она переходила в озерно-болотную аллювиальную равнину.

Главными элементами в ландшафте на начало формирования горизонта Ю<sub>2</sub> на изучаемой территории были две речные системы субмеридионального направления. Одна река протекала по восточной части территории, вторая – по западной. Русловые отложения вскрыты на Яккунь-Яхской, Тайлаковской, Киняминской, Среднеугутской, Квартовой, Моисеевской др. площадях (рис.2). Речные системы были представлены меандрирующими равнинными реками, уклон рельефа в северном направлении был небольшим. Реки несли в основном взвешенный твердый сток. Главными аккумуляторами относительно крупнозернистого, хорошо отсортированного песчаного материала были меандровые косы.

На севере территории сформировалось крупное озеро, располагавшееся в пределах части Северо-Юганского и Придемьянского мезопрогибов. Погруженные участки занимают также озёра. Они, как правило, имеют продолговатую и изометричную форму.

На Нижневартовской возвышенности формировались реки, которые текли преимущественно на запад и впадали в реки и выше упомянутое озеро. Реки протекали в пониженных участках рельефа, их окаймляли поймы, нередко сливающиеся с болотами, занимающими обширные относительно повышенные участки на фоне аккумулятивной аллювиально-озёрно-болотной равнины.

Межрусловые пространства также сформированы, как правило, аллювиальными и озерными осадками. Они накапливались в результате латеральной миграции русел рек во времени. Поймы рек были обширны по площади и, учитывая гумидность климата, возможно, никогда не пересыхали.

В конце накопления верхней части горизонта Ю<sub>2</sub> продолжалась начавшаяся в во время формирования средней части горизонта трансгрессия моря. Трансгрессия наступала с севера и мелкое море заняло большую часть Мансийской синеклизы, образовав огромный залив. Областью прибрежно-морской седиментации стали склоны Каймысовского свода и Верхнедемьянского мегавала. Глубина моря, повидимому, не превышала 20 м. Мелководные морские фации вскрыты на Малоюганской, Новоютымской, Яккунь-Яхской, Весенней, Ледовой и др. площадях.

Наступление моря привело к переформированию речной системы. Устья рек сместились далеко на юг и сформировали дельты.



В области мелководно-морской и прибрежно-морской седиментации наряду с тонкопелитовыми осадками формировались песчаные подводные валы. Песчаный материал накапливался также на отме-

Рис.1 Фрагмент тектонической карты юрского структурного яруса Западно-Сибирской НГП (ИГНГ СО РАН, 2001г.)



85

лях в прибрежной части моря. Аккумулятивные песчаные тела занимают особенно крупные участки на западе территории – на Тайлаковской, Яккунь-Яхской, Новоютымской площадях.

Море было мелким с обширными пологими берегами и мночисленными периодически заливаемыми островами. Острова были, как правило, низменные и болотистые. Пойменно-болотные и озёрноболотные фации вскрыты на палеоостровах на Среднеугутской, Киняминской, Мултановской и других площадях.

На побережье, в море ближе к берегу и в краевых частях островов формировались многочисленные баровые отмели.

В самом конце бата – начале келловея морской бассейн распространился далее на юг и восток. Имено в это время начали накапливаться тонкопелитовые осадки низов абалакской свиты и нижневасюганской подсвиты.

Отложения, в основании горизонта Ю<sub>2</sub>, рассматриваемые в настоящее время как наиболее перспективные, накапливались, повидимому, по руслам меандрирующих рек. Этим мы объясняем то факт, что коллектора имеют вытянутую лентообразную, извилистую форму и распространены крайне неравномерно, оконтуривая узкой полосой депрессионные зоны.

Высокоперспективные коллектора в кровле горизонта Ю<sub>2</sub> имеют линзообразную форму, характерную для отложений вдоль речных палеорусел, дельт, береговых валов и пляжей.

Рис. 2 Обзорная карта района исследования

<sup>1 -</sup> скважина и ее номер; 2 - площадь; 3 - реки; 4 - границы заповедника; 5 - административная граница;

<sup>6 -</sup> нефтяные месторождения



## С.О. Зорина ФГУП «ЦНИИгеолнеруд», Казань, Россия, e-mail: office@geolnerud.com ЭВСТАТИЧЕСКИЕ И ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ФОРМИРОВА-НИЯ СРЕДНЕ- И ВЕРХНЕЮРСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ НА ВОСТОКЕ РУССКОЙ ПЛИТЫ

### S.O.Zorina

FSUE CNIIgeolnerud, Kazan, Russia, e-mail: office@geolnerud.com Eustatic and geodynamic features of formation of Middle-Upper Jurassic Deposits in the East Russian Plate

Представления о современном облике и распространении на востоке Русской плиты (ВРП) средне- и верхнеюрских отложений складываются прежде всего благодаря анализу обобщенного массива обширного стратиграфического материала, сведенного в утвержденных МСК Унифицированных стратиграфических схемах юрских отложенй Русской плиты [4]. Данные схемы, как известно, включают скоррелированные сводные разрезы структурно-геологических зон и подзон, расчлененные до свит и толщ, каждая из которых увязана с подразделениями ОСШ биостратиграфическими методами. Хроностратиграфическая характеристика средней-поздней юры, полученная на основе унифицированных схем, в настоящее время дополняется результатами многочисленных детализационных стратиграфических отложений [3] показана позонная коррелируемость юрских отложений ВРП с бореальным стандартом [1] и в основном (за исключением волжского яруса) – с МСШ [2]. Представленная хроностратиграфическая схема средней-верхней юры ВРП (рис. 1) отражает современное состояние стратиграфических знаний по данному участку платформы и, безусловно, требует актуализации.

При интерпретации литологического строения разрезов, представляющих собой результат совместного воздействия эвстазии и эпейрогении, вычленить влияние последней достаточно сложно. Анализ пространственно-временного положения средне- и верхнеюрских отложений ВРП позволяет решить данную задачу и выделить важнейшие тектонические и эвстатические события, ответственные за формирование осадочных толщ как для ВРП в целом, так и для отдельной структурно-геологической зоны и подзоны. Так как литологическое строение разрезов средне-верхнеюрских отложений на ВРП достаточно однообразно и монотонно, на представленной генерализованной хроностратиграфической схеме в них выделено 2 фации: грубообломочная и фация глин, глинистых карбонатов и сланцев.

На схеме отчетливо прослеживаются трансгрессивные поверхности (ТП), которые выделены нами вслед за П. Шарландом [6] (maximum flooding surfaces) и ранжированы по площади современного распространения на: региональные (охватывающие > 75% территории ВРП), субрегиональные (25-75%) и локальные (< 25%). Региональных поверхностей выявлено три: бат-келловейская, нижнеоксфордская и средневолжская.

Проведено сопоставление хроностратиграфического разреза средней-верхней юры с новейшей глобальной эвстатической кривой Б. Хака и соавторов [5]. Тренд глобальной кривой в средней-поздней юре характеризует крупный эвстатический цикл с минимумом в раннем байосе и максимумом в конце позднего кимериджа. Если допустить, что эпейрогения в средней-поздней юре на ВРП была сведена к минимуму, а неровности рельефа - максимально снивелированы, то осадки формировались только под влиянием колеблющейся глобальной эвстатичи. Идеализированный разрез представлял бы собой непрерывную последовательность глин, накапливавшуюся с раннего байоса до середины средневолжского времени, которая перекрыта средне-верхневолжскими песчаниками. Реальная (или приближенная к реальной) картина отличается обилием перерывов и ТП (рис. 1). Последние обязаны своим происхождением как глобальном движению дна). Образование перерывов связывается с вертикальными движениями положительного знака (воздыманием дна). Наложение глобальных эвстатических данных Б. Хака позволяет оценить природу выделенных ТП. Только самая ранняя среди региональных ТП может быть отнесена к поверхностям эвстатической природы, так как она образовалась на фоне глобального роста УМ после средне-позднебатского эвстатического минимума. Нижнеоксфордская ТП покрывает значи-

тельные территории ВРП также на фоне глобального эвстатического роста, но она сформировалась после позднекелловейского-раннеоксфордского регионального гиатуса. Природа этой ТП вероятнее всего тектоно-эвстатическая. Средневолжская ТП сформировалась при глобальном падении УМ после окончания оксфорд-кимериджского этапа осадконакопления, при котором площади распространения осадочных толщ существенно сократились по сравнению с келловейским этапом. Ключевым событием формирования данной ТП явилось, по-видимому, интенсивное, но кратковременное региональное средневолжское прогибание, поэтому природа данной ТП, вероятнее всего, эвстатико-тектоническая.

Выявление природы региональных ТП позволяет, наряду с эвстатическими особенностями, выделить региональные эпейрогенические события, влияние которых, как оказалось, было решающим в геологической истории рассматриваемого осадочного бассейна. На ВРП в средней-поздней юре их выделено четыре. Самое раннее - раннебайосское региональное прогибание, по окончании которого началось постепенное затопление территории за счет глобального роста УМ; последующая за тем эпейрогеническая стабилизация на фоне продолжающегося эвстатического роста реконструируется по практически непрерывному осадконакоплению на всем ВРП вплоть до конца среднего келловея. Короткопериодный региональный эпейрогенический цикл с позднекелловейским-раннеоксфордским воздыманием ВРП и последующем за ним ранне-среднеоксфордским прогибанием проявлен крупнейшим на данной территории диахронным гиатусом, окончание которого датируется концом раннего оксфорда и связывается с достаточно синхронным затоплением ВРП. Дискретный характер оксфорд-волжского осадкообразования выражен в постепенном сокращении площадей накопления осадков и длительности непрерывных этапов их формирования. Такая дискретность на фоне глобального роста УМ может быть объяснена активизацией различных по длительности вертикальных субрегиональных и локальных тектонических движений положительного знака. Завершающим региональным тектоническим событием, как уже выше указывалось, явилось средневолжское интенсивное прогибание территории, последствием которого явилась региональная пандериевая трансгрессия.

Анализ субрегиональных тектонических событий, реконструированных по разрезам отдельных структурно-геологических зон и подзон, показывает, что, во-первых, преобладали субрегиональные движения положительного знака, способствовавшие формированию многочисленных гетерохронных перерывов; во-вторых, четко выделяются этапы их активизации: байос-батский и среднеоксфордволжский. Локальные тектонические события выделены в разрезах структурно-геологических зон на основе сопоставления фациальных особенностей осадков с идеализированным эвстатическим разрезом. Основными закономерностями, выявленными при анализе локальных событий, явились следующие: количество локальных событий значительно меньше, чем субрегиональных; в байос-батский этап активизации эпейрогении преобладали локальные движений положительного знака; с раннего келловея по поздний кимеридж локальные движения не установлены; в волжское время доминировали движения отрицательного знака.

#### Литература

1. Захаров В.А., Богомолов Ю.И., Ильина В.И. и др. Бореальный зональный стандарт и биостратиграфия мезозоя Сибири // Геология и геофизика, 1997. Т. 38. № 5. С. 927-956.

2. Зорина С.О. О сопоставлении региональных стратиграфических подразделений мезозоя со шкалой геологического времени (на примере северо-востока УСП) // Палеонтология, биостратиграфия и палеогеография бореального мезозоя: Мат-лы науч. сес. Новосибирск: Акад. изд-во «Гео», 2006. С. 90–93.

3. Зорина С.О. Стратиграфия средне- и верхнеюрских отложений востока Русской плиты // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2007. Т. 15. № 3. С. 32-41.

4. Унифицированная стратиграфическая схема юрских отложений Русской платформы / Под ред. С.П. Яковлевой / ВНИГРИ. СПб: Изд-во МП "Девон", 1993. 28 листов, 71 с.

5. Haq B.U., Al-Qahtani A.M. Phanerozoic cycles of sea-level change on the Arabian Platform // Geoarabia. 2005. P. V. 10, N 2. P. 127-160, 2 charts.

6. Sharland P., Casey D.M., Davies R.B. et al. Arabian Plate Sequence Stratigraphy // Geoarabia. 2004. V. 9, N 1. P. 199-214, 2 charts.

Рис. 1. Генерализованная хроностратиграфическая и тектоно-эвстатическая схема средне- и верхнеюрских отложений востока Русской плиты

Условные обозначения: 1 - пески, песчаники, гравелиты, конгломераты; 2 - сланцы и глинистые карбонаты; 3 - вулканиты; 4 - трансгрессивные поверхности: а - региональные, б - субрегиональные, в - локальные; 5 - рубежи глобальных эвстатических экстремумов: а - минимума, б - максимума; 6 - направление и длительность глобальных эвстатических колебаний: а - рост уровня моря, б - падение уровня моря; 7 - вертикальные тектонические движения: а - региональные; б - субрегиональные; в - локальные; г - начало тектонического движения; направление стрелки соответствует направлению тектонического движения, длина стрелки - длительности этапа погружения/опускания. Р. - раннее, ср. - среднее, п. позднее, т. - толща, с. - свита.



Юрская система России: проблемы стратиграфии и палеогеографии



## С.В. Иванцов

Томский государственный университет (ТГУ), геолого-географический факультет, Томск, Россия, еmail: stepan ivantsov@mail.ru

# ТАФОНОМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ МЕСТОНАХОЖДЕНИЯ СРЕДНЕЮР-СКИХ ПОЗВОНОЧНЫХ НИКОЛЬСКОЕ

### S.V. Ivantsov

Tomsk State University (TSU), faculty of geology and geography, Tomsk, Russia Taphonomic features of Middle Jurassic vertebrates locality Nikol'skoye

Местонахождение среднеюрских позвоночных Никольское (в некоторых публикациях «Березовский разрез») расположено в 500 м к югу от деревни Никольское Шарыповского района Красноярского края, в пределах буроугольного месторождения Березовский разрез-1. [6]. В структурном плане оно находится в юго-западной части Березовской мульды, сложенной континентальными юрскими отложениями. Местонахождение остатков позвоночных приурочено к отложениям верхнеитатской подсвиты. В 2003 и 2005 гг. на местонахождении были проведены палеонтолого-стратиграфические работы совместной экспедицией Томского государственного университета, Зоологического института (ЗИН) РАН и Санкт-Петербургского государственного университета, в результате которых был описан разрез местонахождения и проведен отбор породы для получения концентрата, грубозернистой фракции породы с остатками позвоночных, полученной путем промывки костеносных отложений.

Местом детального изучения явилась северная стенка разреза на участке в 1 км к востоку от западной стенки Березовского разреза-1 по состоянию на 2003 год. Разрез месторождения в основном представлен отложениями среднеитатской подсвиты – толщей бурого угля мощностью около 40 метров. Возраст данной толщи байосский по выделенному спорово-пыльцевому комплексу Cyathidites minor-Dicksonia densa-Neoraistrickia rotundiforma [3]. Стратиграфически выше залегает верхнеитатская подсвита, представленная переслаиванием очень плотных, местами сцементированных песчано-глинистых отложений видимой мощностью около 6 м, из которых 3 м являются в разной степени костеносными [6]. По данным палинологического анализа образца из костеносного слоя, возраст определен батским веком (Алифанов, Сенников, 2001).

В камеральный период было просмотрено более 100 кг концентрата. В результате исследования можно заключить, что все ископаемые остатки приурочены к темным зеленовато-серым глинам в разной степени опесчаненным, накопившимся в спокойной обстановке, возможно, с большим количеством разлагающейся органики. В пользу этого говорит тонкозернистая структура осадков, цвет породы, свидетельствующий о наличии Fe<sup>2+</sup>, присутствие в концентрате кристаллов пирита до 5 мм в диаметре. [4]

Большинство обломков костей и зубов имеют размер от 1,5 мм до 5 см. Тафономический анализ показывает, что поверхность обломков костей и зубов различна в зависимости от таксономической принадлежности. Остатки рыб Palaeonisciformes indet. представлены чешуей, челюстными костями плавниковыми шипами и позвонками. Остатки рыб настолько многочисленны, что порой слагают тонкие слойки, практически полностью состоящие из чешуи. Остатки не окатанны или их окатанность незначительна. Довольно часто в альвеолах сохраняются зубы, что свидетельствует о захоронении вблизи от места гибели или после незначительного переноса.

Остатки хвостатых амфибий [5] представлены практически полной бедренной костью и фрагментом зубной кости. Наличие таких животных говорит о водоеме со слабым течением.

Остатки примитивных скрытошейных черепах рода *Xinjiangchelys*, представлены фрагментом черепа, нижнечелюстными костями, позвонками разных отделов, костями посткраниального скелета и множеством костных пластин панциря. Семейство Xinjiangchelyidae вело полуводный образ жизни. Остатки в основном не окатаны, что свидетельствует об их незначительном переносе или его отсутствии. Хорошая диагностичность I, III, V, VIII невральных пластин позволило подсчитать количество особей (минимум 28 особей).

Остатки достоверно принадлежащие крокодилам рода *Sunosuchus*. представлены зубами (54 шт.) и фрагментами остеодерм. Зубы практически не окатанные. Большинство расколото параллельно длинной оси. Вероятно, большинство было повреждено во время отбора породы. Остатки крокодилов не претерпевали значительного переноса и захоронились вблизи от места гибели.

Зубы стегозаврид, в отличие от других позвоночных, значительно окатаны, края фасеток стира-

ния сглажены. Из 38 зубов, 8 сохранили бороздки на поверхности коронки, острые края фасеток стирания, из них 1 зуб также сохранил корень. Некоторые зубы имеют следы естественного стирания. Так среди отобранных зубов, 6 – значительно стертые (коронки стерты практически до основания), 4 имеют среднюю степень стирания, 6 зубов имеют следы незначительного стирания.

Зубы титанозаврид представлены в количестве 15 штук. Около половины зубов сломаны перпендикулярно длинной оси или имеют выколки, вероятно возникшие при отборе породы на промывку. Окатанность не наблюдается или слабая.

Зубы дромеозаврид (cf. Dromaeosauridae) наиболее многочисленны в выборке (80 целых зубов и фрагментов). Встречаются зубы различной сохранности: от слабо- или совсем не окатанных (сохранилась эмаль, края обломков острые, на режущих поверхностях сохранились зазубрины) до значительно окатанных (преимущественно мелкие зубы). Все это говорит в пользу незначительного переноса или его отсутствия.

Остатки птерозавров представлены 38 зубами и дистальным фрагментом пястной кости IV (крылового) пальца кисти. Небольшое количество остатков может быть объяснено пневматизированной структурой костей. Окатанность отсутствует или незначительная.

Из остатков достоверно принадлежащих ящерицам пока найден небольшой фрагмент зубной кости сцинкоморфной ящерицы. Обнаружен один фрагментарный верхнечелюстной зуб тритилодонтида. Mammalia представлены зубом *Itatodon tatarinovi* Lopatin et Averianov, 2005, беззубыми фрагментами зубных костей Driolestidae и Docodonta, фрагментом нижней челюсти с альвеолами двух последних моляров Mammalia indet. [6], а также фрагментом челюсти с двумя зубами и двумя беззубыми фрагментами зубных костей невыясненного таксономического положения. Редкость остатков тритилодонтов и млекопитающих, возможно, объясняется небольшой ролью этих животных в палеоценозе, а также хрупкостью костей. Окатанность практически отсутствует. Небольшая выборка по ящерицам, тритилодонтам и млекопитающим не позволяет провести корректную оценку сохранности этих групп.

Представленный ориктоценоз не сохраняет реальное соотношение особей и таксономический состав палеобиоценоза. Остатки относимые к различным таксонам имеют различную окатанность, что говорит о различной дистанции транспортировки от места гибели животного до места захоронения. Можно предположить, что ареалы обитания различных выявленных групп животных также могли лишь частично пересекаться.

Кроме того, полученная выборка не отражает реального соотношения остатков и некоторых тафономических особенностей, поскольку часть костей и зубов могла быть разбита, а анатомически связанные фрагменты скелета могли быть нарушены при отборе породы. Крупные фрагменты и некоторые зубы были отобраны из концентрата непосредственно при промывке породы и не участвуют в анализе.

Причиной окатанности остатков мог стать перенос на значительное расстояние водным потоком, а также химическое выветривание в пищеварительном тракте зубов стегозаврид и мелких дромеозаврид.

Несмотря на многолетнее изучение континентальных отложений юрской системы, в России до настоящего времени открыто лишь четыре местонахождения континентальных позвоночных этого возраста. Кроме Никольского это: самое северное – в устье р. Тээтэ в среднем течении р. Вилюй (Якутия), имеет предположительно позднеюрский возраст и, недавно открытые местонахождения Пески [1] в Подмосковье и Калбак-Кыры в Туве [2]. Изученность этих отложений в виду удаленности или недоступности недостаточна. Учитывая большую площадь распространения юрских отложений на территории России, велика вероятность открытия новых местонахождений

Автор признателен руководству Березовский разрез-1 за предоставленную возможность проведения палеонтолого-стратиграфических работ совместной палеонтологической экспедиции ТГУ, ЗИН РАН и СпбГУ и благодарен С.В. Лещинскому за консультации и замечания по работе.

#### Литература

1. Алифанов В.Р., Сенников А.Г. (2001) Об открытии динозавров в Подмосковье // ДАН. 2001. Т. 376. № 1. С. 73-75.

2. Лещинский С.В., Кудрявцев В.И., Забелин В.И., Попов В.А. (2005) Стратиграфия и тафономические особенности динозаврового местонахождения Калбак-Кыры (Тува) // Материалы III Международного симпозиума «Эволюция жизни на Земле».-Томск, 2005. С. 297-299

3. Раевская Л.Н, Берзон Е.И, Кокодзеев И.К, Санжара И.А. (1993) Государственная геологическая карта Западной части Канско-Ачинского буроугольного бассейна масштаб 1:50000 / Объяснительная записка. Изд-во: «Красноярскгеология», Красноярск, 1993, 296 с.

Рейнек Г.-Э., Сингх И.Б. (1981) Обстановки терригенного осадконакопления (с рассмотрением терригенный кластических осадков). – Пер. с англ. – М.: Недра, 1981. – 439 с. Пер. изд.: ФРГ, США, 1975
Скучас П.П., Лещинский С.В., Резвый А.С., Файнгерц А.В., Краснолуцкий С.А. (2005) Остатки хво-

5. Скучас П.П., Лещинский С.В., Резвый А.С., Файнгерц А.В., Краснолуцкий С.А. (2005) Остатки хвостатых амфибий из средней юры Красноярского края // Современная палеонтология: классические и новейшие методы. Российская академия наук, Палеонтологический институт; под. ред. А.Ю. Розанова, А.В. Лопатина, П.Ю. Пархаева. М.: ПИН РАН, 2005. с. 121 - 125

6. Averianov A.O., Lopatin A.V., Skutchas P.P., Martynovich N.V., Leshchinskiy S.V., Rezviy A.S., Krasnolutskiy S.A., Fayngertz A.V. Discovery of Middle Jurassic mammals from Siberia. *Acta Paleontologica Polonica* 50 (4); 2005. C. 789-797



# **<u>В.Г. Изотов</u><sup>1</sup>, Л.М. Ситдикова<sup>1</sup>, Ю.В. Казанцев<sup>2</sup>, П.А. Ян<sup>3</sup>, Я.Г. Аухатов<sup>1</sup>**

<sup>1</sup>Казанский государственный университет (КГУ), Казань, Россия, e-mail: sitdikova8432@mail.ru <sup>2</sup>Геологический институт (ГИ) УНЦ РАН, Уфа, Россия

<sup>3</sup>Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А.Трофимука (ИНГГ) СО РАН, Новосибирск, Россия

### ЛИТОГЕОДИНАМИКА ВЕРХНЕЮРСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ В ЗОНЕ РАЗВИТИЯ Сводовых поднятий среднего приобья

V.G. Izotov<sup>1</sup>, L.M. Sitdikova<sup>1</sup>, J.V. Kazantsev<sup>2</sup>, P.A. Yan<sup>3</sup>, J.G. Auchatov<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Kazan State University (KGU), Kazan, Russia; <sup>2</sup>Geological Institute (GI) UNC RAN, Ufa, Russia <sup>3</sup>Trofimuk Institute of Petroleum Geology and Geophysics (IPGG) SB RAS, Novosibirsk, Russia Lithogeodynamics of the Upper Jurassic sediments in zone of dome raise developments

in the Middle Ob River area

Представления о формировании Западно-Сибирского нефтегазоносного бассейна с геодинамических позиций рассмотрены в работах С.В. Аплонова, Е.В. Артюшкова, Ю.Т. Афанасьева, Г.А. Габриэлянца, В.И. Гаврилова, М.А. Камалетдинова, Т.Т. Казанцевой, Ю.В. Казанцева, В.П. Казаринова, Б.В. Коруса, В.М. Ковылина, К.А. Клещева, С.П. Максимова, Г.Т. Мясниковой, В.С. Суркова, О.Б. Жеро, В.С. Шеина и других. Показана связь геодинамических процессов, протекавших на территории современной Западной Сибири как в рифейский, палеозойский, так и в мезозойскокайнозойский этапы, с зоной палеозойской субдукции Урало-Казахстанской и Сибирской плит.

В геодинамике Западно-Сибирской молодой плиты выделяются этапы растяжения, быстрых опусканий и сжатия. С геодинамическими этапами растяжения тесно связано формирование структур растяжения – авлакогенов, рифтов. Часто авлакогены и рифты впоследствии сменяются этапами быстрого опускания земной коры. Этапы сжатия характеризуются широким развитием шарьяжнонадвиговых движений, перемещениями литопластин и формированием зон сводовых поднятий, валов и т.д. (Нижневартовский, Сургутский и др.). Эти этапы фиксировались определенными формациями.

Неразрывная связь геодинамики с формированием осадочного комплекса дает возможность выявить строго определенные осадочные формации с характерным набором признаков, которые, в свою очередь, могут служить индикаторами определенных геодинамических режимов. Эта задача решается с помощью литогеодинамики, ее методологических приемов и представлений, позволяющих устанавливать наиболее объективно литологические признаки (индикаторы) тектонических режимов образования осадочных формаций [5].

Литогеодинамика Западно-Сибирского нефтегазоносного осадочного бассейна и, в частности, позднеюрского времени представляют большой интерес в связи с поисками и разведкой углеводородов и других полезных ископаемых. Литогеодинамическоий анализ осадочного бассейна должен помочь в решении ряда важных геологических задач и в особенности возникновения обогащенных органическим веществом отложений типа баженовской свиты и выявить их аналогии.

Изучение геологического строения и состава келловей-неокомских отложений Среднего Приобъя Западной Сибири показало, что их формирование происходило в несколько этапов. Выделяемая здесь васюганская свита имеет трангрессивно-регрессивное цикличное строение, схожее со строением баженовско-неокомских отложений. В нижней части васюганского горизонта нами был выделен аналог баженовской свиты – конденсированная глинистая пачка, позднее названная янской [1]. Она представлена темно-серыми, черными тонкоотмученными аргиллитами с повышенным содержанием органического углерода (до 7 %). Характерно значительное количество пирита, обычно обильны фораминиферы, остатки морской макрофауны (аммониты, двустворки, реже белемниты). Пачка уверенно прослеживается в районах распространения васюганской, абалакской и точинской свит. В Среднем Приобье янская пачка вверх постепенно сменяется перекрывающими отложениями верхней части нижневасюганской подсвиты, представленными переслаиванием аргиллитов и мелкообломочных алевролитов, часто со следами интенсивной биотурбации. Верхневасюганская свита представлена сложнопостроенной серией песчаных пластов, разделенных алеврито-глинистыми пачками регионального нефтегазоносного горизонта Ю<sub>1</sub>. Выше залегает маломощная глауконитсодержащая глинистая георгиевская свита и высокоуглеродистая глинисто-кремнистая с обильным пиритом, многочисленными двустворками и аммонитами баженовская свита [2], которая перекрывается неокомским клиноформенным комплексом.

Формирование баженовской свиты и ее аналогов отражает стабильный этап развития осадочного бассейна в условиях пассивной тектонической обстановки. Вспышка органической жизни и широкое развитие биохемогенных процессов привели к образованию резко восстановительной геохимической обстановки и специфическому распределению химических элементов, что и определило минерагеническую специализацию формаций. Дно баженовского седиментационного бассейна имело дифференцированный характер из-за подвижек сводовых поднятий. Некоторые участки дна баженовского бассейна подвергались эрозионным процессам со вскрытием и размывом георгиевских отложений. В этих участках в баженовской свите появились терригенные песчано-алевролитовые отложения с характерной рябчиковой текстурой. Перемыв георгиевской свиты привел к обогащению осадков фосфором и появлению комковатых фосфоритов. Для определенных участков сводовых поднятий, по-видимому, были весьма благоприятные условия для развития биогермных пластовых построек.

Последовавший за баженовским временем неокомский этап седиментации сопровождался активным опусканием дна бассейна и формированием клиноформ. Последовательное меридиональное расположение клиноформ с востока на запад указывает на мобильность восточного борта Западно-Сибирской плиты, связанную с тектоническим сжатием со стороны Восточно-Сибирской платформы. Вдоль западного борта Западно-Сибирской плиты клиноформы развиты слабо, т.е. этот борт был менее мобильным. Подобное расположение клиноформ характерно и для Камско-Кинельской системы некомпенсированных прогибов, где карбонатные клиноформы верхнедевонско-нижнекаменноугольного возраста развиты в мобильном восточном борту (внутренний борт) [4].

Некомпенсированная область погружения Западно-Сибирского бассейна в васюганское время также характеризуется образованием аналога баженовской свиты – янской пачки и последовавшим за ним неоднородным, еще более сложным заполнением бассейна песчано-алевритовыми осадками. Выделить отдельные тела клиноформ в верхневасюганской подсвите практически невозможно, т.к. седиментационный бассейн имел небольшую глубину и поэтому песчаные тела имеют линзовидную форму небольших размеров. Такое понимание строения васюганского нефтегазоносного горизонта облегчает процесс поиска и разведки, а также разработки месторождений углеводородов.

Рассматривая литогеодинамику других молодых плит, в ряде случаев нами было установлено, что верхнеюрские отложения также имеют цикличное строение с конденсированными черносланцевыми пачками. В Германско-Польской впадине, расположенной на плите с гетерогенным фундаментом, сложенным докембрийскими, каледонскими и герцинскими складчатыми породами (как Западно-Сибирская плита) в циклично построенной толще цехштейна (верхняя пермь) выделяется четыре серии (снизу-вверх): верра-серия, страсфуртская серия, лейне-серия и аллер-серия. В основании каждой серии, представляющей самостоятельный седиментационный цикл, залегает разнофациальный, преимущественно сланцево-карбонатный комплекс пород, а венчает серию толща в основном гидрохимических осадков. В самой нижней, верра-серии, в центральной части впадины залегает тонкослоистая и маломощная (4–6 м) пачка битуминозных известняков, в подошве которой выделяется 0,6-метровый слой сланцев с медным оруденением ("медистые сланцы").

Таким образом, в своем развитии осадочные бассейны не раз подвергались быстрым опусканиям, которые фиксировались формированием специфических отложений баженовского типа. С областями быстрых погружений земной коры оказались тесно связанными нефтегазоносные бассейны, а также области проявления интенсивного сжатия континентальной коры в складчатых поясах. Например, возникновение Камско-Кинельской системы прогибов (Волго-Уральская область) в позднем девоне– раннем карбоне, которую В.Г. Изотов рассматривает как систему недоразвитых рифтов [3], тесно связано с островодужным этапом развития Уральской геосинклинали. Быстрые опускания с образованием глубоководных впадин происходили и в Прикаспийской синеклизе в позднем девоне, раннем и позднем карбоне. В Западной Сибири, как и в Волго-Уральской области, до быстрого опускания имело место умеренное растяжение земной коры с образованием рифтовых впадин в триасе [6].

Минералогия баженовской формации и ее аналогов, а также подстилающих их отложений (георгиевская свита) представляет определенный интерес. Нами не раз было отмечена металлоносность георгиевской свиты во время выступлений на научно-практических конференциях и совещаниях. Изучение литогеодинамики Западно-Сибирского осадочного бассейна и сравнительный анализ с литогеодинамикой других осадочных бассейнов молодых и древних плит имеет хорошие перспективы в прогнозировании развития высокоуглеродистых формаций и их минерагении.

#### Литература

1. Аухатов Я.Г., Бурлева О.В., Вакуленко Л.Г. и др. (2005) Выделение янской пачки в васюганском горизонте Западно-Сибирского осадочного бассейна // Юрская система России: проблемы стратиграфии и палеогеографии: Материалы 1-го Всерос. совещания. М.: ГИН РАН, 2005. С.5-7.

2. Занин Ю.Н. Замирайлова А.Г. Меленевский В.Н. Давыдов Д.Ю. (1999) О двух вещественногенетических типах черных сланцев баженовской свиты // Докл. РАН. 1999. Т.368. №1. С.91-94.

3. Изотов В.Г. (2006) Условия формирования и структура коллекторов каменноугольного комплекса восточного борта Камско-Кинельской рифтовой системы // Природные битумы и тяжелые нефти. СПб.: Недра, 2006. С.552-564.

4. Изотов В.Г., Ситдикова Л.М. (2004) Геодинамические условия формирования рифтовых цепей Татарского свода // Карбонатные осадочные последовательности и литогенез, минерагения. Екатеринбург, 2004. С.62-63.

5. Литогеодинамика и минерагения осадочных бассейнов / Ред. Басков Е.А. и др. СПб.: Изд-во ВСЕ-ГЕИ, 1998. 480 с.

6. Сурков В.С., Трофимук А.А., Жеро О.Г. и др. (1982) Триасовая рифтовая система Западно-Сибирской плиты, ее влияние на структуру и нефтегазоносность мезозойско-кайнозойского чехла // Геология и геофизика. 1982. №8. С.3-15.

### Л.А. Каримова

Белорусский научно-ислледовательский геологоразведочный институт (БелНИГРИ) Минск, Беларусь, e-mail: stratigrafia@yandex.ru

# РЕГИОНАЛЬНЫЕ СТРАТИГРАФИЧЕСКИЕ ПОДРАЗДЕЛЕНИЯ КЕЛЛОВЕЙ-ОКСФОРДСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ БЕЛАРУСИ

### L.A. Karimova

Belarussian Scientific Research Geological Prospecting Institute, Minsk, Belarus The regional stratigraphic units of Callovian end Oxfordian deposits of Belarus

Келловейский и оксфордский ярусы распространены в южной половине территории Беларуси на двух разобщенных площадях: на западе – в пределах Литовско-Белорусской моноклинали и на востоке - в западной части Припятско-Днепровской (Украинской) синеклизы. Они вскрыты многочисленными скважинами и представлены преимущественно морскими отложениями с большим содержанием остатков ископаемой фауны.

Детальная стратиграфия рассматриваемых отложений впервые разработана И.В.Митяниной на основе изучения фораминифер и находок аммонитов и отражена в схеме 1981г. [8]. В новой стратиграфической схеме юрских отложений Беларуси (подготовленной в настоящее времени к изданию) в качестве основного регионального стратиграфического подразделения впервые использован горизонт. В разрезе морской юры рассматриваемого региона выделено четыре горизонта: ичнянский, слободской, сметаничский и комаринский. Основанием для выделения данных стратонов являются относительно четкие их границы, наличие палеонтологической характеристики и возможность достаточно уверенной корреляции с общей шкалой и одновозрастными стратиграфическими подразделениями смежных территорий Восточно- Европейской платформы (ВЕП).

Ичнянский горизонт, впервые выделенный в Украине [6], по стратиграфическому диапазону отвечает двум нижнекелловейским зонам по аммонитам *Macrocephalites macrocephalus* и *Sigaloceras calloviense*. На территории Беларуси ичнянскому горизонту соответствуют преимущественно мелководно-морские песчано-глинистые слабокарбонатные отложения краснинской свиты, сформировавшиеся во время начального этапа келловей-кимериджской трансгрессии на Русской плите.

Из всех подразделений юры ичнянский горизонт характеризуется максимальной площадью распространения. На большей части Припятского прогиба и на Брагинско-Лоевской седловине отложения горизонта согласно залегают на породах бата, на остальной площади развития – трансгрессивно на образованиях разного стратиграфического уровня. Нижняя граница достаточно четкая, благодаря различию литологического состава. Перекрывается преимущественно образованиями слободского горизонта или с размывом породами меловой системы и палеогена.

Раннекелловейский возраст ичнянского горизонта подтверждается находками в отложениях краснинской свиты аммонитов *Macrocephalites macrocephalus* (Schlot.), *Cadoceras ex gr. elatmae* (Nikitin), *Sigaloceras calloviense* (Sow.) и *Kepplerites gowerianus* (Sow.) а также комплексов фораминифер зон *Subtilina subtilis – Guttulina tatariensis* и *Trocholina nana* [2,3,8]. Основной состав данных ассоциаций состоит из видов, типичных для нижнекелловейских отложений ВЕП [1,8]. Кроме указанных групп фауны горизонт охарактеризован нижнекелловейским комплексом спор и пыльцы [2]. Мощность горизонта колеблется от 3,0 до 30,0 м.

В биостратиграфическом и литостратиграфическом отношениях рассмативаемый стратон уверенно сопоставляется с ичнянским горизонтом Днепровско-Донецкой впадины (ДДВ) [9] и елатьминским подгоризонтом курдюмского горизонта ВЕП [7].

Слободской горизонт. Название по д. Верхняя Слобода Гомельской области, вблизи которой в скв. 3 (инт. 275,2-300,2 м) находится стратотип горизонта. По латерали горизонту соответствуют слободская и чериковская свиты. Площадь распространения слободского горизонта значительно сокращена по сравнению с подстилающими образованиями ичнянского горизонта. Разрез горизонта представлен ритмичным переслаиванием карбонатных песчаников, алевролитов, детритовых известняков, реже -

глин и мергелей. Отличительной чертой этих пород является присутствие железистых оолитов. В краевых частях западной и восточной площадей развития мощность и объем горизонта уменьшается за счет размыва его верхней части, вплоть до полного выклинивания.

По своему стратиграфическому объему рассматриваемый стратон отвечает среднему и верхнему келловею. Нижняя часть горизонта, эквивалентная среднему келловею, охарактеризована аммонитами Kosmoceras jason (Rein.), K. ex gr. medea Callomon, K. gulielmi (Sow.), K. castor (Rein.), Choffatia neumayri (Siemir.) и фораминиферами зон Lenticulina cultratiformis – L. pseudocrassa и L. polonica; а верхняя - ассоциацией фораминифер, типичной для зоны Linticulina tumida – Triplasia narovlensis и аммонитами Peltoceras aff. athleta (Phill.), Kosmoceras cf. proniae Teisseyre, K. spinosum (Sow.), Quenstedtoceras henrici Douville, Q. lamberti (Sow.), Q. leachi (Sow.), Q. irinae Sasonov. В слободском горизонте встречаются остатки двустворчатых моллюсков Entolium demissum Phill, Pinna cuneata Phill., Cypricardia cognata Phill., Camptonectes lens (Sow.), Corbis abovata Laube, Pleuromya polonica Laube, P. alduini (Brongn.), Pholadomya murschisoni Sow.; остракод; фрагменты морских лилий и ежей; растительные микрофитофоссилии [2,3,4,8].

Мощность слободских отложений колеблется от 6 до 50 м на востоке республики и от 3 до 32 м – на западе.

Слободской горизонт коррелируется с нижней частью солохского горизонта ДДВ [9], пронским и малиновоовражным подгоризонтами курдюмского горизонта ВЕП [7].

Сметаничский горизонт получил свое название по дер. Сметаничи Гомельской области. Стратотип – разрез скв. 028 (инт. 261,0-270,3 м) у д. Бобречье.

Рассматриваемый стратон имеет наибольшие площадь развития и мощность в сравнении с другими подразделениями верхней юры. На востоке Беларуси сметаничские отложения приурочены к Припятскому прогибу, Брагинско-Лоевской седловине и западному склону Воронежской антеклизы. На западе – к Подлясско-Брестской впадине и к западному склону Белорусской антеклизы.

Разрез сметаничского горизонта на всей площади развития сложен преимущественно кремнисто-карбонатными породами, которые четко отличаются от литологического состава подстилающих образований слободского горизонта. В основном это известняки, как правило, светлоокрашенные, в различной степени глинистые, органогенные, в той или иной степени окремненные, кавернозные, на отдельных участках выветрелые, с маломощными прослоями известковистых глин, мергелей и алевролитов.

Стратиграфическая принадлежность сметаничского горизонта к нижнему оксфорду определяется находками аммонитов *Cardioceras smorodinae* Sasonov, *C. praecordatum* Douvile, *C. cordatum* (Sow.) [3]. Кроме того, горизонт охарактеризован комплексом фораминифер зоны *Ophthalmidium sagittum – Lenticulina brueckmanni* [4,5].

Мощность сметаничского горизонта на востоке Беларуси колеблется от 4 до 60 м, на западе – от 0,7 до 40 м, в среднем составляет 10-20 м.

Сметаничский горизонт достаточно надежно может коррелироваться со средней частью солохского горизонта ДДВ [9] и нижней частью белгородского горизонта ВЕП [7].

Комаринский горизонт. Название происходит от Комаринской депрессии, в пределах которой расположен стратотип горизонта и одноименной свиты - скв. 4 (инт. 277,6-319м) у д. Березка Гомельской области.

Горизонт согласно залегает на подстилающих известняках сметаничского горизонта и с четко выраженным размывом перекрывается вышележащими меловыми, реже палеогеновыми породами. Нижняя граница нечеткая и литологически выражена в увеличении глинистости пород. Площадь распространения комаринского горизонта на востоке Беларуси включает центральную и восточную части Припятского прогиба и примыкающие территории Днепровско-Донецкой впадины и Гомельской структурной перемычки. На западе республики они приурочены к Подлясско-Брестской впадине и западному склону Белорусской антеклизы. Комаринский горизонт сложен глинисто-карбонатными и карбонатнокремнистыми породами, которые сформировались в заключительную фазу оксфордской трансгрессии. В целом, для комаринского горизонта характерны невыдержанность мощностей вплоть до полного выклинивания отдельных частей разреза.

Стратиграфический объем горизонта соответствует среднему и верхнему оксфорду. Возраст определяется по аммонитам и комплексам фораминифер. Нижняя граница горизонта совпадает с основанием зоны *Perisphinctes plicatilis*, на что указывает появление в его базальных слоях аммонитов *Perisphinctes plicatilis* (Orb.), *Cardioceras zenaidae* Ilov., *Kosmoceras* cf. *proniate* Teiss. Для более высоких уровней комаринского горизонта характерно появление таких верхнеоксфордских аммонитов, как *Amoeboceras leucum* Spath, *A. alternans* (Buch), *A. regulare* Spath. Кроме того, горизонт охарактеризован комплексами фораминифер зон *Ophthalmidium strumosum– Lenticulina brestica* и *Astacolus russilnsis– Epistomina uhligi* [8].

Мощность горизонта достигает на западе 40 м, на востоке колеблется от 0,3 до 40 м.

Комаринский горизонт коррелируется с верхней частью солохского горизонта ДДВ [9] и средней и верхней частям белгородского горизонта ВЕП [7].

#### Литература

1. Азбель А.Я., Григялис А.А., Кузнецова К.И., Яковлева С.П.(1986) Зональные комплексы фораминифер верхнеюрских отложений Восточно-Европейской платформы //Юрские отложения Русской платформы. Л., 1986. С. 155-171.

2. Каримова Л.А., Клименко З.М. (2003) Палеонтологическая характеристика юрских отложений юговостока Беларуси//Стратиграфия и палеонтология геологических формаций Беларуси. Мн., 2003. С. 151-154.

3. Митянина И.В. (1982) Брестская впадина и Припятский прогиб//Биостратиграфия верхнеюрских отложений СССР по фораминиферам. Вильнюс, 1982. С. 36-45.

4. Митянина И.В.(1982) Аммонитовые зоны юры Беларуси//Сов.геол.1982. №2.С.68-72.

5. Моисеева Т.И., Ротките Л.М.(1986) Опорный разрез оксфордского яруса на западе Припятского прогиба//Юрские отложения Русской платформы. Ленинград, 1986. С. 80-87.

6. Пермяков В.В., Стерлин Б.П., Ямниченко И.М. (1986) К стратиграфии юрских отложений Украинского щита, Днепровско-Донецкой впадины и северо-западной окраины Донбасса //Юрские отложения Русской платформы. Л., 1986. С. 40-47.

7. Постановления Межведомственного стратиграфического комитета и его постоянных комиссий. – СПб: Изд-во ВСЕГЕИ. 2006. Вып. 36.

8. Решения межведомственного регионального стратиграфического совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем Белоруссии, 1981 г.//Л., 1983.

9. Стратиграфические схемы фанерозойских образований Украины для геологических карт нового поколения. Юрская система. Киев, 1993.



## A.А. Касумзаде $^1$ , А. Халафлы $^2$

<sup>1</sup>Институт Геологии НАН Азербайджана (ИГ НАНА), Баку, Азербайджан, e-mail: azerkasumzadeh@rambler.ru <sup>2</sup>Бакинский Государственный Университет (БГУ), Баку, Азербайджан, e-mail: ayvazkhalafly@rambler.ru ОПОРНЫЙ ПАЛЕОМАГНИТНЫЙ РАЗРЕЗ СРЕДНЕ-ВЕРХНЕЮРСКИХ ОТ-ЛОЖЕНИЙ МАЛОГО КАВКАЗА, АЗЕРБАЙДЖАН

# A.A.Kasumzadeh<sup>1</sup>, A.Khalafly<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Geological Institute (GI) NASA, Baku, Azerbaijan <sup>2</sup>Baku State University (BSU), Baku, Azerbaijan

Reference paleomagnetic section of the Middle-Upper Jurassic deposits in the Lesser Caucasus, Azerbaijan

#### Введение

Не вдаваясь в подробности истории изучения, отметим, что палеомагнитные исследования мезозойских, в том числе юрских отложений Малого Кавказа в различные годы проводили М.А. Исаева, Т.А. Исмаилзаде, К.Дж. Гасанова, А.Н. Гусейнов, А.А. Халафлы и др. Результаты этих исследований были обобщены в сводной работе «Геология Азербайджана, том IV. Физика Земли» [2]. Полученные в результате этих исследований палеомагнитные данные в большинстве случаев имеют точную привязку к изученным разрезам. В тоже время стратификация этих разрезов основана на старых данных, которые нашли свое отражение в таких сводных работах, как «Схемы…» [6], «Юра Кавказа» [7].

Наиболее детальным палеомагнитным исследованиям на Малом Кавказе подверглись среднеюрские и верхнеюрские отложения. В этой связи в настоящей работе нами рассматривается отрезок, начиная от границы байоса-бата до титона включительно. Палеомагнитные характеристики рассматриваемых разрезов взяты из работы К.Дж. Гасановой [1].

За основу схемы стратиграфии юрских отложений Малого Кавказа принимается таковая, предложенная А.А.Касумзаде [3, 5 и др.], которая составлена на основе новых палеонтологических данных и комплексного применения биостратиграфического, литостратиграфического, хемостратиграфического методов и существенно отличается от предыдущих.

Используемая в настоящей работе геохронометрическая шкала мезозоя разработана на основе сопоставленных с биостратиграфическими данными изотопно-геохронометрических датировках, полученных по магматическим образованиям Малого Кавказа калий-аргоновым методом [4].

#### Результаты и их обсуждение

Детализация стратиграфического расчленения подвергнутых палеомагнитному изучению разрезов верхнебайос-титонских отложений Азербайджанской части Малого Кавказа позволила прийти к следующим результатам.

В верхнем байосе устанавливаются три палеомагнитные зоны: две зоны обратной полярности, расположенные в нижней и верхней частях разреза, и одна зона прямой полярности.

В разрезе бата во всех изученных разрезах устанавливаются две зоны полярности. В нижней части нижнего бата устанавливается зона обратной полярности, а вся остальная часть бата характеризуется зоной прямой полярности. Следовательно, приграничные отложения байос/бата, соответствующие аммонитовой зоне Parkinsonia parkinsoni верхнего байоса и нижней части зоны Zigzagiceras zigzag нижнего бата, характеризуются непрерывной зоной обратной полярности.

В келловее выделяются две зоны. Первая зона характеризуется обратной полярностью и соответствует нижней части келловея. Вся остальная часть келловейского разреза соответствует зоне прямой полярностью.

На Малом Кавказе нижний оксфорд отсутствует. Палеомагнитные исследования проведены на среднем и верхнем оксфорде. В разрезе Малого Кавказа выделяются две зоны. Первая зона, соответствующая среднему оксфорду, имеет прямую полярность, а вторая, соответствующая верхнему оксфорду,

обратную полярность.

Фаунистически охарактеризованный нижний кимеридж Малого Кавказа, также как и верхний оксфорд характеризуются зоной обратной полярности. Достоверно установленные верхнекимериджские отложения на Малом Кавказе отсутствуют и титонские отложения трансгрессивно залегают на нижнекимериджских и более древних образованиях.

В разрезе титона Малого Кавказа выделяются пять зон полярности. В изученных разрезах в нижней части титона выделяется зона прямой полярности, соответствующая верхам нижнего титонанизам среднего титона. Далее, вверх по разрезу, фиксируется зона прямой полярности, соответствующая средней части среднего титона. Следующая зона обратной полярности соответствует верхам среднего-низам верхнего титона. Разрез титона венчается зоной прямой полярности.



### Заключение

Проведенные исследования позволили составить опорный палеомагнитный разрез для средней и верхней юры Малого Кавказа, который является наиболее детальным и может быть принят в качестве основы для сводного палеомагнитного разреза (рис. 1).

Начиная с верхнего байоса в юре Малого Кавказа выявляется 13 зон полярности. По длительности прямая полярность является преобладающей.

Результаты исследований могут быть использованы при составлении палеомагнитной шкалы, палеогеографических реконструкций и т.д.

Работа выполнена на личные средства авторов.

#### Литература

1. Гасанова К.Дж. (1984). Палеомагнитные исследования юрских отложений Малого Кавказа (в пределах Азербайджана). Баку, 1984. 18 с.

2. Геология Азербайджана. Том V. Физика Земли. Баку, «Nafta-Press», 2002. 352 с.

3. Касумзаде А.А. (2000). Состояние изученности и основные проблемы стратиграфии юрских отложений Малого Кавказа (Азербайджан). Баку: "Nafta-Press", 2000. 227 с.

4. Касумзаде А.А. (2001). Стратиграфическая классификация, терминология, номенклатура и геохронометрия (вопросы и проблемы). Баку, «Nafta-Press», 2001. 80 с.

5. Касумзаде А.А. (2007). Вопросы стратификации верхнеюрских и неокомских магматических образований Малого Кавказа. Проблемы магматической и метаморфической петрологии. XVI научные чтения памяти проф. И.Ф.Трусовой. 18 апреля 2007.// Мат. докл. Москва: 2007. С. 3-7.

6. Решение 2-го Межведомственного регионального стратиг-рафического совещания по мезозою Кавказа (Юра), с региональными стратиграфическими схемами. Ленинград, ВСЕГЕИ, 1984, 47.

7. Юра Кавказа. С.-Петербург: "Наука", 1992. 184 с.

Рис. 1. Палеомагнитная шкала средней и верхней юры по магнитостратиграфическим данным Малого Кавказа (Азербайджана). Условные обозначения: 1 - обратная полярность; 2 - прямая полярность; 3 - отсутствуют отложения и данные. Изученные разрезы: I - сел. Гушчу; II - сел. Ашагы Дашкесан; III - район гор. Шуша(река Зарыслы); IV - гора Сарыбаба; V - сел. Херхан; VI - бассейн реки Хамамчай; VII - гора Сарыбаба; X - Шушинское плато; IX - местность Приставлы; X - Шушинское плато; XI - Шушинское плато; XI - сел. Хачбулаг; XIII - гора Кырвакар; XIV - сел. Газах-Ёлчулар; XV - гора Сарыбаба.

## Г.Л. Кириллова

Институт тектоники и геофизики (ИТиГ) им. Ю.А.Косыгина ДВО РАН, Хабаровск, Россия, e-mail: kirillova@itig.as.khb.ru

# ЮРСКАЯ СИСТЕМА ЮГО-ВОСТОКА АЗИАТСКОЙ ЧАСТИ РОССИИ: СТРА-ТИГРАФИЯ, ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ, ГЕОДИНАМИКА

## G.L. Kirillova

Yu.A. Kosygin Institute of Tectonics and Geophysics (ITiG), Far East Branch RAS, Khabarovsk, Russia Jurassic system in northeastern of the asian part of Russia: stratigraphy, paleogeography, geodynamics

На рубеже столетий в рамках Международного проекта была подготовлена серия геодинамических реконструкций для северо-восточной Азии и северо-западной Пацифики [2, 9, 11, 12]. Представилась возможность проследить развитие и эволюцию юрских осадочных систем по латерали и вертикали в зависимости от геодинамической эволюции региона, подготовить серию палеогеографических схем для ранней, средней и поздней юры (рис.). Реконструкции базируются на современных стратиграфических данных [1, 3, 4, 6–8, 10].

Юрский период был богат геологическими событиями.

В геттанге-синемюре (период глобальной регрессии) море отступило на восток. Залив Монголо-Охотского океана превратился в холмистую равнину. Край континента был, видимо, гористым, о чем свидетельствует обилие грубообломочных осадков в Приохотье и в Приморье. Шельфовые кластические осадки изобилуют двустворками, реже встречаются аммониты, гастроподы, криноидеи, у края континента – остатки флоры. На континентальном склоне накапливались турбидиты, в более глубоких частях моря – кремни, кремнисто-глинистые сланцы, а также туфы, вулканокластиты у подножья островных дуг.

В плинсбахе начавшаяся глобальная трансгрессия достигла Восточного Забайкалья, где накопилась мощная толща (3000 м) переслаивающихся песчаников, алевролитов и аргиллитов с базальными конгломератами в основании. Характерно обилие аммонитов и двустворок. В верхней части толщи доминируют грубообломочные породы мощностью до 1000 м. Это свидетельствует, видимо, о поднятиях в связи с началом коллизии Сибирского и Китайского континентов, продвигавшейся с запада на восток. В бассейнах рек Зеи, Уды накапливались кластические осадки, турбидиты с редкой фауной двустворок, криноидей; в Приохотье – терригенные осадки мощностью до 2000 м, содержащие примесь вулканокластики, поскольку севернее, на краю Сибирского континента, в это время существовала вулканическая дуга. В Буреинском заливе тоже формировались кластические осадки с аммонитами и двустворками, но мощность их невелика – около 600 м. К югу они сменяются конгломератами, углями заболоченной равнины. По восточному краю Ханкайской суши продолжали формироваться преимущественно грубообломочные породы с морской фауной аммонитов и двустворок, флорой. В них нередка примесь вулканокластики, поскольку восточнее в это время существовала андезитовая вулканическая дуга. На Сихотэ-Алине среди кремней, кремнисто-глинистых сланцев глубоководной части бассейна тоже встречаются вулканиты и туфы.

В начале средней юры завершилась коллизия Сибирского и Китайского континентов, образовался Азиатский континент. Аален-байосская глобальная трансгрессия снова несколько расширила морской бассейн, но орогенические процессы препятствовали проникновению морских вод далеко на запад. В Забайкалье в байосе закончился последний цикл морской седиментации и установился континентальный режим с накоплением вулканогенно-терригенных толщ с типичной флорой шандоронского горизонта.

В Верхнем Приамурье после байосской трансгрессии смена морских осадков континентальными произошла в начале келловейской глобальной регрессии, в то же время перестал существовать Буреинский морской залив. В этих районах в условиях заболоченных равнин формировались торфяные маты. В Удско-Торомской зоне на бат-начало келловея приходится перерыв, а затем морская терригенная седиментация продолжается. Характерны большие скорости седиментации в это время – до 300 м/млн [9], что связано, видимо, с омоложением рельефа вследствие коллизионных процессов.

В южном Приморье морская терригенная седиментция с преобладанием грубокластических осадков, обилием двустворок, растительного детрита продолжалась. Однако отмечено обеднение фауны, что характерно для опресненных бассейнов [8]. На восточной окраине Ханкайского массива отмечены чередующиеся морские с фауной и континентальные угленосные с примесью вулканокластики осадки.

На краю континента келловейская регрессия выразилась позднекелловейским перерывом в седиментации в терригенных шельфовых разрезах или сменой глубоководных кремнистых осадков терригенными. В глубоководных фациях Центрального и Восточного Сихотэ-Алиня и Нижнего Приамурья седиментация продолжалась без перерывов.

В поздней юре на востоке Азии начались рифтогенные процессы с излиянием щелочных базальтов, особенно ярко проявившихся в жестких структурах Буреинского и Ханкайского массивов. Грабены заполнялись вулканогенно-осадочными образованиями. В Забайкалье, Верхнем Приамурье и вдоль Монголо-Охотской сутуры формировались грубообломочные, часто угленосные толщи.

Позднеюрские отложения в Забайкалье представлены терригенными, часто грубообломочными и вулканогенными континентальными, иногда угленосными образованиями мощностью до 1000 м с обильной фауной и флорой (ундино-даинский горизонт).

На Верхнем Амуре, в Амуро-Зейском, Буреинском бассейнах, впадинах Ханкайского массива в континентальных условиях накапливались терригенные угленосные толщи.

Несмотря на то, что в поздней юре имела место длительная глобальная трансгрессия с пиком в среднем титоне, акватория позднеюрского моря на юго-востоке азиатской части России сократилась, что связано, видимо, с региональными тектоническими процессами, ускорившими седиментацию и заполнение бассейнов. Верхнеюрские морские осадки известны в Удско-Торомской зоне. Здесь оксфордские песчано-глинистые отложения мощностью до 2000 м с обильными аммонитами и бухиями (двустворки) с размывом перекрываются оксфордскими образованиями также с богатой фауной. Титонские (нижне-средневолжские) отложения мощностью 1500 м, формировавшиеся на пике трансгрессии, с мощными конгломератами в основании залегают на оксфорд-кимериджских и более древних образованиях. Они содержат преимущественно бухий и редких аммонитов [6].

В Южном Приморье в верхней юре известны титонские морские отложения с фауной и континентальные угленосные келловей-кимериджские.

В других частях окраины континента с морским терригенным типом разреза в оксфордекимеридже накапливались грубообломочные, песчаниковые толщи мощностью до 1500 м, а в волжское время – алевропелитовые мощностью до 1200 м. Нередки горизонты олистостром с позднеюрским (титонским) глинистым матриксом и обилием разнородных и разновеликих обломков пород каменноугольно-среднеюрского возраста, что может свидетельствовать о крутых берегах континента.

Позднеюрские глубоководные отложения на Сихотэ-Алине и в Нижнем Приамурье представлены глинистыми, кремнисто-глинистыми отложениями, реже вулканитами мощностью до 1000 м. По радиоляриям они расчленены на серию слоев с характерными комплексами.

В кремнисто-глинистом типе разрезов переход от юры к мелу недостаточно ясен [7]. Проблема согласной границы юры и мела в терригенных разрезах достаточно полно рассмотрена в работах [1, 5, 6].

#### Литература

1. Атлас мезозойской морской фауны Дальнего Востока / Ред. Сей И.И. и др. СПб: ВСЕГЕИ, 2004. 234 с.

2. Парфенов Л.М., Берзин А.И., Ханчук А.И. и др. (2003) Модель формирования орогенных поясов Центральной и Северо-Восточной Азии // Тихоокеан. геология. 2003. Т.22. №6. С.7-41.

3. Решения IV Межведомственного регионального стратиграфического совещания по докембрию и фанерозою юга Дальнего Востока и Восточного Забайкалья (Хабаровск, 1990 г.). Хабаровск: ХГГГП, 1994. 123 с.

4. Роганов Г.В., Брудницкая Е.П., Кисляков С.Г., Махинов А.В. (1999) Стратиграфия и условия формирования отложений Торомского и Удского прогибов // Геология и полезные ископаемые Приамурья. Хабаровск, 1999. С.80-94.

5. Роганов Г.В., Кириллова Г.Л., Кирьянова В.В., Литвиненко Н.Д. (2005) Состав и биота переходных юрско-меловых отложений в эпиконтинентальных бассейнах Приамурья // Тихоокеан. геология. 2005. Т.24. №4. С.3-23.

6. Сей И.И., Калачева Е.Д. (1997) Граница юрской и меловой систем в Бореальной области (биостратиграфия, бореально-тетическая корреляция) // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1997. Т.5. №1. С.42-59.

7. Тихомирова Л.Б. (1986) Юрские радиолярии Дальнего Востока // Изв. АН СССР. 1986. Сер. геол. №9. С.123-126.

8. Триас и юра Сихотэ-Алиня. Книга 1. Терригенный компелкс. Владивосток: Дальнаука, 2004. 421 с.

9. Kirillova G.L. (2003) Late Mesozoic–Cenozoic sedimentary basins of active continental margin of Southeast Russia: paleogeography, tectonics and coal-oil-gas presence // Marine and Petroleum Geology. 2003. V.20(3-4). P.385-397.

10. Kirillova G.L., Kiriyanova V.V. (2003) J/K Boundary of southeastern Russia and possible analogue of the Tetori Group, Japan // Mem. Fukui Prefect. Dinosaur Museum. 2003. V.2. P.79-102.

11. Maruyama S., Isozaki Y., Kimura G., Terabayashi M. (1997) Paleogeographic maps of the Japanese Islands: Plate tectonic synthesis from 750 Ma to the present // The Island Arc. 1997. V.6. No.1. P.113-134.

12. Nokleberg W.J., Parfenov L.M., Monger J.W.H. et al. (2000) Phanerozoic tectonic evolution of the Circum-North Pacific // U.S. Geol. Surv. Prof. Pap. 2000. No.1626. 122 p.



Рис. Палеогеография юго-востока азиатской части России в юрском периоде.



# <u>Д.Н.Киселев</u><sup>1</sup>, М.А.Рогов<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Ярославский государственный педагогический университет им. К.Д.Ушинского, e-mail: dnkiselev@mail.ru <sup>2</sup>Геологический институт, РАН, Москва, e-mail: rogov\_m@rambler.ru ПОСЛЕДОВАТЕЛЬНОСТЬ АММОНИТОВ В ПОГРАНИЧНЫХ ГОРИЗОНТАХ БАТА И КЕЛЛОВЕЯ В СРЕДНЕМ ПОВОЛЖЬЕ

# **<u>D.N.Kiselev<sup>1</sup></u>**, M.A.Rogov<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Yaroslavl State Pedagogical University <sup>2</sup>Geological Institute of the Russian Academy of Science (Moscow)

Ammonite succession of the Bathonian-Callovian boundary beds of the Middle Volga Region

Отложения верхнего бата и нижнего келловея имеют весьма широкое распространение на территории Среднего Поволжья. На протяжении последнего десятилетия описано несколько новых разрезов пограничного бат-келловейского интервала, содержащих морскую фауну и последовательность характерных аммонитов (рис. 1). В Нижегородской области к ним относятся разрезы у п. Просек [3-5] и д. Лекаревка [5]; на территории Чувашии – разрез у д. Хвадукассы [5]; и Мордовии - разрезы в бассейне р. Алатырь [6, 7, 20]. Их изучение позволило существенно уточнить и детализировать биостратиграфическую шкалу верхнего бата и нижнего келловея Европейской России.

Отложения верхнего бата в упомянутых разрезах содержит преимущественно восточногренландскую ассоциацию аммонитов, в которой найдены характерные виды *Kepplerites* и Cadoceratinae. В нижнем келловее аммониты представлены не только бореальными, но и суббореальными и субтетическими группами (Macrocephalitinae и Perisphinctaceae). Их присутствие позволяет установить в упомянутых разрезах биостратиграфические подразделения (зональные и инфразональные) шкал Западной Европы и, одновременно, шкал различных регионов Арктики, в первую очередь Восточной Гренландии.

В настоящее время существуют значительные расхождения в понимании биостратиграфического расчленения вышеупомянутых разрезов. Соответственно, разработано несколько вариантов биостратиграфических шкал для центральной части Европейской России, которые являются во многом альтернативными [1-10, 20, 21]. Существующие разногласия объясняются, с одной стороны, недостаточной изученностью разрезов Среднего Поволжья, и, с другой стороны, различным пониманием таксономической принадлежности аммонитов (подробный разбор см. в [4]).

Дополнительные исследования разрезов Нижегородской области и Мордовии, проведенные авторами данного сообщения в 2006-2007 г., позволяют уточнить данные о распределении аммонитов в пограничном интервале бата и келловея.

Разрез у п. Просек (правый берег р. Волги, Нижегородская обл.)

Данный разрез является самым изученным разрезом верхнего бата и нижнего келловея в Среднем Поволжье (историю изучения см. [4]). Он включает наиболее полную последовательность биостратонов в данном интервале и в районе границы бата-келловея, на основании чего было предложено рассматривать разрез как возможный кандидат на роль GSSP бата-келловея (там же). В результате изучения верхнего бата и нижнего келловея разреза в 2006 г. настоящими авторами существенно уточнено его строение и последовательность аммонитов (там же). В результате предложен новый, более детальный вариант инфразональной шкалы верхнего бата - базальной части нижнего келловея (зоны Elatmae).

В батском интервале разреза установлены два биогоризонта *infimum* Gulyaev et Kiselev 1999 и *bodylevskyi* Callomon 1984 и зона Calyx Callomon & Birkelund 1973. В нижнем келловее, в объеме зоны Elatmae, установлены биогоризонты *breve* Callomon 1984) emend (Gulyaev 2002), *frearsi* (Gulyaev 2002), *quenstedti* Callomon et al. 1989, *elatmae* Gulyaev & Kiselev 1999 (выделены по видам Cadoceratinae) и



Юрская система России: проблемы стратиграфии и палеогеографии

Рис. 1. Схема расположения разрезов в Среднем Поволжье. Фигуры А, Б, В расположены в последовательности уменьшения картографического масштаба. А – крупномасштабная схема. Б - расположение разреза Просек и эрозионного останца юрских отложений на территории Лысковского района. Схема наложена на топографическую модель территории, построенную по данным SRTM в программе Global Mapper. Границы останца выделены по абсолютной отметке 160 м. В – расположение разрезов в продольном профиле берега Волги. В схеме совмещено 4 профиля, сделанных на расстоянии 50 м от уреза воды до водораздельной поверхности останца по данным SRTM. Нижние профили фиксируют расположение оврагов. Ниже и выше абсолютной отметки 160 м (приблизительный уровень подошвы юры) профиль закрашен разным тоном, для обозначения юрских и доюрских отложений.

биогоризонт *jacquoti* Westermann & Callomon 1988 (выделен по виду из Macrocephalitinae). Граница бата и келловея проведена в основании биогоризонтов *breve* и *jacquoti*.

Описание разреза в 2006 г. проводилось в овраге на правом берегу Волги непосредственно под карьером (рис. 1, Б, В). В разрезе было выделено 11 слоев, из которых 5 отнесены к бату. Основная часть батского комплекса аммонитов происходит из слоя 2. Нижнюю границу батских слоев, на контакте с пермскими, выявить не удалось.

При изучении обнажений бата и келловея в районе п. Просек в 2007 г. обнаружен более полный разрез батской песчаной толщи в овраге, расположенном за пределами карьера, ближе к п. Просек (разрез 2, рис. 1, В). Ниже дается сводное описание разрезов (снизу вверх). Батские слои подстилаются пестроцветными отложениями перми, непосредственно выше которых залегает следующая последовательность слоев (рис. 2):

#### Верхний бат

1. Глина песчанисто-алевритистая, зеленовато-серая, неяснослоистая, плотная. В слое найдены раздавленные ядра аммонитов очень плохой сохранности. Мощность 0,1-0,2 м.

2. Глина алевритистая, зеленовато-серая или буровато-серая, переслаивающаяся с песком алевристоглинистым различной окраски, от зеленовато серого до серовато-бурого. В целом порода имеет полосчатую, «пестроцветную» текстуру. В песчаных прослоях часто встречаются глинистые примазки или гальки глины. Аммониты найдены лишь в верхней части слоя в виде трудно идентифицируемых ядер принадлежащим *Kepplerites* и Cadoceratinae. Мощность 4 м.

3. Песок сильно глинистый и алевритистый, зеленовато-серый или зеленовато-охристый, плотный, неяснослоистый. Мощность 0,8-0,95 м.

4. Глина песчанисто-алевритистая, слабо-слюдистая, зеленовато-серая, неслоистая. В средней части слоя найдены раздавленные ядра *Kepplerites* ex gr. *rosenkrantzi* Spath (фототабл. 2, фиг. 3) и неопределимые Cadoceratinae. Мощность 1,5 м.

5. Песок мелкозернистый, алевритистый, желтовато-серый, неяснослоистый, плотный, со следами биотурбации. В кровле проходит тонкая, 2-5 мм, прослойка ожелезненного песка. Мощность 0,9 м.

Выше располагаются слои, первоначально описанные в соседнем овраге (разрезе 1).

6. Слой, аналогичный предыдущему (соответствует слою 1 разреза 1). Мощность 0,6-0,9 м.

### Зона Calyx, биогоризонт infimum

7. Песок мелкозернистый, глинисто-алевритистый, буровато-серый, неяснослоистый, плотный, с округлыми включениями песка рыхлого, светло-серого (соответствует слою 2 разреза 1). В слое проходит горизонт крупных (до 0,7 м) конкреций карбонатного песчаника, плотного внутри и рыхлого снаружи. На том же уровне найдены небольшие, картофелевидные, конкреции фосфатизированного песчаника. Конкреции песчаника часто переполнены раковинами аммонитов, среди которых определены *Kepplerites svalbardensis* Sokolov et Bodylevsky (фототабл. 1, фиг. 2; фототабл. 2, фиг. 6), *K. rosenkrantzi* Spath (фототабл. 2, фиг. 4), *Toricellites pauper* (Spath), *Cadoceras (Catacadoceras) infimum* Gulyaev et Kiselev, *C. (Bryocadoceras) calyx* Spath, *Pseudocadoceras (Costacadoceras) pisciculus* (Gulyaev). Кровля слоя неровная, волнистая. Видимая мощность 0,8-0,9 м.

8. Песок мелкозернистый, глинисто-алевритистый, слабо-слюдистый, охристо-серовато-бурый, плотный (соответствует слою 3 разреза 1). Ближе к кровле наблюдаются редкие кармановидные включения рыхлого песка. Окаменелости встречаются в виде песчанистых, слабо ожелезненных ядер. Аммониты встречаются редко и представлены таксонами предыдущего комплекса. Верхняя граница слоя слабо волнистая. В кровле проходит тонкая прослойка ожелезненного песка. Мощность 1,9 м.

### биогоризонт bodylevskyi

9. Слой, аналогичный предыдущему (соответствует слою 4 разреза 1). В кровле проходит тонкая прослойка ожелезненного песка. Мощность 0,5 м.

10. Слой, аналогичный предыдущему (соответствует слою 5 разреза 1). Аммониты: *K.* ex gr. *keppleri* (Oppel), *T. pauper* (Spath), *C. (Paracadoceras) bodylevskyi* Frebold (фототабл. 3, фиг. 1-4), *C. (? Catacadoceras)* sp. (фототабл. 3, фиг. 5), *Ps. (Cos.)* cf. *pisciculus* (Gulyaev), Perisphinctidae gen. et sp.indet. Мощность 0,75-0,8 м.

### Нижний келловей

### Зона Elatmae, биогоризонт breve

11. Глина песчанисто-алевритистая, слабо-слюдистая, темно-серая, неслоистая, со следами интенсивной биотурбации (соответствует слою 6 разреза 1). Аммониты представлены ядрами и сильно раздавлены. Среди них определены: *С. (P.) breve* Blake (фототабл. 4, фиг. 1-3), *С. (Cat.)* cf. nordenskjoeldi Callomon et Birkelund, *Ps. (Cos.)* cf. pisciculus (Gulyaev), *K. (K.)* ex gr. keppleri (Oppel), Macrocephalites jacquoti Douville. Мощность 0,3-0,4 м.

### биогоризонт frearsi

12. Песок мелкозернистый, глинисто-алевритистый, слабо-слюдистый, плотный, буровато-серый или серовато-желтый, с рыжеватыми лимонитизированными примазками (соответствует слою 7 разреза 1). Слой переполнен раздавленными глинистыми ядрами ихнофоссилий. Реже встречаются картофелевидные включения песка мелкозернистого, рыхлого, кремово-серого. В верхней половине слоя попадаются линзы песчанистой глины, переполненной песчанистыми ядрами ихнофоссилий. Аммониты встречаются к в виде раздавленных ядер и представлены: *K*. ex gr. *keppleri* (Oppel), *C. (P.)* cf. *frearsi* (Orbigny), *Ps. (Cos.) mundum* (Sasonov), *Ps. (Cos.)* aff. *mundum* (Sasonov), *M. jacquoti* Douvillé. Мощность 1,2-1,3 м.

#### биогоризонт quenstedti

13. Глина песчанисто-алевритистая, слабо-слюдистая, темно-серая, с частыми кремово-серыми пятнами и лимонитизированными примазками, неслоистая, со следами интенсивной биотурбации





(соответствует слою 8 разреза 1). Аммониты: *С. (P.)* cf. *quenstedti* Spath, *Ps. (Cos.) mundum* (Sasonov), *M.* cf. *jacquoti* Douvillé (от *M. jacquoti* Douvillé из слоя 12 отличается более ранним исчезновением скультптуры в нижней части боковой стороны). Мощность 1,9 м.

#### биогоризонт *elatmae*

14. Глина песчанисто-алевритистая, кремово-серая, с темно-серыми пятнами и лимонитизированными примазками, неслоистая, переполненная песчаными, раздавленными ядрами ихнофоссилий (соответствует слою 9 разреза 1). Среди аммонитов преобладают раздавленные ядра *Ps. (Cos.) mundum* (Sasonov). Реже встречаются *C. (P.) elatmae* (Nikitin). Мощность 3,1 м.

15. Песок, как и в слое 12, но без включений (соответствует слою 10 разреза 1). Аммониты те же, что и в слое 14. Мощность 0,9 м.

16. Глина темно-серая, известковистая, однородная, неслоистая (соответствует слою 11 разреза 1). Вблизи подошвы (0,3-0,5м) наблюдается горизонт крупных, овальной формы, септированных конкреций мергеля плотного, серого внутри и темного снаружи. В глине аммониты представлены раздавленными ядрами, в конкрециях имеют полную сохранность раковины. Из конкреций происходит основной комплекс аммонитов зоны Elatmae: *C. (P.) elatmae* (Nikitin), *C. (Bryocadoceras) simulans* Spath, *Ps. (Cos.) mundum* (Sasonov), *M. verus* Buckman, *M. prosekensis* Gulyaev, *M.* cf. *terebratus* (Phillips), *M. zickendrathi* Mitta. Видимая мощность 1,1 м.

В базальной части разреза нижние три слоя представляют переотложенные породы подстилающих пермских слоев, и в значительной мере сохраняют признаки пестроцветности. Первые определимые аммониты встречаются в слое 4 и представлены, в основном, *Kepplerites*, близкие к *K. rosenkrantzi* Spath. Последний вид является характерным видом-индексом фаунистического горизонта 21 инфразональной шкалы Восточной Гренландии [12]. Фаунистический горизонт *rosenkrantzi* расположен в верхней части зоны Variabile восточно-гренландской шкалы. В связи с этим слой 4 (и предположительно слои 1-3) могут быть эквивалентны зоне Variabile и соответствуют средней части верхнего бата. Найденные в 4 слое *K.* сf. *rosenkrantzi* в разрезе не проводится. В настоящее время установление какой либо зоны в данной части разреза также представляется преждевременным.

Вышележащие слои 7-9 содержат разнообразную фауну аммонитов, среди которой присутствуют виды, характерные для восточно-гренландской зоны Calyx. В комплексе аммонитов преобладают кепплеритины, в первую очередь *K. svalbardensis*. Последний является типичным представителем фаунистического горизонта 22 *K. peramplus* зоны Calyx (по [12]). В комплексе кадоцератин слоев 7-8 найдены экземпляры, близкие или идентичные виду *Cadoceras calyx* (изображены в [4]). Это позволяет установить в данном интервале разреза зону Calyx напрямую.

В восточно-гренландской шкале зона Calyx представлена в объеме двух фаунистических горизонтов [12], выделенных по роду *Kepplerites* : 22 – *peramplus* и 23 – *vardekloeftensis*. Вид-индекс зоны отмечается Дж. Калломоном только в верхнем фаунистическом горизонте. По мнению Калломона (персональное сообщение), найденные в разрезе Просек экземпляры *C. calyx*, близки лишь уклоняющимся вариациям выборки вида из фаунистического горизонта 23 и более соответствуют кадоцератинам фаунистического горизонта 22. Присутствие *K. svalbardensis* также подтверждает эквивалентность слоя 7 нижней части зоны Calyx.

Терминальная часть верхнего бата в сводном разрезе соответствует слою 10. Аммониты встречаются редко и имеют, как правило, плохую сохранность в виде полураздавленных ядер. Комплекс представлен преимущественно кадоцератинами, среди которых определены *C. bodylevskyi*. Это служит основанием для установления в слое биогоризонта *bodylevskyi* и одноименной зоны [4].

Основание нижнего келловея в разрезе фиксируется по появлению в слое 11 Macrocephalites jacquoti, вида-индекса базального биогоризонта келловея в Западной Европе [24,25]. Биогоризонт *jacquoti* занимает широкий интервал в разрезе, включающий слои 11-13, в которых установлено три биогоризонта, выделенных по кардиоцератидам (breve, frearsi, quenstedti). В основании келловея установлен биогоризонт breve, имеющий широкое распространение в Европейской России, а также отмечен Англии, Восточной Гренландии и на Северном Кавказе [4].

Разрез у д. Лекаревка (левый берег р. Суры, Нижегородская обл.)

Впервые этот разрез был описан В. В. Митта [5-7, 10]. Первоначально конкреции с «K. ex gr. svalbardensis» им были отнесены, предположительно, к верхнему бату [10]. Позднее [5], при первом описании разреза, слой 5 с конкрециями, содержащими «K. ex gr. svalbardensis» и «Cadoceras bodylevskyi», был отнесен к фаунистическому горизонту bodylevskyi, который располагался в основании

нижнего келловея, а не в бате.

В более поздних работах В.В.Митта [6-7] дает иные определения аммонитам, найденным в 5 слое. *К.* ех gr. *svalbardensis* переопределяется им как *К. traillensis* Donovan. В комплекс кадоцератин, наряду с *С. bodylevskyi*, добавляется новый вид, под определением *Cadoceras nordenskjoeldi* Callomon et Birkelund. На основании данных переопределений В.В.Митта дважды изменено название выделенного фаунистического горизонта в слое 5:

1. [6] - К. traillensis et C. bodylevskyi (эквивалентного фаунистическому горизонту keppleri I Южно-Германской шкалы).

2. [7, 21] – три фаунистических горизонта *K. traillensis*, *C. bodylevskyi* и *C. nordenskjoeldi*. Из них два последних диахронны друг другу, но эквивалентны первому.

Выделенные В.В.Митта фаунистические горизонты помещены им в основание подзоны Keppleri зоны Elatmae.

Изучение разреза авторами данной публикации в 2007 г. позволяет несколько уточнить строение разреза.

Нижняя часть разреза закрыта оползнями и нами не изучена. Видимые слои, доступные расчистке расположены в средней части берегового склона. Здесь, снизу вверх, расположены следующие слои:

1. Песок алевритистый, мелкозернистый, серовато-бурый, неяснослоистый. Видимая мощность 0,2-0,4 м.

2. Алеврит глинистый, местами песчанистый, серовато-бурый. В слое найдено несколько крупных (до 1м) караваеобразных конкреций песчанистого мергеля, в которых найдены макрофоссилии. Аммониты деформированы и сохраняют раковинный слой, часто переполняют породу. Среди них преобладают (на 95%) *К. svalbardensis* (фототабл. 1, фиг. 3). Реже встречаются кадоцератины. Мощность 0,5-0,7 м.

3.Песок алевритистый, мелкозернистый, серовато-бурый. Верхняя граница слоя не найдена изза перекрывающего оползня. Видимая мощность 0,5 м.

4. Глина серовато-бурая, песчанистая, с небольшими конкрециями мергеля серого. По неопубликованным данным Д.Б. Гуляева, в конкрециях встречаются аммониты, характерные для зоны Elatmae: *C. quenstedti, Ps. mundum, M. jacquoti* и др. Нижняя граница слоя не прослежена из-за оползня. Видимая мощность около 10-12 м.

Литологически разрез имеет выраженное деление на две части: нижнюю песчанистую, и верхнюю глинистую. Это деление в целом аналогично строению разреза Просек, где нижняя песчанистая пачка также, в основном, соответствует верхнему бату, а глинистая – нижнему келловею. Характерно, что рассмотренное выше описание не совсем совпадает с описанием юрской части разреза (слои 4-6), приведенным в работе В.В.Митта [5]. Все эти слои им описаны как глины и, таким образом, деление разреза на песчанистую и глинистую пачки здесь не просматривается.

В нижней, песчанистой пачке нами обнаружен лишь один горизонт караваеобразных конкреций. Аммониты, найденные в нем, принадлежат преимущественно к *K. svalbardensis* и характеризуют зону Calyx верхнего бата. Эти конкреции, вероятно, изохронны конкрециям слоя 7 разреза Просек. Об этом свидетельствует ряд признаков: a) сходство аммонитового комплекса по видовому составу и по соотношению экземпляров Kepplerites/Cadoceratinae; б) тафономическое сходство захоронения макрофоссилий – массовые скопления раковин с различной ориентацией и хорошей сохранностью раковины; в) единство положения конкреций в пределах песчанистой пачки разреза.

Все вышеперечисленные признаки указывают на специфическое седиментологическое событие, связанное с накоплением подобного типа конкреций, происходившее в пределах единого бассейна осадконакопления.

Нами не обнаружено в разрезе конкреций с *K. traillensis*, *C. bodylevskyi* и *C. nordenskjoeldi*. Не исключено, слои с данной фауной в разрезе просто не найдены. Примечательно, что и большинство конкреций с данными аммонитами были найдены В.В.Митта не в коренном залегании [7].

Таким образом, в разрезе Лекаревка существует интервал, принадлежащий верхнему бату, эквивалентный зоне Calyx разреза у с. Просек.

#### Разрезы у д. Большая Пестровка (р. Ладка, респ. Мордовия)

Впервые разрезы верхнего бата и нижнего келловея Мордовии, содержащие комплексы аммонитов, были указаны и описаны В.В.Митта [6-9, 20]. Им рассмотрено четыре разреза, обозначенных как Алатырь I-IV, местонахождение которых указывается в бассейне р. Алатырь северо-западнее г. Саранска без точной привязки. Все они имеют однотипное строение, для которого характерно деление на песчанистую и глинистую части. В песчанистой части (приалатырская серия лукоянской толщи) В.В.Митта указывается богатый комплекс аммонитов верхнего бата, представленный как *Kepplerites*, так и Cadoceratinae. Среди кадоцератин выделены новые виды, из которых *C. (Catacadoceras) keuppi* (Mitta) и *C. (Cat.) nageli* (Mitta) выбраны в качестве видов-индексов биостратиграфических подразделений.

По распространению аммонитов, преимущественно в разрезе Алатырь II, В.В.Митта [20, 21] предложил оригинальную модель зонального и инфразонального деления батской части разреза, соответствующей почти всей песчанистой пачке. Эта часть разреза соответствует целиком выделяемой зоне С. keuppi, которая рассматривается как эквивалент зон Variabile и Calyx восточно-гренландской шкалы. В зоне С. keuppi выявлена последовательность следующих аммонитов (снизу вверх):

C. (Cat.) nageli (Mitta), C. (Cat.) efimovi (Mitta), K. aff. inflatus Callomon

C. (Cat.) keuppi (Mitta), K. svalbardensis Sok. et Bodyl.

K. aff. peramplus Spath, K. svalbardensis Sok. et Bodyl, C. calyx Spath.

K. vardekloeftensis Callomon, K. aff. dietli Shairer.

На основании этой последовательности выделено четыре фаунистических горизонта nageli, keuppi, aff. peramplus, и установлен восточно-гренландский vardekloeftensis.

В кровле части песчанистой пачки разреза Алатырь III, выше раздела, фиксирующего отчетливый перерыв в осадконакоплении, найден комплекс кадоцератин, среди которых Митта [8] определяет *Cadoceras apertum* Callomon et Birkelund. В этом интервале В.В.Митта выделяет фаунистический горизонт *apertum*, эквивалентный таковому *apertum*  $\alpha$  инфразональной шкалы Восточной Гренландии. Этот горизонт помещен в объем верхнего бата выше зоны C. keuppi.

Глинистая часть разреза, по В.В.Митта, содержит аммонитовый комплекс зоны Elatmae и относится, соответственно, к нижнему келловею.

Нами изучено два разреза на р. Ладка (левый приток р. Инсар, бассейн р. Алатырь) в районе д. Большая Пестровка. Оба разреза имеют однотипное строение, но в деталях отличаются как литологически, так и фаунистически (рис. 3).

*Разрез 1* (новый песчаный карьер на левом берегу р. Ладки).

Описание проведено в старой, самой высокой стенке разреза (снизу вверх):

1.Песок среднезернистый, белесовато-охристый, косослоистый, рыхлый. Нижняя часть слоя закрыта осыпью. Кровля неровная, отчетливо волнистая. Вблизи кровли располагается горизонт обилия вертикальных ихнофоссилий. В двух метрах ниже кровли расположен горизонт больших, уплощенных конкреций железистого песчаника, имеющего плитчатую структуру. Выше расположено несколько горизонтов конкреций округлой формы железисто-фосфатизированного песчаника. В последних найдены *K*. ex gr. *rosenkrantzi* Spath (фототабл. 2, фиг. 1, 2). В осыпи, в конкреции подобного типа, найден *C. (Cat.) nageli* (Mitta). Видимая мощность около 10 м.

2.Песок средне-мелкозернистый, желтовато-белый, рыхлый. Подошва неровная. Мощность около 0,1-0,2 м.

3.Песчаник мелкозернистый, желтовато-бурый, рыхлый с плоскими конкрециями более плотного железистого песчаника, в которых найдены аммониты *C. (P.)* ex gr. *apertum* Callomon et Birkelund (фототабл. 5, фиг. 1-3), *Ps. (Cos.)* ex gr. *mundum* (Sasonov). Мощность до 0,1 м.

4. Глина буровато-серая, плотная, неяснослоистая. Аммониты встречаются редко, раздавлены. Среди них определены *C. (P.) elatmae* (Nikitin), *Ps. (Cos.) mundum* (Sasonov). Мощность до 3 м.

Разрез 2 (старый песчаный карьер на правом берегу р. Ладки).

В наиболее высокой части разреза, с применением расчистки, выявлена следующая последовательность слоев:

1.Песок среднезернистый, светлый, охристый, косослоистый, рыхлый. Кровля неровная, отчетливо волнистая. В слое найдено два горизонта конкреций песчаника. Нижний горизонт (4м ниже кровли) состоит из крупных, до 1м, конкреций карбонатно-фосфатизированного песчаника, сверху покрытого железистой коркой. В конкрециях обнаружено массовое скопление аммонитов хорошей сохранности, среди которых на 90% и выше преобладают кепплеритины (в конкреции, найденной in situ, было встречено 38 *Kepplerites* и ни одного *Cadoceras*), в первую очередь *K. svalbardensis* (фототабл. 1, фиг. 1). Верхний горизонт (1,5-1,8м) состоит из небольших конкреций железисто-фосфатизированного песчаника шаровидной или уплощенной формы с *K.* cf. *vardekloeftensis*. Видимая мощность около 10 м.

2. Песчаник мелкозернистый, желтовато-бурый, рыхлый, плитчатый. Мощность 0,05-0,1 м

З.Глина буровато-серая, плотная с С. (Р.) elatmae, Ps. (Cos.) mundum. Мощность около 3 м.

Несмотря на однотипное литологическое строение обоих разрезов, аммонитовая последова-


Юрская система России: проблемы стратиграфии и палеогеографии

Рис. 3. Схемы разрезов верхнего бата и нижнего келловея у д. Большая Пестровка. А – разрез 1; Б – разрез 2. 1- песок; 2 – глина; 3 – песчаник.

тельность в слое 1 различается. Верхняя часть песчаной толщи разреза 1 содержит более древний комплекс кепплеритов, близких к *K. rosenkrantzi*. Вероятно, к верхнему интервалу принадлежат находки *C. nageli*, найденные в осыпи. Оба вида близки аммонитам из зоны Variabile восточно-гренландской шкалы, в первую очередь из фаунистического горизонта *rosenkrantzi*.

В разрезе 2 в верхней части слоя 1 характер конкреционных горизонтов и состав аммонитов заметно меняется. Во-первых, в разрезе присутствует горизонт крупных конкреций, переполненных *K. svalbardensis*, аналогичный таковому в разрезах у п. Просек и д. Лекаревка. Выше него появляется горизонт *K.* cf. *vardekloeftensis*. Оба интервала с кепплеритами отвечают фаунистическим горизонтам 22 и 23 зоны Calyx Восточной Гренландии. Разрез 2 очень близок (если не идентичен) разрезу Алатырь II, где верхняя часть разреза имеет близкую последовательность кепплеритов. Здесь же, чуть ниже горизонта с *K.* aff. *peramplus* (=*K. svalbardensis*), В.В. Митта отмечает присутствие *C. keuppi* (=*C. infimum*). В том же горизонте В.В. Митта (Mitta, 2007) отмечает и присутствие *C. calyx*. Таким образом, состав аммонитов в данном конкреционном горизонте аналогичен таковому в разрезе у п. Просек (слой 7), что позволяет установить в разрезе 2 зону Calyx.

В разрезе 1 очевидно содержится только нижняя часть песчанистой части (приалатырская серия), охарактеризованная аммонитами. Верхняя часть, присутствующая в разрезе 2, вероятно, перемыта. На это указывают, дополнительно, отчетливые признаки перерыва в кровле слоя 1.

В слое 3 разреза 1 нами обнаружен комплекс аммонитов, аналогичный таковому из разреза Алатырь III (фаунистический горизонт *apertum*, по Митта).

#### Kepplerites

#### Основные последовательности аммонитов

В верхнем бате Среднего Поволжья наблюдается определенная последовательность видов *Kepplerites*, в которой можно выделить, по меньшей мере, три звена.

1. *Kepplerites* ex gr. *rosenkrantzi* Spath – самые ранние кепплериты, найденные в разрезе у п. Просек (слой 4) и разрезе 1 у д. Большая Пестровка. Морфотип характеризуется грубой и редкой скульптурой на большей части оборотов вплоть до конечной жилой камеры. Подобный морфотип лишь отчасти соотвествует типовым экземплярам *K. rosenkrantzi* Spath, в первую очередь для средних оборотов (паратип: [23], pl. 19., f. 3), и совсем не соответствует голотипу ([23], pl. 26, f. 1). Эта форма занимает крайнее положение среди батских кепплеритов по степени разреженности ребер (23-24 ребер на конечный оборот), в то время, как типичные экземпляры характеризуются более плотной скульптурой (31-33 ребра). Данный вид скорее всего является новым, однако его морфологическая близость к *K. rosenkrantzi* и положение в разрезах ниже слоев с типичными *K. svalbardensis* позволяет считать его примерно изохронным викарирующим аналогом *K. rosenkrantzi*. Последний, в разрезах Среднего Поволжья имеет более широкое вертикальное распространение, чем в Восточной Гренландии. Например, в разрезе у с. Просек этот вид встречается в слое 7 совместно с *K. svalbardensis*, но встречается редко.

Рассматриваемая форма обнаружена только в пределах Среднего Поволжья.

2. Kepplerites svalbardensis Sokolov et Bodylevsky. Данный вид имеет наиболее широкое распространение в Среднем Поволжье (разрезы Просек, Лекаревка, Б. Пестровка), а также в арктических регионах (Восточная Гренландия, Шпицберген). Вид характеризуется достаточно плотной скульптурой (норма реакции составляет 39-41 ребер на конечный оборот) и достаточно широкой изменчивостью по этим признакам скульптуры (Киселев, Рогов, в печати). Редкоребристые вариации, могут определяться различными авторами под иными видовыми названиями. В частности, экземпляры K. aff. peramplus Spath из разреза Алатырь II [7] следует рассматривать как редкоребристые вариации K. svalbardensis. То же самое относится и к образцам из разреза Лекаревка (изображены в [5, 7]), определяемым как K. traillensis (это название является младшим синонимом K. plenus McLearn 1927). Морфологически эти экземпляры расположены в поле изменчивости K. svalbardensis (рис. 4).

В разрезах Среднего Поволжья *К. svalbardensis* приурочен в крупным конкрециям, переполненными аммонитами хорошей сохранности с беспорядочной ориентировкой. В аммонитовом комплексе на 80-95 % преобладают кепплериты над кадоцератинами. Такие конкреции встречаются в единственном интервале разреза и, вероятно, характеризуют определенное седиментационное событие, отражающее специфический этап развития морского бассейна. В связи с этим, горизонт конкреций с *K. svalbardensis* является хорошим стратиграфическим маркером для внутрирегиональной корреляции.

3. *Kepplerites* cf. vardekloeftensis Callomon. Встречен только в мордовских разрезах (Б.Пестровка-2 и Алатырь II) выше конкреций с *K. svalbardensis*. Вид *K. vardekloeftensis* (голотип: [23], pl. 25., f. 1) характеризуется тонкой, сглаженной скульптурой и небольшим диаметром раковин с КЖК.



Рис. 4. Распределение видов *Kepplerites* из пограничного бат-келловейского интервала в морфологическом пространстве по признакам скульптуры на конечной жилой камере (из Киселев, Рогов, в печати). Морфологические границы групп видов очерчены собственной линией. Номенклатурные типы показаны более крупными символами. Измерения образцов, отмеченных цифрами, сделаны по [7, т. 3, ф.1] - 1, [5, т. 59, ф. 1] -2.

Существование самостоятельного горизонта с *K. traillensis* Donovan (=*K. planus* McLearn), выделенного В.В.Митта [6-7] в основании келловея, достаточно дискуссионно. Типовой разрез фаунистического горизонта *traillensis* находится у д. Лекаревка. Образцы *Kepplerites* из этого разреза, опубликованные в работах В.В.Митта, в большей степени сходны по ведущим морфологическим признакам с *K. svalbardensis* (рис. 4). В том же морфологическом ареале находятся образцы *K. svalbardensis*, найденные нами в данном разрезе (см. выше).

Таким образом, выявленная последовательность *Kepplerites* позволяет разработать кепплеритовую инфразональную шкалу, параллельную шкале, разработанную по кадоцератинам.

#### Cadoceras

Кадоцератины являются характерной частью аммонитовых комплексов верхнего бата и пограничных горизонтов келловея Среднего Поволжья. Наибольшее значение для инфразонального расчленения имеет филетическая линия *Cadoceras (Catacadoceras)-C.(Paracadoceras)* [4], в которой выявлена последовательность из четырех видов.

1. Cadoceras (Catacadoceras) nageli (Mitta). Один из ранних видов Catacadoceras, имеющий выраженную скульптуру на конечной жилой камере. По этому признаку он весьма близок целой группе арктических видов, к которым относятся *C. barnstoni* Meek, *C. subcatostoma* Voronetz, *C. ventroplanum* Voronetz и др. В Восточной Гренландии эти виды отмечаются в подзоне Variabile, в фаунистическом горизонте 21 rosenkrantzi, и для вышерасположенной зоны Calyx являются мало характерными [12]. В разрезах Среднего Поволжья этот вид встречен лишь в Мордовии (Алатырь I, II, Большая Пестровка-2). Вместе с ним описан вид *C. efimovi* (Mitta), который также относится к вышеупомянутой группе ранних *Catacadoceras*.

2. Cadoceras (Catacadoceras) infimum Gulyaev et Kiselev. Этот вид макроконховых кадоцератин был первым описан из верхнего бата Среднего Поволжья, в разрезе у п. Просек. Впоследствии экземпляры данного вида были найдены в алатырских разрезах В.В.Митта [20], но определены им под названием *Paracadoceras keuppi* Mitta. Образцы из разрезов Алатырь I и II имеют тот же морфотип конечной жилой камеры, что и у *C. infimum* из разреза Просек ([4], т. 2, ф. 2): она покрыта скульптурой, из которой наиболее выражены лишь первичные ребра. Вторичные ребра сглажены, что отличает этот вид от *C. nageli*. Данный вид ассоциирован с *K. svalbardensis* как в разрезе Просек, так и в разрезе Алатырь II.

3. Cadoceras (Paracadoceras) bodylevskyi Frebold. Для данного вида, впервые описанного из Арктической Канады [17], характерен достаточно специфический набор признаков конечной жилой камеры: высокая инволютность, низкое число умбиликальных бугорков и выраженное возобновление скульптуры вблизи конечного устьевого края. В разрезах Среднего Поволжья этот вид был впервые отмечен в разрезе у д. Лекаревка [5] вместе с «K. ex gr. svalbardensis». Позднее, авторами данной публикации, рассматриваемый вид был обнаружен в разрезе Просек, в кровле верхнего бата (рис. 2). Образцы, найденные в слое 10, имеют плохую сохранность, поэтому для них не удается провести измерения. Между тем, экземпляры с конечной жилой камерой (фототабл. 3, фиг. 1, 2) сохраняют важнейший признак данного вида: возобновление ребристости на вентральной стороне перед конечным устьем. Этот признак хорошо виден у голотипа (фототабл. 1, фиг. 5). Он не отмечается у других видов *Cadoceras*, за исключением крайне интересной формы из Южной Аляски (фототабл. 1, фиг. 4), описанной как *C. catostoma* Pompeckj sensu Imlay ([18], pl. 34, f. 1-14). Предполагается, что оба вида являются близкими и примерно изохронными.

Точное стратиграфическое положение слоев, где найдена типовая серия вида, является неопределенным (формация Сэвик, нижние кадоцеросовые слои). Южноаляскинские образцы «*C. catostoma»* ассоциированы в разрезах формации Чинитна и Шелихова с первыми нижнекелловейскими *С.* (*Paracadoceras*) или чуть ниже [19]. В разрезе Просек *С. bodylevskyi* встречается ниже появления первых *Macrocephalites*, что позволяет отложения с данным видом относить к верхнему бату.

В разрезе Просек аммонитовый комплекс биогоризонта *C. bodylevskyi* представлен почти исключительно кадоцератинами. Кепплериты встречаются очень редко (5-10%). В разрезе у д. Лекаревка это соотношение отличается в обратную сторону (Митта, 2000), что характерно для более низких горизонтов среднего бата (зоны Calyx, биогоризонта *infimum*). Не исключено, что биогоризонт *bodylevskyi* в данном разрезе отсутствует.

4. Cadoceras (Paracadoceras) breve Blake. Этот вид впервые устанавливается в Среднем Поволжье, в разрезе у п. Просек (номенклатура и стратиграфическое положение данного вида подробно обсуждается в [4]). Характерной особенностью взрослых оборотов и конечной жилой камеры этого вида является наличие длинных, косых приумбиликальных ребер, которые не окончательно оформились в бугорки (буллы). Этот признак виден как у голотипа (фототабл. 4, фиг. 4), так и у образцов из разреза Просек (фототабл. 4, фиг. 1-3). Конечная жилая камера на вентральной стороне гладкая до конечного устья, что отличает ее, наряду с более широким пупком и специфическими особенностями скульптуры, от близкого вида *C. bodylevskyi* Frebold. На этом основании в синонимику вида *C. breve* помещены образцы из Юкона, которые рассматривались Пултоном как *C. bodylevskyi* ([22], pl. 28). Образец из работы Пултона с конечной жилой камерой (фототабл. 4, фиг. 5) обладает всеми вышеописанными признаками и близок к образцам из Просека (фототабл. 4, фиг. 1).

В разрезе Просек *C. breve* появляется совместно с первыми *Macrocephalites jacquoti*, что зафиксировано также в нескольких разрезах Европейской России [4]. *M. jacquoti* характеризует базальный интервал нижнего келловея, нижнюю часть биогоризонта *jacquoti*, эквивалентного биогоризонту *keppleri* в ряде регионов Западной Европы [24]. Поэтому слои с данным видом должны быть отнесены к келловею. Рассматриваемый вид, следовательно, можно считать одним из маркеров базальной границы келловея.

На основе наблюдающейся последовательности аммонитов в верхнем бате и нижнем келловее Среднего Поволжья предлагается инфразональная шкала, состоящая из двух параллельных шкал биогоризонтов (по космоцератидам и кардиоцератидам) (табл. 1).

Таблица 1. Параллельные инфразональные шкалы верхнего бата и базального нижнего келловея Среднего Поволжья и их корреляция. Географическое распространение биогоризонтов показано

По Cadoceratinae		По Kepplerites Биогоризонт Kepplerites keppleri Callomon et al. 1988 СП (Хвадукассы, Просек). Германия, Англия, В. Гренландия Биогоризонт Kepplerites cf. vardekloeftensis СП (Алатырь II, Б.Пестровка 2). В.Гренландия Биогоризонт Kepplerites svalbardensis СП (Просек, Алатырь II, Б.Пестровка 2, Лекаревка). Шпицберген, В.Гренландия Биогоризонт Kepplerites ex gr. rosenkrantzi СП (Просек, Б.Пестровка 1)	
Биогоризонт <i>Cadoceras breve</i> (Callomon 1984) emend (Gulyaev 2002) СП (Просек). Бассейн р. Пижмы, Англия, В. Гренландия, А.Канада, С. Кавказ	келловей	Биогоризонт <i>Kepplerites keppleri</i> Callomon et al. 1988 СП (Хвадукассы, Просек). Германия, Англия, В. Гренландия	
Биогоризонт <i>Cadoceras bodylevskyi</i> Callomon 1984 СП (Просек, ?Лекаревка, ?Хвадукассы). А. Канада			
Биогоризонт <i>Cadoceras infimum</i> Gulyaev et Kiselev 1999	бат	Биогоризонт <i>Kepplerites</i> cf. <i>vardekloeftensis</i> СП (Алатырь II, Б.Пестровка 2). В.Гренландия	
СП (Просек, Алатырь I, П)	0	Биогоризонт <i>Kepplerites svalbardensis</i> СП (Просек, Алатырь II, Б.Пестровка 2, Лекаревка). Шпицберген, В.Гренландия	
Биогоризонт <i>Cadoceras nageli</i> Mitta 2005 СП (Алатырь I, II)		<b>Биогоризонт</b> <i>Kepplerites</i> ex gr. <i>rosenkrantzi</i> СП (Просек, Б.Пестровка 1)	

отдельно для Среднего Поволжья (СП) и других регионов.

#### **Macrocephalites**

В Среднем Поволжье первые макроцефалиты (появляющиеся сразу в значительных количествах) маркируют основание келловея. В основном они представлены членами эудемичной филолинии *M.jacquoti – M.cf./aff. jacquoti – M.prosekense – M.pavlowi*. Подробно особенности комплексов макроцефалитид и их значение для корреляции рассмотрены отдельно [4], здесь же следует остановиться на новых данных, полученных в ходе полевых работ 2007 года. Во-первых, в разрезе Просек в горизонте *quenstedti* удалось обнаружить *M.cf./aff. jacquoti*, ранее указываемых с этого уровня Д.Б.Гуляевым [2]. Эти аммониты близки к типичным *M.jacquoti*, отличаясь от них более ранней редукцией скульптуры в нижней части боковой стороны. Кроме того, для разреза Просек на основании новых сборов была получена более точная количественная характеристика аммонитовых комплексов из нижней части келловея. Макроцефалиты наиболее многочисленны в самом нижнем фаунистическом горизонте келлловея, а в дельнейшем их доля в аммонитовых комплексах неуклонно снижается.

Рассмотренные выше последовательности аммонитов позволяют уточнить биостратиграфическую шкалу верхнего бата и базального нижнего келловея Европейской России и схему ее корреляции с зарубежными шкалами на зональном и инфразональном уровне (табл. 2).

#### Заключение

Отложения верхнего бата и нижней части зоны Elatmae нижнего келловея в Среднем Поволжье характеризуются сходной седиментационной последовательностью в пределах Нижегородского, Чувашского и Мордовского секторов бассейна р. Суры. В Среднем Поволжье верхнебатские отложения повсеместно имеют алеврито-песчанистый состав (приалатырская серия лукоянской толщи), который сменяется на глинистый (ужовская толща) в нижнем келловее. Данная последовательность представляТаблица 2. Корреляция инфразональных бат-келловейских шкал Европейской России, Германии и Восточной Гренландии. Звездочкой обозначены биостратоны, номенклатурное описание которых дается в отдельной статье [4]. Там же дано более подробное обоснование этой схемы.

	Восточная Гренландия <sup>1</sup>				Европейская Россия				Западная Европа (Германия) <sup>2</sup>				
ий юй		cf./aff. breve tenuifasciculatus	ae	ae	elatmae			suevicum $\alpha$ , $\beta$		eni	yi	ий ей	
нижин келттөв Арег		apertum v	atm	Elatma	jacquoti	quenstedti				Kepple	Herve	Нижн	
	Apertum	uperturn (	EI			frearsi	<u>frearsi</u> keppleri breve <b>*</b>		jacquoti				
		<i>apertum</i> β				breve *							
бат		apertum a	Bodyl	levskyi bodylevskyi * По поло		По положен	нию <u>Discus</u> Holland		i	Discus	<b>J</b> ar		
ий (	Calvx	vardekloeftensis	Calvy*		infimum	cf. vardekloeftensis		Hannoveranus			ий (		
НХС	Curyx	peramplus	Cu	цл	ingimum	svalbardensis					Orhis	НХС	
Bep	Variabile	rosenkrantzi			n	ageli	По положен	нию	Blanasansa		01015	Ber	
	. anaone	inflatus			nugen		положению		Brandsense				

<sup>1</sup> Callomon, 1993. <sup>2</sup> Dietl, 1994; Callomon, Dietl, 1990; 2000; Callomon et al., 1989

ет трансгрессивную серию морских осадков, обладающую единым стилем строения на всей рассматриваемой территории. В песчанистой пачке верхнего бата наиболее устойчивой особенностью в большинстве разрезов является присутствие специфического горизонта крупных конкреций, переполненных макрофоссилиями (биогоризонт *svalbardensis*), располагающегося в средней части песчаной толщи (Просек, Лекаревка, Б. Пестровка и, возможно, Хвадукассы). Этот тип захоронений имеет все признаки сублиторальных темпеститов, и вероятно, отражает специфическое седиментационное событие, связанное с изменением глубины на всей территории палеобассейна. Данный конкреционный горизонт является хорошим корреляционным маркером, удобный для внутрирегиональной корреляции.

Граница бата и келловея в Среднем Поволжье расположена в основании глинистой части (ужовская толщи). Более отчетливо эта граница проявлена на юге рассматриваемой территории (средняя и верхняя часть бассейна Суры), где существует выраженный перерыв (Лекаревка, Алатырские разрезы). В северной части территории (Просек) данный переход можно считать непрерывным, вследствие чего в этих разрезах наблюдается полная последовательность биостратонов. Это позволяет предполагать, что лишь в разрезе Просек возможно точное биостратиграфическое определение границы бата и келловея на инфразональном уровне (в подошве биогоризонтов breve и jacquoti) в пределах Среднего Поволжья.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (грант 06-05-64282) и Фонда поддержки отечественной науки.

#### Литература

1. Гуляев Д.Б. (2001) Инфразональная аммонитовая шкала верхнего бата-нижнего келловея Центральной России // Стратиграфия. Геол. корреляция. Т.9. №1. С. 68-96.

2.Гуляев Д.Б. (2005) Инфразональное расчленение верхнего бата и нижнего келловея Восточно-Европейской платформы по аммонитам // Материалы первого Всерос. совещания "Юрская система России: проблемы стратиграфии и палеогеографии". М.: ГИН РАН. С. 64–70.

3. Гуляев Д.Б., Киселев Д.Н. (1999) Бореальный морской бат Среднего Поволжья (аммониты и стратиграфия) // Стратиграфия. Геол. корреляция. Т. 7. № 3. С. 79-94.

4. Киселев Д.Н., Рогов М.А. (2007) Стратиграфия пограничных отложений бата и келловея в разрезе у с.Просек (Среднее Поволжье). Стстья 1. Аммониты и инфразональная стратиграфия // Стратиграфия. Геол. корреляция. Т., №5 [в печати]

5. Митта В.В. (2000) Аммониты и биостратиграфия нижнего келловея Русской платформы // Бюлл. колл. фонда ВНИГНИ. 2000. № 3. 144 с.

6. Митта В.В. (2004а) О проблемах биостратиграфии средней юры Европейской России // Недра Поволжья и Прикаспия. Вып. 39. С.28-33.

7. Митта В.В. (2004б) К эволюции аммонитов и стратиграфии пограничных отложений бата и келловея в бассейне Волги // Экосистемные перестройки и эволюция биосферы. Вып. 6. М.: ПИН РАН. С.125-136.

8. Митта В.В. (2005) Зона Paracadoceras keuppi – новая зона верхнего бата Русской платформы // Материалы первого Всерос. совещания "Юрская система России: проблемы стратиграфии и палеогеографии". М.: ГИН РАН. С.158–160.

9. Митта В.В. (2006) О границе бата-келловея в бореальной шкале. В книге: Палеонтология, биостратиграфия и палеогеография бореального мезозоя: Материалы науч. сес., г. Новосибирск, 26–28 апр., 2006 г. Новосибирск: Гео. С.115-117 10. Митта В.В., Стародубцева И.А. (1998) Полевые работы 1998 г. и биостратиграфия нижнего келловея Русской платформы // VM-Novitates. № 2. 20 с.

11. Callomon J.H. (1984) A review of the biostratigraphy of the post-lower bajo-cian jurassic ammonites of Western and Northern North America // Geol. Assoc. Canada Spec. Pap. № 27. P.143-174.

12. Callomon J.H. (1993) The ammonite succession in the Middle Jurassic of East Green-land // Bull. geol. Soc. Denmark. V. 40. P. 83-113.

13. Callomon J.H., Dietl G. (1990) Proposed definition of the Callovian Stage. Field Symposium in Swabia, Stuttgart/Albstadt (16-21 September, 1990) // ISJS, Callovian Working Group, MS (unpublished). xi+20 p.

14. Callomon J.H., Dietl G. (2000) On the Proposed Basal Boundary Stratotype (GSSP) of the Middle Jurassic Callovian Stage // In: Hall R.I., Smith P.L. (eds). Advances in Jurassic Research. 2000. GeoResearch Forum. V. 6. Uetikon-Zurich: Trans Tech Publ. P.41-54.

15. Callomon J.H., Dietl G., Niederhofer H.-J. (1989) Die Ammonitenfaunen-Horizonte im Grenzbereich Bathonium/Callovium des Schwabischen Juras und deren Korrelation mit W-Frankreich und England // Stuttgarter Beitr. Naturk. Ser. B. Nr.148. S.1-13.

16. Dietl G. (1994) Der *hochstetteri*-Horizont - ein Ammonitenfaunen-Horizont (Discus-Zone, Ober-Bathonium, Dogger) aus dem Schwäbischen Jura // Stuttg. Beitr. Naturk. Nr.202. 39 S.

17. Frebold H. (1964) The Jurassic faunas of the Canadian Arctic. Cadoceratinae // Bull. Geol. Surv. Canada. № 119. 27 p.

18. Imlay R. W. (1953) Callovian (Jurassic) ammonites from the United States and Alaska. Pt. 2. Alaska Peninsula and Cook Inlet regions // US Geol. Surv. Prof. Pap. no.249-B. P.41-108.

19. Imlay R.W. (1975) Stratigraphic Distribution and Zonation of Jurassic (Callovi-an) Ammonites in Southern Alaska // U.S. Geol.Surv. Prof. Pap. no.836. 27 p.

20. Mitta V.V. (2005) Late Bathonian Cardioceratidae (Ammonoidea) from the Middle Reaches of the Volga River // Paleontological Journ. V. 39. Suppl. 5. P. 629-644.

21. Mitta V.V. (2007) Cardioceratids and Kosmoceratids Boreal-Tethyan correlation of the Upper Bathonian - Lower Callovian // International geological correlation programme 506 – Jurassic marine: non-marine correlation. University of Bristol 4-8 July, 2007. P. 36-38.

22. Poulton T.P. (1987) Zonation and correlation of Middle Boreal Bathonian to Lower Callovian (Jurassic) ammonites, Salmon Cache Canyon, Porcupine river, Northern Yukon // Bull. Geol. Surv. Canada. no.358. P.1-155.

23. Spath L. (1932) The invertebrate faunas of the Batonian-Callovian deposits of Jameson Land (East Greenland) // Medd. Grønland. Vol. 87. № 7. 47 p.

24. Thierry J., Cariou E., Elmi S., et al. (1997) Callovien // Cariou E., Hantzpergue P. (coord.) Biostratigraphie du Jurassique Ouest-Européen et Méditerranéen. Bull. Cenrte Rech. Elf Explor. Prod. Mém 17. P.63-78.

25. Westermann G.E.G., Callomon J. H. (1988) The Macrocephalitinae and associated Bathonian and Early Callovian (Jurassic) ammonoids of the Sula Islands and Papua New Guinea // Palaeontographica. Abt.A. Bd.203. P.1-90.

#### Объяснения к фототаблицам

Все изображения, кроме особо отмеченных, даны в натуральную величину Сокращения: ЯрГПУ - Ярославский государственный педагогический университет

### Фототаблица 1

Фиг. 1-3. *Kepplerites (Kepplerites) svalbardensis* Sokolov et Bodylevsky. Фиг. 1. ЯрГПУ БП<sup>2</sup>1-1. Б. Пестровка-2, слой 1. Фиг. 2. ЯрГПУ Пр2-3. Просек, слой 7. Фиг. 3. ЯрГПУ Л2-1. Лекаревка, слой 2. Все – верхний бат, зона Calyx, биогоризонт *svalbardensis*.

Фиг. 4. *Cadoceras (Paracadoceras) catostoma* Pompeckj sensu Imlay. Образец переизображен из Imlay, 1953, pl. 34, f. 14 (вид с вентральной стороны). Южная Аляска, формация Чинитна, разрез 2921.

Фиг. 5. *Cadoceras (Paracadoceras) bodylevskyi* Frebold. Голотип (вид с вентральной стороны): Frebold, 1964, табл. 17, фиг.1. Канадский Арктический Архипелаг, остров Эксель Хэйберг, Стрэндфиорд. Формация Сэвик, нижние кадоцеросовые слои.

#### Фототаблица 2

Фиг. 1-3. *Kepplerites (Kepplerites)* ex gr. *rosenkrantzi* Spath. 1. ЯрГПУ БП<sup>1</sup>1-1. Б. Пестровка-1, слой 1, кровля. 2. ЯрГПУ БП<sup>1</sup>1-2. Б. Пестровка-1, слой 1 (из осыпи). 3. ЯрГПУ Пр<sup>2</sup>4-1. Просек, слой 4. Все – верхний бат, биогоризонт ex gr. *rosenkrantzi*.

Фиг. 4, 5. *Kepplerites (Kepplerites) rosenkrantzi* Spath. 4. ЯрГПУ 6/1. Просек, слой 7. Верхний бат, зона Calyx, биогоризонт *infimum*. 5. Паратип: Spath, 1932, табл. 19, фиг. 3. Восточная Гренландия,

Земля Джемсона, формация Vardekloft, paspes D, 540 м.

**Фиг. 6**. *Kepplerites (Kepplerites) svalbardensis* Sokolov et Bodylevsky. ЯрГПУ Пр2-65. Просек, слой 7. Верхний бат, зона Calyx, биогоризонт *infimum*.

#### Фототаблица 3

**Фиг. 1-4**. *Cadoceras (Paracadoceras) bodylevskyi* Frebold. **1**. ЯрГПУ Пр<sup>1</sup>5-6. **2**. ЯрГПУ Пр<sup>1</sup>5-8. **Фиг. 3**. ЯрГПУ Пр<sup>1</sup>5-10. **4**. ЯрГПУ Пр<sup>1</sup>5-9.

Фиг. 5. *Cadoceras (Paracadoceras)* aff. *bodylevskyi* Frebold. ЯрГПУ Пр<sup>1</sup>5-7.

Все - Просек, слой 10. Верхний бат, биогоризонт bodylevskyi.

### Фототаблица 4

Фиг. 1-5. *Cadoceras (Paracadoceras) breve* Blake. 1. ЯрГПУ Пр6-15. 2.ЯрГПУ Пр6-1. 3. ЯрГПУ Пр6-9. Все - Просек, слой 11. Зона Elatmae, биогоризонт *breve*. 4. Голотип ВМ С11763 (слепок с оригинала; изображение предоставлено К. Пэйджем (К. Раде)). Англия, Дорсет, вблизи Weymouth, East Fleet. Нижний келловей, пачка Флит (Fleet Member). 5. Образец переизображен из Poulton, 1987, т. 27, ф. 4 (= *C. bodylevskyi* Frebold sensu Poulton; = *C. poultoni* Gulyaev 2005, голотип). Арктическая Канада, Юкон, Каньон Сэлмон Кэч, слой 68, нижний келловей.

#### Фототаблица 5

**Φиг. 1-3**. *Cadoceras (Paracadoceras)* ex gr. *apertum* Callomon et Birkelund. **1**. ЯрГПУ БП<sup>1</sup>3-1. **2**. ЯрГПУ БП<sup>1</sup>3-2. **3**. ЯрГПУ БП<sup>1</sup>3-5. Все – Б. Пестровка-1, слой 3. Нижний келловей, зона Elatmae.

**Фиг. 4, 5**. *Kepplerites (Kepplerites)* cf. *vardekloeftensis* Callomon. **4**. ЯрГПУ БП<sup>2</sup>1-12. **5**. ЯрГПУ БП<sup>2</sup>1-11. Все – Б. Пестровка-2, слой 1, верхний горизонт конкреций. Верхний бат, зона Calyx.



Юрская система России: проблемы стратиграфии и палеогеографии



Юрская система России: проблемы стратиграфии и палеогеографии **Таблица 3** 5a 1 5б 4 3 2б 2a

118

Таблица 4



Таблица 5



## <u>И.В. Кислухин</u>, В.И. Кислухин, Е.А. Брехунцова *ОАО «Сибирский научно-аналитический центр», Тюмень, Россия, E-Mail: it\_department@sibsac.ru* ЛИТОФАЦИАЛЬНОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ ВЕРХНЕЙ ЮРЫ СЕВЕРА ЗАПАД-НОЙ СИБИРИ

## I.V. Kislukhin, V.I.Kislukhin, E.A.Brekhuntsova

Siberian Scientific Analytical Centre, Tyumen, Russia, E-Mail: it\_department@sibsac.ru Lithofacial zoning of the Upper Jurassic strata in Northwestern Siberia

Региональные стратиграфические схемы триасовых и юрских отложений Западной Сибири утверждены МСК РФ 9 апреля 2004года [1]. На схеме структурно-фациального районирования келловея и верхней юры границы районов не всегда совпадают с развитием литофаций, зафиксированных нами на основании исследований каменного материала и данных ГИС. Кратко остановимся на сравнительной характеристике принятого структурно-фациального районирования и развития литофаций в северных районах Западной Сибири.

Т а з о - Х е т с к и й р а й о н. Во-первых, само название трудно произносимо (возможно, нужно было Тазово-Хетский), во-вторых, Тазовское месторождение, которое у большинства ассоциируется с названием района, находится за его пределами. И, наконец, северная граница Тазо-Хетского района проведена почти до Дерябинской площади, где в объеме верхнеюрских образований обособляется стратотипический разрез гольчихинской свиты, а, как следствие, часть глинистого разреза верхней юры оказалась в описываемом районе. Границы выделяемого района, безусловно, нуждаются в корректировке.

Верхнеюрская толща подразделяется здесь на точинскую, сиговскую и яновстанскую свиты, первая и третья из которых преимущественно глинистого состава, а сиговская - песчано-алевритоглинистая.

**Пурпейско-Васюганский район**. В центральных областях севера границы района в последней схеме значительно сужены в меридиональном направлении почти в 1,5 раза, по сравнению со схемой 1991 года. Но зона развития васюганской свиты достаточно точно закартирована еще в девяностые годы [2]. Причины же данных изменений авторами никак не аргументированы. Безусловно, эти границы должны быть исправлены (рис.).

Пурпейско-Васюганский район является наиболее изученным глубоким бурением и сейсморазведкой. Здесь обособляются васюганская (песчано-алеврито-глинистая), георгиевская и баженовская (глинистые) свиты.

Фроловско-Тамбейский район. Породы позднеюрского возраста характеризуются развитием преимущественного глинистого разреза, в объеме которого выделяются абалакская (келловей – оксфорд – кимеридж) и баженовская (волжский – низы берриаса) свиты.

**Гыданский район** имеет более дифференцированную границу площадного развития, чем показано на схеме 2004 года. Весь разрез верхней юры-нижнего берриаса объединяет гольчихинская свита, сложенная однородной глинистой толщей, иногда с примесью алевритового материала.

**Нурминский подрайон.** Западный источник сноса, расположенный в районе Щучинского выступа, обеспечил поступление песчано-алевритового материала в кимериджское время на территорию Западной Сибири. Нами предложено келловей-оксфорд-кимериджские осадочные образования выделить в качестве новой – нурминской свиты, а вышезалегающие битуминозные аргиллиты отнести к баженовской свите. Нурминская свита подразделяется на три подсвиты. Нижняя сложена глинистыми образованиями, средняя - мелкозернистыми глауконитовыми песчаниками, а верхняя - тонкодисперсными темно-серыми и черными глинами.

Я мало-Тюменский район. Название его не совсем удачно, так как полуостров Ямал не входит в описываемый район. Здесь в разрезе обособляются глинистая даниловская свита с конгломера-

Юрская система России: проблемы стратиграфии и палеогеографии



Рис. Сравнительная характеристика литофациальных районов верхеюрских отложений севера Западной Сибири.

тами, песчаниками и алевролитами вогулкинской толщи, с которой связаны основные перспективы нефтегазоносности разреза осадочного чехла западных районов провинции.

Формировались осадки верхней юры преимущественно в морском бассейне. Возраст определен по фауне, микрофауне и спорово-пыльцевым спектрам. Толщины изменяются от первых метров до 800 м (в восточных районах).

При приближении к Приполярному Уралу постепенно возрастает доля континентальных пород и происходит уменьшение толщин образований позднеюрского возраста.

Обобщая все вышеизложенное можно отметить, что создание новой корреляционной схемы, безусловно, является шагом вперед к изучению юрских образований, но, с другой стороны, отмеченные неточности и излишняя генерализация во многом затрудняют ее использование. К сожалению, очень многие исследователи к последней схеме имеют серьезные замечания, а некоторые ее полностью отрицают. Например, вызывает недоумение появление в последней схеме названий, которые авторы дают подсвитам. Такие предложения были отклонены в1990 г., а в 2003 г. вообще не обсуждались. Авторы схемы уже многие годы вынашивают идею – во что бы то ни стало ликвидировать в разрезе юры Западной Сибири тюменскую свиту. С этим категорически не согласны большинство исследователей.

Нам представляется, что только в тесном сотрудничестве всех научных и производственных организаций должны создаваться подобного рода работы. И только тогда стратиграфические схемы Западной Сибири будут способствовать познанию геологии Западно-Сибирского мегабассейна, а не усложнять и затруднять ее изучение.

#### Литература

1. Региональные стратиграфические схемы триасовых и юрских отложений Западной Сибири. Новосибирск, 2004.

2. Решения пятого Межведомственного стратиграфического совещания по мезозойским отложениям Западно-Сибирской равнины. Тюмень, 1991.



# <u>В.Г. Князев<sup>1</sup></u>, Р.В. Кутыгин<sup>1</sup>, <u>С.В. Меледина<sup>2</sup></u>

<sup>1</sup>Институт геологии алмаза и благородных металлов (ИГАБМ) СО РАН, Якутск, Россия, e-mail: knyazev@diamond.ysn.ru <sup>2</sup>Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А.Трофимука (ИНГГ) СО РАН, Новосибирск, Россия, e-mail: meledina@ngs.ru **ЗОНАЛЬНАЯ ШКАЛА ВЕРХНЕГО БАТА И НИЖНЕГО КЕЛЛОВЕЯ СЕВЕР-**

## ЗОНАЛЬНАЯ ШКАЛА ВЕРХНЕГО БАТА И НИЖНЕГО КЕЛЛОВЕЯ СЕВЕР-НОЙ СИБИРИ ПО АММОНИТАМ

# V.G. Knyazev<sup>1</sup>, R.V. Kutygin<sup>1</sup>, S.V. Meledina<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Diamond and Precious Metal Geology Institute (DPMGI) SB RAS, Yakutsk, Russia <sup>2</sup>Trofimuk Institute of Petroleum Geology and Geophysics (IPGG) SB RAS, Novosibirsk, Russia **Ammonite zonal scale of the Upper Bathonian and Lower Callovian of the Northern Siberia** 

Зональная шкала верхнего бата и нижнего келловея Сибири основана на последовательности родов и видов аммонитов единственного распространенного в сибирских разрезах подсемейства Саdосегаtinae. Полное отсутствие западно-европейских родов и видов делает невозможной прямую корреляцию сибирской зональной шкалы с западно-европейским стандартом. Выход на стандартные зональные подразделения осуществляется путем сопоставления аммонитовой последовательности кадоцератин Сибири, Восточной Гренландии и европейской части России, где наряду с Cadoceratinae распространены виды Kosmoceratidae. Последние позволяют увязывать, более или менее уверенно, зональные шкалы этих регионов с западно-европейским стандартом. Аммонитовая зональная шкала батанижнего келловея европейской части России находится в настоящее время в стадии разработки.

Не вызывает сомнения, что ранние представители Cadoceratinae характеризуют в бореальной юре не начальные стадии келловея, как представлялось прежде [1, 5, 9], а завершающий этап бата. Принципиально изменился взгляд на соотношение отдельных региональных зон с зонами стандарта, обсуждается положение границы бата и келловея.

Опорными разрезами для построения зональной шкалы юры Средней Сибири послужили естественные выходы в прибортовых частях Хатангской и Лено-Анабарской впадин, на восточном и западном берегах Анабарской губы, Оленекском заливе и низовье р. Лены. Все разрезы послойно описаны [6]. В пограничных слоях батского и келловейского ярусов выделялись следующие зоны: Arcticoceras(?) cranocephaloide, Cadoceras barnstoni со слоями с *C. variabile* в верхней ее части, C. falsum, C. anabarense и C. emelianzevi [3, 5, 6]. В последнее десятилетие батские и келловейские отложения Анабарской губы изучались В.Г. Князевым, которым собрана богатейшая коллекция кадоцератин, уточнено стратиграфическое положение отдельных видов, в том числе зональных индексов. Проведенное авторами монографическое изучение позволило расширить список видовых таксонов и внести ряд изменений в региональную зональную шкалу. Зональная шкала бата–келловея Сибири приведена нами в большее соответствие со шкалой Восточной Гренландии [4].

Зона Arcticoceras(?) cranocephaloide, впервые установленная в Восточной Гренландии [10], прослежена в низовье р. Лены [7]. Зона охарактеризована аммонитами, переходными по форме раковины от *Arcticoceras* к *Cadoceras*.

Следующая зона – Cadoceras barnstoni – также установлена в разрезах юры на левом берегу р. Лены, на южном берегу Оленекского залива и о-ве Котельный. Зона впервые была выделена в Северном Юконе, Канада [11]. Зона опознается по появлению настоящих *Cadoceras* (*Catacadoceras*), раковины которых характеризуются узким глубоким воронковидным умбиликусом, более или менее груборебристыми фрагмоконами и сохранением ребер на жилой камере. Из многочисленных видовых названий подрода сохранены лишь два: *C.* (*C.*) *barnstoni* (Meek) и *C.* (*C.*) *perrarum* (Vor.). На восточном берегу Анабарской губы выделение зоны barnstoni было аргументировано редкими находками *Catacadoceras* [6]. На присутствие зоны может указывать также упомянутый с западного берега вид *Cadoceras subcalyx* Vor. [1, рис. 3], который рассматривается нами как синоним *C. barnstoni* (Meek).

Слои с C. variabile (верхняя часть зоны C. barnstoni) первоначально были обоснованы единст-

венным экземпляром этого вида. Появились новые находки *C. variabile* (пачка 42, инт. 2–6 м ниже кровли; нумерация пачек здесь и далее отвечает принятой в [6, с. 68, рис. 17]). Авторами предложено выделить самостоятельную зону C. variabile, повысив прежний ранг биостратона [4].

Аммониты, характеризующие следующую зону Cadoceras falsum (пачка 43), переопределены в *C. calyx* Spath. Место нахождения в разрезе типовых *C. falsum* уточнено: вид распространен на более высоком стратиграфическом уровне, вместе с *C. subtenuicostatum* Vor., *C. emelianzevi* Vor. и др. Аналогичную позицию занимают C. *falsum* и в разрезах северной и центральной частей европейской части России [6, 8].

Объем зоны С. calyx в Сибири соответствует прежней зоне С. falsum (пачка 43, восточный берег Анабарской губы). Зона охарактеризована специфическими кадоцератинами, раковины которых имеют глубокий конусовидный умбиликус и низкие субтрапециевидные сечения.

Четко выделяется в разрезе более высокая зона Cadoceras anabarense (пачка 44, там же): в ней встречены вид-индекс и *С. multiforme* Imlay. Оба вида изображены [5]. Многочисленные, прекрасной сохранности раковины этих видов имеются и в новых сборах В.Г. Князева.

Следующая зона – Cadoceras emelianzevi – на восточном берегу Анабарской губы представлена маломощным слоем алевролита (слой 45, мощность 2,2 м), в основании которого залегают линзы аммонитового ракушняка; зона перекрывается верхним келловеем. Преобладают макроконховые сибирские виды *C. emelianzevi* Vor., *C. subtenuicostatum* Vor., *C. falsum* Vor., сопровождаемые многочисленными микроконховыми *Costacadoceras* spp.

Эта зона лучше обнажена на западном берегу Анабарской губы. Собрана коллекция кадоцератин из нескольких сотен экземпляров. Их предварительное изучение позволило установить, наряду с сибирскими, присутствие видов, распространенных в нижнем келловее Русской равнины: *C. elatmae* (Nik.), *C. frearsi* (d'Orb.), *C. simulans* Spath, *C.* ex gr. *stupachenkoi* Mitta. Указанные виды на схемах отдельных авторов занимают разные стратиграфические уровни в пределах зоны C. elatmae. Уловить закономерность в распределении отдельных видов внутри сибирской зоны не удается. Она может быть надежно сопоставлена с большей частью восточно-европейской С. elatmae s.l. Последняя коррелируется с большей или меньшей частью стандартной зоны Macrocephalites herveyi. До сих пор эта сибирская зона условно сопоставлялась с верхней частью всего нижнего келловея, то есть возрастной диапазон зоны расширялся. В номенклатуру зоны предлагается ввести дополнительный вид-индекс: зона C. elatmae–C. emelianzevi (рис.).

В отличие от Восточной Гренландии, в зональной схеме пограничных бат-келловейских отложений Сибири присутствует биостратон C. barnstoni, выделявшийся ранее как самостоятельная зона. Нижняя ее граница проведена по смене *Arcticoceras*(?) *cranocephaloide* Call. et Birk. видами *Cadoceras* ex gr. *barnstoni*. Взаимоотношение же с вышележащей зоной *C. variabile* остается невыясненным. В ленских разрезах, где наблюдаются обе нижние зоны, отложения с *C. variabile* отсутствуют: слои с

Ярус	Подярус	Стандарт	Восточная Гренландия (Spath, 1932; Callomon, 1985, 1993)	Средняя Сибирь (авторский вариант)		
х	ļ		Cadoceras nordenskjoeldi	Cadoceras elatmae - Cadoceras emelianzevi		
Келлове Нижний	ижний	Macrocephalites hervey	Cadacaras aportum			
	Н		Caubceras apertum	Cadoceras anabarense		
		Clydoniceras discus	Clydoniceras calyx	Clydoniceras calyx		
F	ний	Oxycerites orbis	Cadoceras variabile	Cadoceras variabile		
Ea	Bepx		Arcticoceras (?)	Сюи с Cadoceras barnstoni		
		Procerites nodsoni	cranocephaloide	Arcticoceras (?) cranocephaloide		

Рис. Зональная шкала верхнего бата и нижнего келловея Средней Сибири по аммонитам.

*C. barnstoni* перекрываются зоной C. calyx (бывшая C. falsum). В анабарских разрезах, где имеется последовательность зон от C. variabile и выше, объем отложений с *C. barnstoni* не может быть точно определен из-за отсутствия вида-индекса. На Оленекском заливе в нижней части зоны C. barnstoni был найден аммонит, сходный по форме раковины с *C. barnstoni*, а по характеру ребристости – с *A.* (?) *cranocephaloide*. Первоначальное его определение *C.* aff. *kialagvikense* [5] впоследствии было заменено на *A.* (?) *cranocephaloide* [6]. Древнейшие кадоцератины – *C.* (*Catacadoceras*) *barnstoni* – по морфотипу раковины весьма близки к *Arcticoceras*(?) *cranocephaloide*, поэтому авторы предлагают показывать на схеме интервал с *C. barnstoni* в качестве номинальных слоев в верхней части зоны A. cranocephaloide, подчеркивая тем самым морфологическую и, вероятно, генетическую преемственность второго вида от первого.

Зоны С. variabile и С. calyx (прежняя зона С. falsum) напрямую коррелируются с одноименными восточно-гренландскими.

Выше зоны Cadoceras calyx в восточно-гренландской шкале располагается зона С. apertum, а в среднесибирской – С. anabarense. Последняя представляет собой, вероятно, возрастной аналог части зоны С. apertum. Сходство между видами *С. apertum* Call. et Birk и *C. anabarense* Bodyl. отмечали как авторы статьи [4], так и авторы гренландского вида [10]. На современной схеме зона С. anabarense показана в объеме всей зоны С. apertum. Однако с этой гренландской зоной следует сопоставлять и следующую сибирскую зону – С. elatmae–С. emelianzevi.

Граница между бореальным батом и келловеем в Восточной Гренландии проводится в настоящее время между зонами C. calyx и C. apertum. В Средней Сибири за верхнюю границу бореального бата тоже принимается верхняя граница зоны C. calyx, то есть основание зоны C. anabarense.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект № 06-05-64439).

#### Литература

1. Воронец Н.С. (1962) Стратиграфия и головоногие моллюски юрских и нижнемеловых отложений Лено-Анабарского района. Л.: Госгеолтехиздат, 1962. 236 с.

2. Гуляев Д.Б. (2001) Инфразональная аммонитовая шкала верхнего бата – нижнего келловея Центральной России // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2001. Т.9. №1. С.68-96.

3. Захаров В.А., Богомолов Ю.И., Ильина В.И. и др. (1997) Бореальный зональный стандарт и биостратиграфия мезозоя Сибири // Геология и геофизика. 1997. Т.38. №5. С.927-956.

4. Князев В.Г., Меледина С.В., Кутыгин Р.В., Довгополик Д.А. (2006) Зональная последовательность верхнего бата и нижнего келловея Арктической Якутии // Ред. Каныгин А.В. и др. Палеонтология, биостратиграфия и палеобиогеография бореального мезозоя: Материалы науч. сес. Новосибирск: АИ "Гео", 2006. С.104-107.

5. Меледина С.В. (1977) Аммониты и зональная стратиграфия келловея Сибири. М.: Наука, 1977. 290 с.

6. Меледина С.В. (1994) Бореальная средняя юра России (аммониты и зональная стратиграфия байоса, бата и келловея). Новосибирск: Наука, 1994. 182 с.

7. Меледина С.В., Шурыгин Б.Н., Злобина О.Н. и др. (1991) Чекуровская свита (бат-келловей) в стратотипе // Детальная стратиграфия и палеонтология юры и мела Сибири. Новосибирск: Наука, 1991. С.5-36.

8. Митта В.В. (2000) Аммониты и биостратиграфия нижнего келловея Русской платформы // Бюлл. колл. фонда ВНИГНИ. 2000. №3. 144 с.

9. Сакс В.Н., Меледина С.В., Месежников М.С. и др. (1976) Стратиграфия юрской системы Севера СССР. М.: Наука, 1976. 436 с.

10. Callomon J.H. (1985) The evolution of the Jurassic Ammonite family Cardioceratidae // Spec. Papers in Palaeontology. 1985. No.33. P.49-90.

11. Poulton T.P. (1987) Zonation and Correlation of Middle Boreal Bathonian to Lower Callovian (Jurassic) Ammonites, Salmon Cache Canyon, Porcupine River, Northern Jukon // Bull. Geol. Surv. Canada. 1987. No.358. 155 p.

#### Пояснение к таблицам

Изображенные экземпляры хранятся в ГМ ИГАБМ СО РАН, г. Якутск (№ 177) и ЦСГМ, г. Новосибирск (№-№ 489, 856). Все экземпляры изображены в натуральную величину. Стратиграфическая и географическая привязка приведена в соответствии с опубликованным ранее описанием баткелловейских разрезов (Меледина,1994; Шурыгин и др., 2000).

### Таблица I

Фиг. 1-3. Cadoceras barnstoni (Meek, 1859);

1 – экз. № 489-330; а – сбоку, б – с вентральной стороны; Оленекский залив, пос. Станнах-Хочо, обн. 16, сл. 28б;

2 – экз. № 856-27; а, б – сбоку, в – с вентральной стороны; Левый берег р. Лены, северное крыло Чекуровской антиклинали, обн. 2, осыпь слоев 2, 3;

3 – экз. № 489-332; а – с вентральной стороны, б – сбоку; Оленекский залив, пос. Станнах-Хочо, обн. 16, сл. 28б.

Нижний келловей, зона Cadoceras barnstoni.

#### Таблица II

Фиг. 1-2. Cadoceras anabarense Bodylevsky, 1960;

1 – экз. № 177/600; а – сбоку, б – со стороны устья, в – с вентральной стороны, г – фрагмент внешнего оборота с приустьевым пережимом;

2 – тот же экз.; а – со стороны устья, б – сбоку, в – с вентральной стороны. Восточный берег Анабарской губы, обн. 109, пачка 44, подошва.

Нижний келловей, зона Cadoceras anabarense.

#### Таблица III

Фиг. 1 - 2. Cadoceras calyx Spath, 1932;

1 – экз. № 177/247; а – сбоку, б – со стороны устья.

2 – тот же экз.; а – сбоку, б – с вентральной стороны, в – поперечное сечение. Восточный берег Анабарской губы, обн. 109, пачка 43, подошва. Верхний бат, зона Cadoceras calyx.

#### Таблица IV

Фиг. 1 – 3. *Cadoceras variabile* Spath, 1932

1 – экз. № 177/241, а – сбоку, б – с вентральной стороны;

2-экз. № 177/248, сбоку;

3 – тот же экз.; а – с вентральной стороны, б – со стороны устья, в – сбоку; Восточный берег Анабарской губы, обн. 109, пачка 42, подошва; Верхний бат, зона Cadoceras variabile.

Таблица 1



Таблица II



Таблица III



Таблица IV





## В.В. Крапивенцева

Институт тектоники и геофизики (ИТиГ) им. Ю.А.Косыгина ДВО РАН, Хабаровск, Россия, e-mail: karpova@itig.as.khb.ru

# СЕКВЕНССТРАТИГРАФИЯ, ЛИТОЛОГИЯ И ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ ЮРСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ БУРЕИНСКОГО БАССЕЙНА (ХАБАРОВСКИЙ КРАЙ)

## V.V. Krapiventseva

Yu.A. Kosygin Institute of Tectonics and Geophysics (IT&G), Far East Branch RAS, Khabarovsk, Russia Sequence stratigraphy, lithology and paleogeography of the Jurassic deposits of the Bureya Basin (Khabarovsk Territory)

Буреинский бассейн (Бб) расположен на восточной окраине Буреинского массива и в целом имеет субмеридиональное простирание. Площадь бассейна составляет в среднем 10,5 тыс. км<sup>2</sup>. Фундаментом бассейна служат докембрийские комплексы, прорванные палеозойскими гранитами. История развития его довольно сложна и распадается на несколько этапов, характеризующих соответствующий тип бассейна.

Для юрско-меловой истории осадконакопления характерна многопорядковая цикличность. Анализ состава, строения, мощности циклов и их границ позволяет выделить циклы трех порядков: суперсеквенсы, секвенсы и парасеквенсы [2].

Суперсеквенс 1 – 50 млн. л., J<sub>1-3</sub> (синемюр-оксфорд), мощность 5,5-8 км, включает пять секвенсов, разделенных несогласиями и перерывами [2].

Секвенс 1.1 – 9 млн. л., Ј<sub>1</sub> (синемюр), песчаники, алевролиты, линзы известняков, мощность 1250 м. Секвенс 1.2 – 6 млн. л., Ј<sub>1</sub> (верхний плинсбах-нижний тоар), чередование алевролитов и песчаников с конгломератами в основании, мощность 600-800 м (дешская свита). Секвенс 1.3 - 7 млн. л., J<sub>2</sub> (аален-низы верхнего байоса), чередование песчаников и алевролитов (в верхней части известковистых) со слоями кислых эффузивов, их туфов, общая мощность 1600-2000 м. Отмечаются циклы более высоких порядков (синкальтинская, эпиканская свиты). Секвенс 1.4 – 5 млн. л., J<sub>2</sub> (верхний байоснижний бат), алевролиты, часто известковистые с прослоями песчаников, линзами известняков, мощность около 1200 м (нижнеэльгинская подсвита). В основании – пачка гравелитов, конгломератов. Секвенс 1.5 – 12 млн. л., J<sub>2-3</sub> (средний бат-средний оксфорд), четко выраженная регрессивная последовательность от мелководно-морских алевролитов с пачками песчаников, туфов, аргиллитов (верхнеэльгинская подсвита) через пачку песчанистых алевролитов, песчаников, аргиллитов, мергелей (чаганыйская свита) к прибрежно-морской до прибрежно-континентальной слабоугленосной, местами флороносной талынджанской свите, представленной переслаиванием тонкослоистых песчаников, нередко вулканомиктовых, туфов, туфоалевролитов и алевролитов, углей. В основании – пачка грубообломочных пород. Общая мощность секвенса до 1400-2000 м. Наблюдается постепенная смена с юга на север прибрежно-морских условий обстановками дельты, озер, рек и общее смещение депоцентра седиментации к западу [1].

Характер и направленность цикличности в первом суперсеквенсе хорошо согласуется с глобальной кривой эвстатических колебаний мирового океана. С синемюра до кимериджа прослеживается глобальное постепенное повышение уровня моря с регрессиями в начале плинсбаха, тоаре, начале аалена и в конце бата. В целом направленность развития Бб во время формирования первого суперсеквенса регрессивная, завершающаяся накоплением угленосных отложений талынджанской свиты. Наблюдаемая цикличность связана с региональными тектоническими событиями и, прежде всего, коллизией Буреинского и Восточно-Сибирского блоков, начавшейся в ранней юре на западе и завершившейся в средней юре на востоке. Этим и обусловлены ураганная скорость седиментации в аалене–байосе (>500м/ млн. л.), последующее обмеление бассейна в келловее–оксфорде, сопровождавшееся накоплением угленосных толщ и, наконец, длительный перерыв в седиментации в позднем оксфорде–кимеридже (7 млн. л.). На этом этапе существовал, видимо, форландовый морской бассейн пассивной континентальной окраины на краю Буреинского массива [1, 2].

После коллизии вышеназванных блоков и в результате реорганизации движения литосферных плит на восточноазиатской окраине в поздней юре начался рифтогенез [2].

Суперсеквенс 2 – 30 млн. л., J<sub>3</sub>–К<sub>1</sub> (волжский ярус–нижний апт), мощность 1300–2300 м, включает три секвенса, разделенных поверхностями размыва и горизонтами грубообломочных пород.

Секвенс 2.1 – 17 млн. л., Ј<sub>3</sub>–К<sub>1</sub> (волжский ярус–валанжин), состоит из двух парасеквенсов: 2.1.1 – дубликанская свита, Ј<sub>3</sub> (волжский ярус), представленная в основании пачкой конгломератов, гравелитов, несортированных песчаников (15–80 м) и сменяющей ее пачкой аркозовых песчаников хорошо сортированных, алевролитов, аргиллитов, туфов с пластами угля (мощностью около 250 м); 2.1.2 – солонийская свита, К<sub>1</sub> (берриас–валанжин), представлена циклически построенной континентальной угленосной пачкой мощностью 100–600 м, в которой чередуются разнозернистые аркозовые песчаники, гравелиты (чаще в основании пачки), алевролиты, туфы, туффиты, пласты угля [4, 5].

В дубликанской и солонийской свитах на Ургальском месторождении насчитывается до 50 пластов и пропластков углей, объединенных в 15 групп сложного строения, обычно залегающих в верхних частях отдельных циклов или ритмов осадконакопления четвертого порядка. Мощности элементарных циклов (ритмов) с пластами угля в западной части бассейна составляют в целом 27–32 м, реже от 13–15 до 36–45 м. В восточной части бассейна мощности оптимальных для угленакопления циклов четвертого порядка составляют от 10–20 до 32–40 м. При этом количество песчаников (обычно в основании ритма) составляет 30–60 % в западной и до 50–70 % в восточной частях бассейна [1, 3].

Суперсеквенс 2 соответствует рифтогенному этапу развития Бб, широко проявившемуся также в бассейнах Амуро-Зейском и Сунляо [2].

Суперсеквенс 3 – 16 млн. л., К<sub>1</sub> (верхний апт-нижний альб, около 5 млн. л.) – К<sub>2</sub> (верхний альб- нижний сеноман, около 11 млн. л.), мощность 1300–1600 м, включает два секвенса, разделенных местными внутриформационными размывами.

Суперсеквенс 3 формировался в этап присдвигового растяжения вдоль северо-восточной системы сдвигов Тан-Лу [2]. Отложения третьего суперсеквенса несогласно с размывом перекрываются цагаянской свитой (маастрихт–даний), сложенной в основании слабосцементированными конгломератами, галечниками, переходящими выше в слабоуплотненные песчаники, алевролиты с суммарной мощностью более 200 м [2, 4].

Мезозойские отложения несогласно перекрываются неоген-четвертичными континентальными образованиями. Бб в оценках всех изучавших его исследователей ставился в ряд структур, перспективных на поиски месторождений нефти и газа. Даже в результате небольшого объема проведенных поисковых геологических и геофизических исследований, были получены промышленные притоки газа и установлены многочисленные проявления нефти и газа; отмечены благоприятные для нефте- и газообразования литологический и фациальный состав юрских морских и юрско-меловых прибрежно-морских и континентальных осадочных угленосных комплексов [1, 3].

Юрский разрез осадочного чехла Бб (дешская, синкальтинская, эпиканская, эльгинская, чаганыйская, талынджанская свиты) представлен в целом шельфовыми мелководно-морскими и прибрежно-морскими, богатыми рассеянным органическим веществом (POB) комплексами пород, что позволило его оценивать в целом как нефтегазопроизводивший. Однако большая часть юрского шельфового комплекса пород занимает восточную половину бассейна, резко уменьшаясь в мощности в зоне осевой линии Кындалского грабена, что понижает перспективы для оценки их нефтегазоносности. К тому же, нижне-среднеюрский осадочный комплекс дешской, синкальтинской и эпиканской свит отличается высокой степенью катагенеза РОВ и пород (градации MK<sub>3</sub>–MK<sub>5</sub> до AK<sub>1</sub>), что позволяет оценивать их скорее как газоносные отложения.

Верхнеюрский и нижнемеловой (волжский–аптский) комплексы, представленные угленосными озерно-аллювиальными и болотно-озерными, богатыми ОВ породами, оцениваются как нефтегазопроизводящие. Форма геологических тел литотипов пород, слагающих волжско-аптский осадочный комплекс, линзовидная. Протяженные на значительной площади слои мощных глинистых пород-покрышек маловероятны, а повсеместное их распространение на площади бассейна исключено [1].

Для юрского комплекса пород характерно трансгрессивное налегание слоев с перекрытием существенно песчаных, глинисто-песчаных мелководных разностей более глубоководными песчаноглинистыми, алеврито-глинистыми. Вдоль западного контура распространения осадочных пород юрского возраста развит шлейф грубообломочных (песчано-галечниковых, песчаных) образований присклоновых, предгорных фаций (конуса выноса, дельт). Тип выклинивания слоев юрского морского осадочного комплекса на западе бассейна торцовой (причленения, прилегания к складчатому основанию), на востоке – эрозионный; слои пород выведены в большинстве случаев под эрозионный срез [1].

В формировании осадочного чехла в юрское время намечаются этапы длительного (ааленпоздний байос, поздний байос-средний оксфорд, волжский век (J<sub>3</sub>)-баррем (K<sub>1</sub>)) непрерывного осадконакопления, которые разделяются длительными перерывами в осадочном процессе (геттанг, ранний плинсбах, тоар, поздний оксфорд-кимеридж), часто с активным вулканизмом и интрузивными процессами, термальным метаморфизмом пород, а также с относительно кратковременными инверсиями и размывами (в позднем байосе, на рубеже эпиканской и эльгинской свит).

В юрско-меловом осадочном чехле Бб выделены три нефтегазоперспективных комплекса: I – нефтегазопроизводивший (J<sub>1-2</sub>), II – нефтегазопроизводящий (J<sub>3</sub>–K<sub>1</sub>) и III – потенциально нефтегазопроизводящий (K<sub>1-2</sub>). Позднемеловые отложения (IV комплекс) бесперспективны в отношении нефти и газа [1].

#### Литература

1. Варнавский В.Г., Крапивенцева В.В. (1994) Палеогеографические критерии формирования нефтегазоносности Верхнебуреинской впадины // Тихоокеан. геология. 1994. №2. С.107-121.

2. Кириллова Г.Л., Крапивенцева В.В. (2003) Цикличность седиментации в Буреинском позднемезозойском осадочном бассейне: секвенсстратиграфические и геодинамические аспекты // Материалы докл. 3го Всерос. литологического совещания "Генетический формационный анализ осадочных комплексов фанерозоя и докембрия". Москва: ГИН РАН, 2003. С.288-291.

3. Крапивенцева В.В. (1979) Угленосная формация Буреинского бассейна. М.: Наука, 1979. 148 с.

4. Решения IV Межведомственного регионального стратиграфического совещания по докембрию и фанерозою юга Дальнего Востока и Восточного Забайкалья (Хабаровск, 1990 г.). Хабаровск: ХГГГП, 1994. 123 с.

5. Роганов Г.В., Кириллова Г.Л., Кирьянова В.В., Литвиненко Н.Д. (2005) Состав и биота переходных юрско-меловых отложений в эпиконтинентальных бассейнах Приамурья // Тихоокеан. геология. 2005. Т.24. №4. С.3-23.

## А.И. Кудаманов

*ООО* "Научно-исследовательский проектный институт нефти" (КогалымНИПИнефть), Когалым, Россия, e-mail: kudamanov@nipi.ws.lukoil.com

# К ВОПРОСУ О СТРОЕНИИ "ОСНОВНОЙ" ЗАЛЕЖИ ВЕРХНЕЮРСКОГО ПРОДУКТИВНОГО КОМПЛЕКСА МЕСТОРОЖДЕНИЯ ДРУЖНОЕ

## A.I. Kudamanov

JSC "KogalymNIPIneft", Kogalym, Russia On the structure of the Upper Jurassic "basic" oil reservoir within Druzhnoe oil field

В тектоническом плане месторождение Дружное расположено в северо-восточной части Когалымской вершины – структуры 2-го порядка, осложняющей с севера структуру 1-го порядка – Сургутский свод. Территория исследований изучена комплексом геолого-разведочных работ: от региональных до бурения поисково-разведочных и эксплуатационных скважин.

С пластом ЮС<sub>1</sub> месторождения Дружное связано девять залежей. Каждая залежь характеризуется собственной глубиной зоны водонефтяного контакта (ВНК). В процессе исследования сновной залежи была выявлена неоднозначность уровня ВНК и притоков нефти. По глубине ВНК «основная» залежь уверенно делится на два блока: Западный и Восточный (рис.). В Западном блоке зона ВНК расположена на а.о. – 2790м., в Восточном блоке – на а.о. -2779м.

Результаты детальной интерпретации материалов сейсмики 2D исключают возможность контроля разных уровней ВНК тектоническим разломом.

Для выяснения условий образования двух гидродинамически разобщенных линз, каковыми являются выделенные блоки, был проведен фациальный анализ. Основным затруднением при проведении этих работ явилось отсутствие кернового материала из пласта  $ЮC_1$  по подавляющему большинству скважин (более 100 разведочных и эксплуатационных), а там, где он есть, – низкая степень его изученности. Лишь в трех скважинах (161 и 1340 в Западном блоке, 219 в Восточном блоке) пласт  $ЮC_1$  относительно достаточно представлен изученным керном. Вследствие этого основное внимание уделялось материалам ГИС, в том числе и электрометрическим характеристикам пород пласта на основе методики B.C. Муромцева [1].

Породы пласта представлены песчаниками и песчанистыми алевролитами, в меньшей степени – глинистыми алевролитами. Песчаники светло-серые, серые, буровато-серые, крепкие, плотные, характеризуются многообразием текстур, встречается рассеянная вкрапленность тонкокристаллического пирита, участками сидерита в виде точечных стяжений. В керне, отобранном из пласта, песчаники отчетливо подразделяются на две группы – песчаники нижней и верхней части.

Песчаники нижней части, преобладающие количественно, характеризуются м/з составом (медианный диаметр (Md) редко достигает 150 мкм), средней и плохой степенью сортировки (коэффициент сортировки (So) обычно более 2,0), повышенным содержанием первичного глинистого цемента, растительного детрита и слюд, преобладанием слойчатых текстур течения.

Песчаники верхней части, по-видимому, не имеют площадного распространения, судя по электрометрическим образам ГИС. Для этих песчаников характерно резко увеличенное содержание среднезернистой псаммитовой фракции (Md составляет 200–250 мкм), улучшение сортировки (So, как правило, 1,5–1,6), снижение содержания глинистого цемента, растительного детрита и слюд, преобладание массивных текстур и слойчатых текстур волнения. По данным каротажа песчаники разных групп разделяются небольшими пачками (мощностью до 1 м, редко до 2 м) глинистых алевролитов или пачками переслаивания аргиллитов и алевролитов [1]. К сожалению, эти интервалы не представлены керном.

По данным интерпретации материалов ГИС для пласта ЮС<sub>1</sub> были построены карта общих толщин и карта эффективных толщин.

На карте общих толщин заметно выделяются шнуровидные участки западного простирания. С учетом текстур течения, характерных для пород нижней части разреза пласта, эти шнуровидные участки интерпретируются как каналы поступления осадочного материала с востока в западном направлении (рис.).

Наибольшие эффективные толщины (до 10–12 м) локализуются в пределах небольших участков, которые образуют "цепочки" северо-западного простирания, аналогично простиранию границы раздела гидродинамически разобщенных линз с разным уровнем ВНК. С учетом текстур волнения, свойственных песчаникам верхней части разреза, подобное размещение эффективных толщин пласта объясняется значительной волновой переработкой первоначально накопленных пляжевых отложений в результате изменения характера гидродинамики бассейна. Ограниченность участков наибольших эффективных толщин, прерывистое распределение песчаников с повышенной размерностью и улучшенной сортировкой, совпадение ориентировки границы раздела блоков и выделенных "цепочек" с определенной долей условности позволяют отнести песчаники верхней части разреза к фации вдольбереговых валов и баров.

Пачки глинистых алевролитов (мощностью до 1 м, реже до 2 м), разделяющие м/з песчаники с текстурами течения и песчаники с волновыми текстурами, отражают довольно продолжительный период резкого снижения темпов накопления и изменения состава осадочного материала, своего рода "застой" в осадконакоплении накануне "георгиевской" трансгрессии. Песчаники вдольбереговых валов и баров сформировались в начальную фазу "георгиевского" наступления моря в условиях повышения постепенного уровня моря и усиления волновой (и штормовой) активности, разрушения, перемыва и переотложения значительной части пляжевых накоплений [2].



Рис. Схема размещения гидродинамически разобщенных линз с разным уровнем ВНК. Схематические разрезы: а) палеогеоморфологический профиль; б) геологический разрез. Условные обозначения: 1 – скважина и ее номер; 2 – скважина с изученным керном; 3 – направление накопительного потока; 4 – участки повышенной эффективной мощности (валы и бары); 5 – граница раздела линз с разным уровнем ВНК; 6 – песчаники трансгрессивных валов и баров; 7 – песчаные отложения пляжа, накопленные в регрессивный период; 8 – глинистые отложения лагуны; 9 – глинистые отложения с глауконитом (георгиевская свита); 10 – нефтенасыщенные песчаники.

Выделенные две "цепочки" барьерных образований расположены на площади разных блоков. Валы и бары Восточного блока гидродинамически сообщаются с отложениями пляжа, сформированного в регрессивный период развития побережья. Барьерные тела Западного блока залегают на глинистых отложениях лагунного типа, выклиниваются в районе границы раздела блоков, не имеют непосредственного контакта с породами-коллекторами Восточного блока и перекрываются георгиевской свитой.

#### Литература

1. Муромцев В.С. (1984) Электрометрическая геология песчаных тел – литологических ловушек нефти и газа. Л.: Недра, 1984. 260 с.

2. Обстановки осадконакопления и фации // Ред. Рединг Х. М.: Мир, 1990. 352 с.



## А.Ю. Куражковский, Н.А. Куражковская, Б.И. Клайн

Геофизическая обсерватория "Борок", филиал Института физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН (ГО Борок ИФЗ РАН), п. Борок, Ярославской обл., Россия, email: ksasha@borok.adm.yar.ru **ОСОБЕННОСТИ ГЕОМАГНИТНОГО ПОЛЯ ЮРСКОГО ПЕРИОДА** 

## A.Yu. Kurazhkovskii, N.A. Kurazhkovskaya, B.I. Klain

Geophysical Observatory "Borok" of Schmidt Institute of Physics of the Earth of the Russian Academy of Science, Borok, Yaroslavl, Nekouz, Russia

## Features of the Jurassic geomagnetic field

Данные о поведении геомагнитного поля позволяют составить суждение о динамике теплопереноса от ядра к земной поверхности, а также широко используются для стратиграфических (магнитостратиграфических) корреляций. В то же время целостное представление о взаимосвязи и поведении характеристик геомагнитного поля пока только формируется. Это снижает возможности использования палеомагнитных данных, как в геодинамических, так и стратиграфических построениях.

Количество и точность палеомагнитных данных сокращаются с углублением в геологическую историю. Это затрудняет, а в отдельных случаях, делает невозможным их использование для проведения межрегиональных корреляций. Юрский период является ближайшим к современности временным интервалом, для которого реконструкции поведения геомагнитной полярности начинают принципиально различаться у разных авторов. В таблице приведены средние за геологический век (ярус) значения частоты инверсий (F) геомагнитного поля, полученные по шкалам [1] и [3].

Ярус	J <sub>3</sub> tt	J <sub>3</sub> km	J <sub>3</sub> 0	J <sub>2</sub> k	J <sub>2</sub> bt	J <sub>2</sub> b	J <sub>2</sub> a	J <sub>1</sub> t	J <sub>1</sub> p	$J_1s$	J <sub>1</sub> h
F [1]	2.3	3.6	5	2	1	1	1.3	1	0.6	2	0.3
F [3]	1.9	3.8	6.4	5.1	5.3	6.4	2.5	2.2	5.1	1.7	1.6

Как видно из таблицы, эти шкалы полярности дают явно различные представления о поведении геомагнитного поля. У нас нет оснований подвергать сомнению результаты палеомагнитных определений, по которым эти шкалы были составлены. Тем не менее, очевидно, что, по крайней мере, одна из шкал дает неправильное представление о режиме полярности юрского периода. Для аргументированного выбора той или иной шкалы полярности необходимо знание закономерностей, связывающих поведение различных характеристик геомагнитного поля между собой и с явлениями на земной поверхности. Ранее подобные исследования проводились авторами настоящего сообщения для мела–кайнозоя. В настоящей работе предпринята попытка систематизации данных о геомагнитном поле юрского периода.

Обобщение материалов о реконструкциях поведения палеонапряженности и частоты инверсий геомагнитного поля кайнозоя-мела позволили обнаружить следующий ряд закономерностей, связывающих поведение этих характеристик между собой, а также с особенностями тектонических процессов. 1. Напряженность геомагнитного поля связана прямой зависимостью с асимметрией инверсий и обратной зависимостью с частотой инверсий. 2. Средние значения палеонапряженности возрастают при активизации рифтогенеза. 3. Смена фаз складкообразования явным образом не связана с изменениями средних значений палеонапряженности. Тем не менее, в конце фаз активного складкообразования обычно наблюдается повышение палеонапряженности. 4. Интенсивность выноса магматического материала на земную поверхность возрастает при высоких значениях палеонапряженности. Надо отметить, что перечисленные закономерности хорошо согласуются с моделью aw – динамо. Кроме того, в интервале мелнеоген смена геологических эпох сопровождалась изменениями в поведении напряженности геомагнитного поля.

На рисунке обобщены сведения о характеристиках геомагнитного поля и некоторых тектонических процессах, происходивших в юрском периоде. Данные о палеонапряженности (H), полученные по термонамагниченным породам (точки), взяты из базы данных http://www.brk.adm.yar.ru/palmag/ index.html. Разброс "одновременных" значений палеонапряженности значительно превышает погрешность определений и, по-видимому, связан с вариациями напряженности геомагнитного поля. Средние



значения фрагментов палеонапряженности, выполненных авторами настоящего сообщения по осадочным породам, показаны горизонтальными отрезками. Вертикальными отрезками показан максимальный размах вариаций палеонапряженности. Авторские данные о палеонапряженности юрского периода получены по разрезам нижнего бата (Сокурский тракт,

г. Саратов), келловея (р. Черемуха, выше г. Рыбинск), кимериджа (д. Городищи, Ульяновская обл.) и титона (скважина 120, Саратовская обл.). Сведения о фазах рифтогенеза и складкообразования взяты из [2]. Средняя частота инверсий, соответствующая эпохам юрского периода, определена по данным [1].

Обобщение данных пока не дает подробной картины изменений палеонапряженности. Тем не менее, на их основе можно составить общие представления о тенденциях изменений напряженности геомагнитного поля. Как следует из графика, в течение ранней юры палеонапряженность возрастала, в средней юре достигла максимума, а в поздней юре имела стабильно низкие значения. В среднем палеонапряженность в течение фазы активного рифтогенеза выше, чем в другие временные интервалы. Активизация складкообразования сопровождается тенденцией к повышению палеонапряженности. Все это хорошо согласуется с закономерностями, выявленными при исследовании геомагнитного поля мела-кайнозоя.

Сведения о динамике частоты инверсий юрского периода достаточно противоречивы. Это пока не позволяет точно определить их форму связи с поведением палеонапряженности. Согласно шкале [1], F и H, в грубом приближении, связаны обратной зависимостью (в поздней юре частота инверсий увеличилась, а палеонапряженность уменьшилась). Если пользоваться данными [3], то между палеонапряженностью и частотой инверсий связь не обнаруживается.

По нашему мнению, причиной такой несогласованности является объединение в общую картину сведений об интервалах и эпизодах полярности. Согласно шкале [3], в ряде геологических веков частота инверсий превышала 5–6 за миллион лет, т.е. в среднем, продолжительность интервалов полярности составляла менее 200 тыс. лет. С учетом их неравномерного распределения по времени и, безусловно, имевших место пропусков палеомагнитной информации, длительность ряда интервалов полярности должна быть значительно меньше 100 тыс. лет. Таким образом, по-видимому, в шкалу полярности [3] на общих основаниях включены магнитополярные эпизоды и магнитополярные интервалы.

Если из шкалы [3] исключить кратковременные события (менее 100 тыс. лет), то изменение частоты инверсий будет иметь следующий вид:

Ярус	J <sub>3</sub> tt	J <sub>3</sub> km	J <sub>3</sub> 0	J <sub>2</sub> k	J <sub>2</sub> bt	J <sub>2</sub> b	J <sub>2</sub> a	J <sub>1</sub> t	$J_1p$	$J_1s$	$J_1h$
F	1.9	2.4	1.4	1.7	1.3	0.8	1	1.3	1.3	0.8	1.8

В этом случае между частотой инверсий и палеонапряженностью (рис.) будет наблюдаться противофазный характер связи, что согласуется с поведением характеристик геомагнитного поля мелакайнозоя.

В поведении геомагнитного поля юрского периода обнаружена особенность, которая не наблюдалась в последующие временные интервалы. Продолжительный интервал времени, с келловейского по титонский век, существовала стабильно низкая палеонапряженность и ее вариации происходили с малым размахом.

#### Литература

1. Дополнения к стратиграфическому кодексу России. СПб.: ВСЕГЕИ, 1992. 112 с.

2. Хаин В.Е., Ломизе М.Г. (1995) Геотектоника с основами геодинамики. М.: Изд-во МГУ, 1995. 480 с.

3. Ogg J.G. Jurassic time scale // In: Gradstein F.M., Ogg J.G., Smith A. A Geologic Time Scale 2004. Cambridge: Cambridge University Press, 2004. P.310-311.

## Л.К. Левчук, Б.Л. Никитенко, С.В. Меледина

Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А.Трофимука (ИНГГ) СО РАН, Новосибирск, Россия, e-mail: LevchukLK@ipgg.nsc.ru

# ДЕТАЛЬНАЯ БИОСТРАТИГРАФИЯ КЕЛЛОВЕЯ–ВЕРХНЕЙ ЮРЫ ЮЖНОЙ ЧАСТИ КАЗЫМ-КОНДИНСКОГО ФАЦИАЛЬНОГО РАЙОНА (ЗАПАДНАЯ СИБИРЬ) ПО ФОРАМИНИФЕРАМ И АММОНИТАМ

## L.K. Levchuk, B.L. Nikitenko, S.V. Meledina

Trofimuk Institute of Petroleum Geology and Geophysics (IPGG) SB RAS, Novosibirsk, Russia The high-resolution stratigraphy of the Callovian–Upper Jurassic of south part Kazym-Konda facial area (Western Siberia) on the foraminifers and ammonites

Успешность проведения нефтепоисковых работ напрямую зависит от достоверности биостратиграфических исследований осадочной толщи. Определение стратиграфического диапазона отдельных свит и корреляция их между собой в пределах бассейна осадконакопления, а также сопоставление с геохронологическим стандартом являются важнейшим этапом всех геологических работ. Современная шкала биостратиграфических подразделений келловея-верхней юры Западной Сибири представляет собой серию взаимно сопоставленых шкал по разным группам ископаемых моллюсков и микрофауны. Любые вновь полученные палеонтологические данные по кернам скважин не только позволяют решать основные задачи биостратиграфии, но также способствуют уточнению и детализации региональной биостратиграфической схемы. В последнее десятилетие авторами были изучены аммониты и фораминиферы из многих скважин, расположенных в Шаимском нефтегазоносном районе Западной Сибири, в южной части Кызым-Кондинского фациального района, из абалакской свиты [3, 4, 6]. В настоящем сообщении изложены результаты изучения фоссилий по керну из 18 скважин, которые сконцентрированы на следующих площадях: Тугровская (скв. 12, 15, 18, 19), Сыморьяхская (скв. 10268, 10257, 10262), Мало-Шушминская (скв. 10527), Северо-Даниловская (скв. 10167), Даниловская (скв. 10554, 10009), Ловинская (скв. 10292), Тальниковая (скв. 10417), Убинская (скв. 10054), Андреевская (скв. 10374), Усть-Иусская (скв. 8000), Пулытьинская (скв. 11108) и Мулымьинская (скв. 10513) (рис. 1).

Самый древний комплекс фораминифер – с преобладанием Dorothia insperata и Trochammina rostovzevi – соответствует фораминиферовой зоне JF25 (рис. 2). По современным представлениям зона охватывает верхнюю часть верхнего бата-келловей (нижняя часть абалакской свиты). Наиболее частые находки аммонитов приурочены к верхней части зоны, где найдены Longaeviceras, Quenstedtoceras, Eboraciceras. В нижней части зоны аммониты редки. Зональный комплекс фораминифер отличается выдержанным составом родов и видов, а небольшие различия сводятся лишь к количественным соотно-шениям таксонов [5]. Зона Dorothia insperata, Trochammina rostovzevi JF25 прослежена в 11 исследованных скважинах – 15 (инт. 2215,0–2219,6 м), 19 (инт. 2194,8–2222,3 м), 10268 (инт. 2053,2–2065,0 м), 10257 (инт. 2035,8–2037,8 м), 10262 (инт. 2090,5–2094,5 м), 10527 (инт. 1987,2–1994,5 м), 10292 (инт. 2129,5–2136,2 м), 10554 (инт. 1797–1981 м), 10054 (инт. 1861–1866 м), 10374 (инт. 1734,5–1752,2 м), 8000 (инт. 1561,7–1565,2 м). Наиболее богатый и разнообразный комплекс отмечен в керне скв. 19. Таксономический состав и структура зонального комплекса в целом устойчивы, что позволяют его уверенно опознавать. Лишь в скв. 10554 комплекс представлен исключительно агглютинирующими формами двух видов-индексов –Dorothia insperata, Trochammina rostovzevi, при их количественном изобилии (до 4000 экземпляров на образец).

Самым верхам келловея-низам оксфорда отвечают фораминиферовые слои с Dorothia insperata, Eomarssonella paraconica JF33. Особенностью биостратона является смешанный состав комплекса фораминифер, в котором встречаются как келловейские, так и вновь появившиеся оксфордские формы. Нижняя граница определяется по совместным находкам Eomarssonella paraconica и Dorothia insperata, а верхняя – по исчезновению видов, распространенных в келловее. Слои JF33 в Западной Сибири охарактеризованы верхнекелловейскими Longaeviceras cf. nikitini в нижней части, а в верхней – нижнеокс-



Рис. 1. Схема фациального районирования [6]. Заливкой показаны площади, на которых расположены изученные скважины.

фордскими *Cardioceras* (*Scarburgiceras*). Этот биостратон установлен в пяти скважинах: 12 (инт. 2198–2205 м), 15 (инт. 2213–2214 м), 10268 (инт. 2053,0–2053,2 м), 10262 (инт. 2090,5–2087,5 м) и 10527 (инт. 1987,0–1988,5 м).

Нижнему и среднему оксфорду соответствует более высокая часть абалакской свиты, известная как фораминиферовая зона широ-

кого диапазона – Trochammina oxfordiana JF36. Характерные для нее комплексы обнаружены в двух скважинах. Богатый и разнообразный, насчитывающий 36 агглютинирующих и известковистых видов, комплекс обнаружен в скв. 10554 (инт. 1788–1791 м). В скв. 10417 (инт. 1723,1–1726,3 м) установлены только агглютинирующие фораминиферы (более 10 видов). Нижний оксфорд подтвержден находками аммонитов в ряде скважин. В скв. 18 (инт. 2162-2176 м) встречены Cardioceras (Scarburgiceras) cf. praecordatum, C. (S.) cf. gloriosum, C. (S.) cf. obliteratum, C. (S.) alphacordatum, Longaeviceras cf. novosemelicum, указывающие на слои с Cardioceras (Scarburgiceras) spp. В скв. Сыморьяхская-10211 (инт. 2038-2050 м) найден Cardioceras ex gr. cordatum, a Cardioceratinae gen. et sp. ind. - в скв. Сыморьяхская-10215 (инт. 2035-2059 м) [1]; С. (Scoticardioceras) cf. excavatum – в скв. 10268 (гл. 2045 м), и примерно с той же глубины – среднеоксфордский вид Cardioceras (Plasmatoceras) tenuicostatum. Зачастую толщу нижнего и среднего оксфорда удается подразделить на более узкие фораминиферовые зоны. выделяемые параллельно JF36. Нижнему оксфорду соответствует зона Ammobaculites tobolskensis, Trochammina oxfordiana JF34, которую удалось выявить в скважинах 15 (гл. 2212,8 м), 18 (инт. 2162-2176 м), 10262 (инт. 2086,5-2087,5 м), 10527 (инт. 1986,6-1987,0 м) и 10054 (инт. 1854,8-1856 м). Самый богатый и разнообразный комплекс установлен в скв. 18, где обнаружено 43 вида (23 из них имеют известковистую, а 20 – агглютинированную раковину). Последние многочисленны. В других скважинах количество видов и их численность варьирует в небольших пределах, а структура комплекса сохраняется. В скв. 10527 комплекс состоит только из видов с агглютинированной раковиной. Зональные видыиндексы Ammobaculites tobolskensis и Trochammina oxfordiana присутствуют в значительном количестве.

Средний оксфорд охарактеризован находками *Cardoiceras* (Subvertebriceras) cf. densiplicatum, C. (Plasmatoceras) cf. tenuicostatum, C. (Maltoniceras) cf. bodeni и разделен на две аммонитовых зоны: Cardioceras densiplicatum и Cardioceras tenuiserratum. Им соответствуют фораминиферовые слои с *Tolypammina svetlanae*, Ammodiscus thomsi JF-35, прослеженные в скважинах 15 (инт. 2209–2211 м), 10527 (инт. 1985,3–1986,6 м) и 10262 (инт. 2082,5–2086,5 м). Самый богатый комплекс фораминифер из 18 видов установлен в скв. 15. В других скважинах он менее разнообразен, но зональные виды-индексы присутствуют постоянно: Ammodiscus thomsi в единичных экземплярах, а *Tolypammina svetlanae* исчисляется первыми десятками.

Верхний оксфорд выделяется по появлению рода *Amoeboceras* и обозначен на схеме как слои с *Amoeboceras* spp. в нижней части и зона Amoeboceras ravni – в верхней. Часть абалакской свиты, отвечающая слоям с *Amoeboceras* spp., относится по фораминиферам к зоне Recurvoides disputabilis JF37. Зональный комплекс отличается выдержанным составом видов, многочисленностью вида-индекса, хорошо опознается и широко прослежен на всей территории Западной Сибири. Характерный для зоны комплекс обнаружен в четырех скважинах: 15 (инт. 2203,6–2208,1 м), 10527 (инт. 1984,9–1985,3 м), 10417 (инт. 1721–1721,7 м) и 10009 (инт. 1750,3–1754 м).

Верхи верхнего оксфорда-нижний кимеридж охватывает фораминиферовая зона Haplophragmoides? canuiformis JF40. Она приравнена верхнеоксфордской зоне Amoeboceras ravni и нижнекимериджским Pictonia involuta и части Rasenia evoluta. Нижнекимериджские аммониты встречены и в ряде изученных скважин: *Prorasenia* cf. *bowerbanki* – в скв. Сыморьяхская-10636 (гл. 2033,7 м); *Rasenia* (*Rasenia*) cf. *suburalensis* – в скв. Даниловская-10054 (гл. 1782 м); *Amoeboceras* (*A*.) cf. *kitchini* – в скв. Усть-Иусская-8000 (гл. 1559,6 м). Зона JF40 прослежена в скв. 10262 (инт. 2081,5–2082,5 м), скв. 10527 (инт. 1982,2–1984,8 м), скв. 10167 (инт. 1803–1803,95 м) и скв. 8000 (инт. 1561,3–1562,8 м). Наиболее богатый и таксономически разнообразный комплекс обнаружен в скв. 10527. В других случаях зональный комплекс менее разнообразен. Зональный вид-индекс *Haplophragmoides? canuiformis* 



Рис. 2. Стратиграфическая схема средней (келловей) и верхней юры Западной Сибири [6].

встречается постоянно, хотя не является многочисленным.

Иногда зону Haplophragmoides ? canuiformis JF40 удается подразделить на две части: нижнюю fзону Trochammina omskensis, Verneuilinoides graciosus JF38 с соответствующим комплексом фораминифер и верхнюю Haplophragmoides ? canuiformis JF39. Последняя отвечает самой верхней части нижнего кимериджа, примерно части зоны Rasenia evoluta [5]. Зона JF38 выделена в трех скважинах: 15 (инт. 2194–2202,4 м), 10417 (инт. 1716–1718 м) и 10009 (инт. 1746,6–1750,3 м). Самый богатый и таксономически разнообразный комплекс обнаружен в скв. 15. Верхнюю часть фораминиферовой зоны JF40, выделенную на стратиграфической схеме как слои с *Haplophragmoides ? canuiformis* JF39, в изученном районе установить не удалось.

Следующая фораминиферовая зона Pseudolamarckina lopsiensis JF41, охватывающая верхнюю часть нижнего-верхний кимеридж, широко прослеживается не только в Западной Сибири, но и является межрегиональным репером. Во многих разрезах, где установлена зона Pseudolamarckina lopsiensis, были найдены виды аммонитов *Aulacostephanus и Amoeboceras* (? *Nannocardioceras*). Зона коррелируется с самой верхней частью аммонитовой зоны Rasenia evoluta нижнего кимериджа – верхним кимериджем. В Шаимском районе зона JF41 установлена практически повсеместно. Это скважины 10167 (инт. 1775–1781,8 м), 10527 (инт. 1978–1982,2 м), 8000 (инт. 1556,2–1560,6 м), 10262 (инт. 2078,5–2081,5 м), 11108 (инт. 1497,8–1501,2 м) и 10513 (инт. 1474,5–1476 м). Таксономический состав и количественные характеристики отдельных видов существенно варьируют в разных скважинах, но структура комплексов остается устойчивой. Обычно доминирует вид *Pseudolamarckina lopsiensis*, разнообразны представители отряда нодозариида и ряд других видов. Самый богатый и разнообразный комплекс, позволяющий определить зону JF41, встречен в скв. Северо-Даниловская-10167.

Завершают представленную последовательность юрских биостратонов в Шаимском районе фораминиферовые слои с *Kutsevella haplophragmoides* JF44. Возраст их определен как ранневолжский, что подтверждено многочисленными аммонитами и бухиидами в разных районах Западно-Сибирской низменности. Слои JF44 зафиксированы в скважинах 10262 (инт. 2075,5–2078,5 м), 10167 (инт. 1763– 1767,2 м), 10554 (инт. 1768–1774,5 м), 10009 (инт. 1739,5–1741 м), 10374 (инт. 1714,3–1724,5 м), 11108 (инт. 1492–1496,6 м) и 10513 (инт. 1468–1474 м). Таксономический состав комплекса неоднороден, и только постоянное присутствие вида-индекса позволяет уверенно идентифицировать данный биостратон.

Таким образом, в результате проведенных палеонтологических исследований установлены все ярусы от келловейского до волжского, разделенные по аммонитам на подъярусы и, реже, зоны, а по фораминиферам – на 10 биостратонов в ранге подзон и номинальных слоев. В ряде случаев отмечается определенная таксономическая изменчивость в одновозрастных комплексах фораминифер. Такая неоднородность может увязываться с формированием сообществ в разных биономических зонах западносибирского юрского моря, отличающихся друг от друга отдельными абиотическими факторами, в первую очередь глубиной или удаленностью от берега. В биостратиграфической шкале, основанной на фораминиферах, эти различия отражаются выделением параллельных биостратонов. Стратиграфическое положение биостратонов установлено по находкам аммонитов.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проекты № 06-05-64291, 06-05-64439).

#### Литература

1. Глинских Л.А., Никитенко Б.Л., Шурыгин Б.Н. (1999) Юра Западной Сибири – абалакская свита (палеонтологическая характеристика, лито- и биостратиграфия) // Геология и геофизика. 1999. Т.40. №7. С.1059-1078.

2. Захаров В.А., Богомолов Ю.И., Ильина В.И. и др. (1997) Бореальный зональный стандарт и биостратиграфия мезозоя Сибири // Геология и геофизика. 1997. Т.38. №5. С.927-956.

3. Левчук Л.К., Левчук М.А., Меледина С.В. (2000) Биостратиграфия абалакской свиты Приуральской зоны Западной Сибири (Хангокуртская впадина) // Геология и геофизика. 2000. Т.41. №1. С.48-61.

4. Левчук Л.К., Меледина С.В., Никитенко Б.Л. (2006) Фаунистическая характеристика и хронология келловея-верхней юры Сыморьяхской площади Западной Сибири // Ред. Каныгин А.В. и др. Палеонтология, биостратиграфия и палеобиогеография бореального мезозоя: Материалы науч. сес. Новосибирск: АИ "Гео", 2006. С.31-34.

5. Никитенко Б.Л., Левчук Л.К., Хафаева С.Н. (2005) Этапность развития и особенности фациальной дифференциации сообществ фораминифер верхов средней и поздней юры // Геология и геофизика. 2005. Т.46. №5. С.546-567.

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

# С.Ю. Малёнкина<sup>1</sup>, А.А.Школин<sup>2</sup>, А.А.Пекин<sup>3</sup>

<sup>1</sup>Геологический институт (ГИН) РАН, Москва, Россия, maleo@ilran.ru; <sup>2</sup>МОИП; <sup>3</sup>МНПЦ "Геоцентр-Москва" НОВЫЕ ДАННЫЕ О СТРОЕНИИ ЮРСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ Г. МОСКВЫ

## S.Yu.Maleonkina, A..A. Shkolin, A.A. Pekin

<sup>1</sup>Geological institute (GIN) RAS, Moscow, Russia; <sup>2</sup>MOIP; <sup>3</sup>Geocenter-Moskva **The new data about structure of the Jurassic beds of Moskow** 

Юрские отложения Московского региона известны очень давно, первые описания разрезов сделаны еще в XIX в. такими исследователями как К. Рулье, Г. Фриерс, Г. Траутшольд, И. Ауэрбах, С.Н. Никитин, А.П. Павлов, позже дополнены и детализированы А.Н. Розановым, Д.И. Иловайским, А.П. Ивановым, Б.М. Даньшиным П.А. Герасимовым и др. Несмотря на столь долгий период изучения, многое в их строении так и осталось неясным. Отчасти это объясняется тем, что после 1952 года большая часть обнажений г. Москвы оказалась застроенной и недоступной для наблюдений, а геологическое изучение территории приобрело узкоспециализированную направленность. В последнее время в связи с интенсивным строительством некоторые классические разрезы Москвы оказались вновь доступны для наблюдений и геологического доизучения уже на новом уровне. Прежде всего, это котлован "Москва-Сити" [7] (бывший карьер "Камушки", каменоломни за Трехгорной заставой [1, 2]), стройплощадка Московского театра "Мастерская П.Н. Фоменко» (бывшие Дорогомиловские каменоломни [3]), котлован тоннельного участка Краснопресненского проспекта, совмещенный со Строгинской линией метрополитена в Крылатском (между сс. Татаровым и Троицким [6]). Эти объекты замечательны тем, что, дополняя друг друга, последовательно представляют практически весь разрез юрских отложений этой местности, начиная со среднего келловея. Настоящее сообщение посвящено описанию этого разреза с предварительным расчленением, основанным как на литологических особенностях, так и присутствии фоссилий, характеризующих определенные зоны и свиты [4, 5].

Котлован "Москва-Сити". Здесь в 1998-1999 гг. А.А. Пекиным [7], затем в 2005-2006 гг. А.А. Пекиным и А.А. Школиным наблюдалась снизу вверх следующая последовательность отложений (рис.1):

1. Песок желтовато-коричневый кварцевый, известковистый, с железистыми оолитами, и пизолитами, разнозернистый, преимущественно грубозернистый, слабоглинистый (до 5 %), в основании с гальками и валунами кремня, кварца и окремненного известняка, залегающий непосредственно на ложе каменноугольных известняков иссверленных келловейскими моллюсками камнеточцами.. Выше в нем появляются светлые округлые карбонатные стяжения, разной степени плотности, и наконец в кровле линзы и линзовидные прослои буро-серых оолитовых песчанистых мергелей и известковистых песчаников с аммонитами.. Эти породы относятся к криушской свите среднего келловея [5] по комплексу содержащихся в них фаунистических остатков. Мощность их 0-4 м.

2. Глина серая, буровато-серая с алевритовой и песчаной примесью и раковинным детритом, известковистая, слабослюдистая, неяснослоистая, внизу с железистыми оолитами, со скоплениями обломков белемнитов и мергельными гальками, в верхней части с прерывистыми прослоями конкреций серого оолитового мергеля, по фауне относится к великодворской свите среднего келловея [5]. Мощность 0-1,2 м. Наблюдалась только в северной стенке котлована.

3. Глина серая и светло-серая, иногда с буроватым оттенком, с пиритизированными растительными остатками, с раковинным детритом, фосфоритовыми и мергелистыми конкрециями, содержащими железистые оолиты, относится, по-видимому, к подосинковской свите [5]. Мощность 0-1 м. Отмечалась только в северной стенке котлована.

Стройплощадка Московского театра "Мастерская П.Н. Фоменко".. На протяжении 2006 г. всеми авторами сообщения наблюдались отдельные обнажения в стенках котлована, составившие следующий разрез, продолжающий предыдущий (рис.1): 4. Глина серая, прослоями темно-серая, с буроватым оттенком, алевритистая, биотурбированная, с обилием ходов, плитчатая, участками битуминозная, с однорядными прослоями фосфатных конкреций, обломками частично пиритизированной древесины, аммонитами. По комплексу содержащихся фаунистических остатков соответствует подмосковной свите среднего оксфорда. Основание свиты не наблюдалось. Видимая мощность 2 м. По данным бурения ниже присутствует, по крайней мере, криушская свита.

5. Глина светло-серая сильно алевритистая, с обилием ходов биотурбитов ("фукоидная"[5]). В ее основании на неровной поверхности залегает прослой (0,15-0,3 м) буровато-зеленой битуминозной алевритистой глины с примазками глауконита, с большим количеством микро- и макрофауны и их обломков, в том числе и аммонитов. Аналогичные линзы встречаются и выше. Относится к коломенской толще верхнего оксфорда. Мощность 0,8-1 м.

6. Глина темно-серая до сажисто-черной, алевритистая, с глауконитом, сильно слюдистая, мелкоплитчатая, с обилием стяжений пирита и пиритовыми ходами, с раковинным детритом, кусками древесины, давлеными аммонитами, содержит 2 однорядных прослоя продолговатых конкреций фосфоритов (5-10 см). Содержит пиритизированные линзы с мелкой фауной. Соответствует ермолинской свите верхнего оксфорда [5]. Мощность 4-4,6 м.

7. На размытой поверхности, в углублениях, отмечается серая сланцеватая порода с мелкими галечками и гравием фосфоритов, выше сменяющаяся глауконит-кварцевым глинистым песком, тонкозернистым, слюдистым, в разной степени насыщенным стяжениями фосфоритов разных генераций и разного размера, песчанистых и глинистых, с аммонитами. В кровле – конденсированный прослой фосфоритовых желваков и галек с обильной фауной зоны Dorsoplanites panderi (0,1-0,15 м).. Отвечает костромской свите[5].Мощность 0,25-0,45 м.

8. Песок темно-серый с зеленым оттенком, мелкозернистый глауконит-кварцевый с мелкими рыхлыми стяжениями фосфорита, выше переходящий в сплошной фосфоритовый слой (0,15 м) с редкими мергелевыми линзами с большим количеством глауконита, обильной фауной зоны Virgatites virgatus. Линзовидно развита фосфоритовая плита. Еще выше наблюдаются зеленые пески с прерывистыми прослоями перламутрового раковинного детрита и белемнитов.. Относится к егорьевской свите [5]. Мощность 0,5-1 м.

9. Алеврит и песок тонкозернистый темно-серый глауконит-кварцевый, сильно слюдистый, глинистый, выше переходящий в черную сильно алевритистую глину. Содержит белемниты и крупные давленые аммониты. Соответствует филевской свите [5]. Мощность 2-4 м.

Три последних пачки отвечают средневолжскому подъярусу волжского яруса.

Котлован тоннельного участка Краснопресненского проспекта, совмещенный со Строгинской линией метрополитена в Крылатском. В течение 2005-2006 гг. авторами регулярно наблюдались обнажения в стенках котлована, сложившиеся в единый непрерывный разрез от ермолинской свиты верхнего оксфорда до нижнемеловых отложений (рис.1). В Крылатском нижняя его часть построена аналогично предыдущему разрезу. Выше идут следующие пачки:

10. Песок темный серо-зеленый мелкозернистый глауконит-кварцевый глинистый с желвачками песчанистых фосфоритов, с возрастанием мощности по простиранию на восток (через 300 м) переходит в линзы фосфатных песчаников с макрофауной (в основном брахиопод и аммонитов зоны Epivirgatites nikitini). Присутствуют также неопределимые фрагменты древесины. Мощность слоя 0,1-0,25 м.

11. Песок темно-серый до черного, со слабым зеленоватым оттенком, мелкозернистый, глаукониткварцевый, сильно глинистый, слюдистый, возможно алевритистый, с мелкими фрагментами раковинной фауны, часто перламутровой, древесины, со стяжениями песчаных фосфоритов, иногда сгруженных в прослои (0,3 м), с линзами фоссилий зоны Kachpurites fulgens (до 0,1м). Мощность 1,2 -3,5 м.

12. Песок темно-зеленый, мелкозернистый, глауконит-кварцевый, внизу с большим количеством глауконита, слюдистый, возможно алевритистый и глинистый, в разной степени насыщенный песчанистыми стяжениями коричневых фосфоритов. Большая часть из них представляют собой ядра брахиопод и бухий (некоторые с раковинами), другие неопределимой формы. Присутствуют также аммониты зоны Craspedites subditus. В средней части пачки песок светлеет, стяжений меньше, затем они вновь концентрируются в прослой (0,5-1 м). Верхняя часть песков (0,5-1 м) заметно светлее (светло-серые), количество стяжений и содержание глауконита постепенно падает до 0. Общая мощность 3-4,5 м.

Эти три пачки составляют лопатинскую свиту среднего-верхневолжского подъярусов [5].

13. Песок светло-серый до белого и желтый с ожелезнеными прослоями, мелкозернистый, кварцевый, слюдистый, участками сцементирован, безфосфатный и без фауны, прослоями биотурбирован, особенно хорошо заметны ходы в самой верхней части. Нижняя граница резкая, с небольшими неровностями. Пачка видимо соответствует кунцевской толще верхневолжского подъяруса волжского яруса [5] и завершает разрез юры. Мощность 4-6 м.

На ней по отчетливой неровной границе залегает прослой желваков фосфоритов, черных, иногда коричневатых, с поверхности светлых ожелезненых, различной степени окатанности, размером от 2


145

до 20 см, содержащих аммониты зоны Riasanites rjasanensis, в песке рыжего цвета, различных оттенков, мелкозернистом, кварцевом, мощностью 0,1-0,2 м.

Опираясь на приведенные данные, появляется возможность изучения и стратиграфического расчленения отложений классических разрезов на современном уровне, а также уточнение некоторых возрастных границ.

#### Литература

1. Герасимов П.А. Юрская система.. Геология СССР. Т. IV. Центр европейской части СССР: Геологическое описание. М.: Недра, 1971. 742 с.

2. Герасимов П.А., Митта В.В., Кочанова М.Д., Тесакова Е.М. Ископаемые келловейского яруса Центральной России. М.: Изд-во ВНИГНИ – МосГорСЮН, 1996. 127 с.

3. Даньшин Б.М. Геологическое строение и полезные ископаемые Москвы и ее окрестностей. М.: Издво МОИП, 1947. 305 с.

4. Объяснительная записка к унифицированной стратиграфической схеме юрских отложений Русской платформы. СПб.: ВНИГРИ, 1993. 71 с.

5. Олферьев А.Г. Стратиграфия юрских отложений Московской синеклизы // Юрские отложения Русской платформы. Л.: ВНИГРИ, 1986. – С. 48-61.

6. Павлов А.П. Геологический очерк окрестностей Москвы. М.: Изд-во МОИП, 1946. 82с.

7. Пекин А.А. Детальное литолого-стратиграфическое описание касимовских отложений по котловану «Москва-Сити» (г. Москва) // Геологический вестник центральных районов России. 2002. № 1. С. 7-18.

Рис. Схема сопоставления описанных разрезов

I - Котлован "Москва-Сити"; II - Стройплощадка Московского театра "Мастерская П.Н. Фоменко"; III - Котлован тоннельного участка Краснопресненского проспекта, совмещенный со Строгинской линией метрополитена в Крылатском.

<sup>1-</sup> известняки; 2- известковистость; 3- мергелевые конкреции и прослои; 4- кремневые гальки и плитки; 5- желваки и гальки фосфоритов; 6- конкреции пирита; 7- пески; 8- песчаники; 9- глауконит; 10- алевриты; 11- глины; 12- фрагменты древесины; 13- фаунистические остатки: аммониты, белемниты, бухии, брахиоподы.



# А.Г. Маникин<sup>1</sup>, О.П. Гончаренко<sup>1</sup>, С.В. Астаркин<sup>1</sup>, А.В. Жабин<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Саратовский госуниверситет (СГУ), геологический факультет, Саратов, Россия, e-mail: mag1983@list.ru <sup>2</sup>Воронежский госуниверситет (ВГУ), геологический факультет, Воронеж, Россия, e-mail:

Zhabin@geol.vsu.ru УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ОТЛОЖЕНИЙ ВОЛЖСКОГО ЯРУСА СРЕДНЕ-ГО ПОВОЛЖЬЯ (ВОСТОЧНАЯ ЧАСТЬ РУССКОЙ ПЛИТЫ)

A.G. Manikin<sup>1</sup>, O.P.Goncharenko<sup>1</sup>, S.V.Astarkin<sup>1</sup>, A.V.Zhabin<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Saratov State University, geological faculty, Saratov, Russia; <sup>2</sup>Voronezh State University, geological faculty, Voronezh, Russia

Depositional conditions of the Volgin deposits of the Middle Volga area (eastern part of the Russian Plate)

Верхнеюрские отложения волжского яруса распространены на незначительной части Русской плиты и устанавливаются с различной степенью сохранности. Интерес к отложениям волжского яруса, история изучения которых насчитывает более ста лет, определяется несколькими факторами: прежде всего их литологическими особенностями (присутствие в разрезе горючих сланцев, фосфоритовых и глауконитовых горизонтов), а также стратиграфическим положением самого волжского яруса [4]. Он занимает пограничное положение между юрой и мелом. До настоящего времени нет единого мнения о границе между юрской и меловой системами, этот вопрос требует дальнейшего изучения. Последнее объясняет актуальность исследования волжских отложений и выявления условий их формирования.

Материалом данного сообщения послужили результаты изучения разрезов волжских отложений Среднего Поволжья (междуречье рек Суры и Волги и Саратовского Правобережья) (рис. 1). С целью выявления условий седиментации в палеобассейне восточной части Русской плиты проведены детальные минералого-петрографическое исследования отложений. Для достижения поставленной цели и решения основных задач использовались: рентгеноструктурный анализ пелитовой фракции, определение гранулометрического состава пород и минерального состава тяжелой фракции.

Известно, что на территории Среднего Поволжья в волжское время существовал бассейн, имеющий форму пролива между северным и южным морями. Формирование осадков проходило на регрессивной стадия развития палеобассейна [2]. В волжском ярусе выделяются три подъяруса.

**Нижневолжский подъярус.** Отложения данного интервала встречаются в разрезах Нижегородской (с. Мурзицы), Ульяновской (Городищи) и Самарской (Кашпир) областях. Южнее Самарской области в Поволжье данные отложения полностью отсутствуют. Нижневолжские отложения на большей части палеобассейна характеризовались преобладанием пелитовых фракций, алевритовые и песчанистые составляющие встречаются в основном в виде примеси в глинистых породах. Минеральный состав пелитовой фракции в изученных разрезах остается практически постоянен: присутствуют смектиты и смешанослойные минералы (с 20 - 40% слоев слюдистого типа), каолинит и гидрослюды. В подчиненном количестве отмечается хлорит с различной степенью дефектности структуры. В качестве примесей отмечаются кварц, кальцит и полевые шпаты. На долю терригенной фракции приходится не более 2% (рис. 2).

Средневолжский подъярус. Средневолжские отложения в полном объеме устанавливаются в центральной части палеобассейна в разрезах Ульяновской (с. Городище) и Самарской (п. Кашпир) областей. Южнее к Саратовскому Поволжью в районе пос. Дубки (к северу от Саратова) волжские отложения частично сохранились и представлены конденсированной толщей песков с горизонтами сидеритовых и фосфоритовых конкреций относятся средневолжскому подъярусу [1]. Севернее к Нижнему Новгороду средневолжские отложения представлены в основном серыми глинами. Спецификой в целом является присутствие в разрезе битуминозных сланцев, которые чередуются с прослоями серых глин и алевролитов. Минеральный парагенезис пелитовой фракции отличается от нижневолжских глинистых пород увеличением содержания каолинита и хлорита. В качестве примесей присутствуют в основном кварц, кальцит и в меньшей степени полевые шпаты. Доля терригенной фракции изменяется от 5 до 50

Рис. 1. Палеогеографическая схема волжского палеобассейна Среднего Поволжья (по В.А. Гроссгейму с дополнениями авторов)

Условные обозначения: 1. местоположение изученных разрезов, 2. северная часть палеобассейна, 3. южная часть палеобассейна, 4. граница волжского палеобассейна.

% (рис. 2). Необходимо отметить факт присутствия по всему разрезу глауконитов [3]. Содержание их в породах различное: от единичных зерен до 70 %. Причем отмечается четкая закономерность в увеличении количества глауконитов в верхней части средненеволжских отложений залегающих над чередующейся пачкой глин и сланцев





(глауконитовый песчаник – Самарская область, гравийно-песчаная толща кварц-глауконитового состава – Саратовская область, кварц-глауконитовый песок - Ульяновская и Нижегородская области)

Верхневолжский подъярус. Отложения распространены только в северной и центральной части палеобассейна. Во всех изученных разрезах отложения представлены конденсированной песчаной пачкой в основании с фосфоритовыми и глауконитовыми стяжениями. Они являются пограничными между юрой и мелом и входят в объем валанжинской плиты (рис. 2). В верхневолжских песчаниках и песках (нижняя часть валанжинской плиты) встречаются горизонты песчаника, обогащенного скоплениями глауконитового материала (концентрация глауконитов – до 75-80 %).

Таким образом, формирование отложений волжского яруса связано с регрессивной стадией развития палеобассейна, которая периодически осложнялась эвстатическими колебаниями уровня моря. Полученные результаты исследований свидетельствуют о том, что осадконакопление в пределах палеобассейна Среднего Поволжья проходило прерывисто в условиях различного гидродинамического режима, меняющегося не только по вертикали, но и по площади бассейна:

Для нижневолжского бассейна по всей акватории отмечаются спокойные условия осадконакопления.

В средневолжское время единый морской бассейн существовал только вначале. При этом бассейн был мелководным, на что указывает большое содержание терригенных и аллотигенных минералов в породах. В дальнейшем в средневолжское время произошло, видимо разделение единого палеобассейна на две части за счет воздымания Жигулевского вала, о чем свидетельствуют и различные условия формирования осадков. Для средневолжского бассейна Саратовского и Самарского Правобережья характерны скорее всего более спокойные условия седиментации, тогда как для Ульяновского палеобассейна отмечается более активные гидродинамические условия формирования осадков. Отложения, сформированные в пределах центральной и южной частей палеобассейна, характеризуются наличием в надсланцевой толще в разрезе п. Кашпира (Самарская область) глауконитовых песков и песчаников, которые коррелируются с одновозрастными отложениями в разрезе п. Дубки (Саратовская область), представленные глауконитовой гравийно-песчаной толщей. Однако в последствии средневолжские отложения Саратовского Правобережья были сконденсированы вследствие неравномерного поднятия территории. Образование глауконитового песчаника в основании валанжинской плиты связано, скорее всего, с миграцией органического вещества из подстилающихся средневолжских сланцев. Органическое вещество могло служить, как известно, своеобразным катализатором и источником энергии при образовании глауконитов.

Верхневолжский бассейн, судя по распространенности отложений и данным палеонтологических исследований, развивался на территории Среднего Поволжья только в ее северной части и соединялся с Прикаспийским морским бассейном узким проливом.

Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ 06-05-64284.



#### Юрская система России: проблемы стратиграфии и палеогеографии

Рис. 2. Сводные литологические колонки отложений волжского яруса Среднего Поволжья. Условные обозначения: 1- глина, 2 – горючие сланцы, 3 – песчаники, 4 – график содержания псаммитовой фракции.

Литература

Барабошкин Е.Ю., Архангельский М.С., Гужиков А.Ю., и др. (2001) О строении волжского яруса в окрестностях г. Саратова // Труды НИИ геологии СГУ. Нов. Серия. Т.VIII С.62-68.

Гроссгейм В.А. (1972) Терригенное осадконакопление в мезозое и кайнозое европейской части СССР. Л.: Недра. 245 с.

Николаева И.В. (1977) Минералы группы глауконита в осадочных формациях. Новосибирск: Наука. 321 с.

Сазонова И.Г. (1977) Аммониты пограничных слоёв юрской и меловой систем Русской платформы // Тр. ВНИГНИ. Вып.185. 128 с.

Маникин А.Г. Гончаренко О.П. Астаркин С.В. (2007) Седиментационная модель формирования отложений волжского яруса // Материалы научной межведомственной конференции «Геологические науки» Саратов, 2007. С.10-11.

# А.Г. Маникин<sup>1</sup>, М.В. Пименов<sup>1</sup>, О.П. Гончаренко<sup>1</sup>, С.Ю. Маленкина<sup>2</sup>, А.Ю. Гужиков<sup>1</sup>, С.В. Астаркин<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Саратовский госуниверситет (СГУ), геологический факультет, Саратов, Россия, e-mail: mag1983@list.ru

<sup>2</sup>Геологический институт РАН, Москва, Россия, e-mail: maleo@mail.ru

ПРЕДВАРИТЕЛЬНЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ ТЕРРИГЕННО-МИНЕРАЛОГИЧЕСКИХ И ПЕТРОМАГНИТНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ ВЕРХНЕБАТСКИХ-НИЖНЕКЕЛЛОВЕЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ РАЗРЕЗА ПРОСЕК (НИЖЕГОРОДСКАЯ ОБЛАСТЬ)

A.G. Manikin<sup>1</sup>, M.V.Pimenov<sup>1</sup>, O.P.Goncharenko<sup>1</sup>, S.V.Malenkina<sup>2</sup>, A.Yu.Guzhikov<sup>1</sup>, S.V.Astarkin<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Saratov State University, geological faculty, Saratov, Russia; <sup>2</sup>Geological Institute of RAS, Moscow, Russia Preliminary results of the terrigenous-mineralogical and pertomagnetic investigations Предварительные результаты терригенно-минералогических и петромагнитных исследований верхнебатских-нижнекелловейских отложений разреза Просек (Нижегородская область)

Изучение границы бата и келловея Европейской России в настоящее время особенно актуально по нескольким причинам. После обнаружения морских отложений бореального верхнего бата в Среднем Поволжье, первоначально в Нижегородской области [1,2,7] и, впоследствии, в Мордовии [4-6, 10], содержащих, преимущественно, восточно-гренландский комплекс аммонитов, появилась возможность решения ряда трудноразрешимых стратиграфических задач. К числу последних относятся уточнение и детализация стратиграфии отложений вблизи бат-келловейской границы в Европейской России, осуществление прямой корреляции аммонитовых последовательностей Восточной Гренландии и суббореальных областей, повышение точности бореально-тетической корреляции и совершенствование стандартной шкалы Панбореальной надобласти (бореального стандарта [3] или бореального вторичного стандарта [8-9].

Юрские отложения Лысковского района располагаются на изгибе правого берега Волги и представляют собой эрозионный останец вытянутой формы между с. Просек и с. Исады. Подошва юры начинается приблизительно от абсолютной отметки 160 м и подстилается верхнепермскими отложениями. Обнажения юры наблюдаются в нескольких оврагах берегового склона и в карьере вблизи с. Просек.

Пограничные отложения представлены двумя довольно плавно сменяющих друг друга пачками слоёв: нижняя батская пачка слоёв представлена в значительной степени песчанистыми отложениями, перекрывающая их келловейская пачка представлена глинисто алевритовыми породами.

#### Минералогические исследования

Изучена гранулометрия, минеральный состав тяжелой фракции и определены типы пород верхнебатских и нижнекелловейских отложений. Изменения гранулометрического состава пород по изученному разрезу представлены на рис. 2; сведения о минеральном составе тяжелой фракции и значениях коэффициентов устойчивости минералов даны в таблицах 1 и 2, соответственно.

По результатам гранулометрического анализа в изученном разрезе намечается четыре интервала, каждый из которых характеризуется преобладанием фракций определенной размерности (рис. 1). Так, для интервала I (обр. 1-12), соответствующего верхнему бату, характерно преобладание песчанистой фракции (0,1-1,0 мм) от 30 до 52 %. Вышележащие интервалы II-IV характеризуют нижнекелловейские отложения. Интервал II (обр. 13-23), в основании которого залегает алевритовая глина, фиксируется по резкому увеличению фракции размерностью < 0,04 мм (до 90 % в подошве и в кровле, и до 40-70 % в остальной части пачки). Интервал III (обр. 24-33), в целом, также отмечен преобладанием частиц с размерностью < 0,04 мм (от 40 до 80-85%). Верхний интервал IV устанавливается по увеличению процент-

ного содержания частиц с размерностью < 0,04 мм от 85 до 92 % (обр. 36-37).

Минеральный состав тяжелой фракции установлен в семнадцати образцах на различных уровнях разреза. При изучении минерального состава тяжелой фракции установлено, что независимо от гранулометрического состава пород наибольшее содержание выходов тяжелой фракции приходится на размерность 0,04 – 0,08 и 0,08 – 0,1 мм. Тяжелая фракция представлена как устойчивыми, так и неустойчивыми минералами с преобладанием, в основном, устойчивых. Согласно результатам, представленным в таблице 1, в распределении минералов по разрезу наблюдаются определенные закономерности. Циркон, рутил, турмалин, дистен, анатаз, ильменит, лейкоксен и эпидот встречаются практически во всех изученных образцах. Иначе ведут себя гранаты, ставролит, сфен, амфиболы и пироксены; частота их встречаются и составляет не более 50%, а их содержание в пробе – не превышает 0,5 %.

Анализ количественного соотношения минералов тяжелой фракции позволил выделить в изученном разрезе также четыре интервала, которые соответствуют интервалам, намеченным по результатам гранулометрического анализа пород.

В интервале I (обр. 1-12) на долю циркона приходится 35-40 %, содержание рутила изменяется от 7 до 10 %, лейкоксена - от 1,5 до 3,5 %, ильменит в среднем составляет 12-13 %, гранаты присутствуют только в этом интервале в количестве 0,01-05 %, лимонит не превышает 1 %, эпидот составляет 31 % в среднем, а амфиболы и пироксены содержатся в количестве 0,01-0,5 %.

Интервал II отличается низкими содержаниями устойчивых минералов (циркон резко сокращается до 4 %, количество рутила уменьшается до 0,4 %, дистен сокращается до 0,02 %). В целом для интервала характерно и увеличение доли ильменита до 23 %. Содержание эпидота также меняется по сравнению с первым интервалом в сторону увеличения до 44 %. В целом данный интервал характеризуется возрастанием роли слабоустойчивых и неустойчивых минералов. Исключение составляет 17 уровень, для которого отмечается обратная закономерность: увеличение роли устойчивых (рутил – 35 %, дистен – 4,1 %, ильменит – 31 %) и практическое отсутствие неустойчивых минералов.

Интервал III (обр. 27-35) по основным особенностям количественного соотношения минералов, подобен интервалу I, за исключением появившегося в этом интервале ставролита (до 0,12 %), а также увеличением лейкоксена (до 4%), анатаза (до 0,6 %), дистена (до 3 %) и сокращением эпидота в пробах (до 20 %).

В интервале IV вновь сокращается содержание рутила, турмалина, дистена, ильменита и увеличивается концентрация эпидота.

Коэффициент неустойчивости минералов, рассчитанный как отношение суммы неустойчивых к сумме устойчивых минералов (рис. 1), изменяется по разрезу, повторяя закономерности, установленные на основании результатов гранулометрического анализа пород и состава минералов тяжелой фракции. Для первого интервала среднее значение коэффициента равно 0,5, тогда как во втором оно увеличивается до 0,8 (за исключением 17 уровня – 0,0002), в третьем интервале среднее значение коэффициента равно 0,4, а в четвертом – 0,6.

Таким образом, результаты гранулометрического анализа пород и минеральный состав тяжелой фракции позволяют уверенно выделять в разрезе четыре интервала, два из которых (I и III) имеют сходство по преобладанию устойчивых минералов в составе тяжелой фракции пород. Второй интервал характеризуется максимальной литологической неоднородностью. Здесь отмечается увеличение роли неустойчивых минералов в тяжелой фракции, за исключением образца 17, для которого характерно максимальное содержание в породе устойчивых минералов и минимальное – неустойчивых, в отличие от всего интервала.

#### Петромагнитные исследования

Результаты петромагнитных исследований, полученные на данном этапе, включают в себя сведения о магнитной восприимчивости (K), приросте магнитной восприимчивости после нагрева в воздушной среде до 500оС (dK) в течение часа, остаточной намагниченности насыщения (Jrs), остаточной коэрцитивной силы (Hcr), а также данные дифференциального термомагнитного анализа (ДТМА). Для получения кривых ДТМА использовался термоанализатор магнитных фракций ТАФ-2 в геофизической лаборатории «Борок» ОИФЗ РАН, остальные петромагнитные определения выполнены в учебнонаучной лаборатории Петрофизики СГУ. Измерения магнитной восприимчивости проведены непосредственно на обнажении с помощью каппометра ПИМВ и продублированы в лабораторных условиях на каппометре конструкции Зотова.

Судя по результатам ДТМА и опытов магнитного насыщения, главным носителем намагниченности в исследуемых отложениях является магнетит. Его наличие надежно диагностируется по резкому спаду намагниченности в районе точки Кюри Fe3O4 - 580oC (рис. 3a) и по относительно низким значениям поля насыщения (Hs = 180-250 мTл) и коэрцитивной силы (Hcr = 40-50 мTл) (рис. 1), свидетельствующими о наличии магнитомягкой фазы. Отрицательные пики на кривых ДТМА в районе 150-250oC (рис. 2a) связаны с гидроокислами железа. Величина К зависит, в первую очередь, от содержания ферромагнитных и парамагнитных минералов в породе. Jrs определяется концентрацией только ферромаг-



нитной фракции, в данном случае, в основном, концентрацией магнетита. Нсг зависит от размерности и степени окисленности магнетитовых зерен.

Исследуемые породы обладают слабой естественной магнитностью (К =10-30.10-5ед. СИ) и по магнитной восприимчивости практически не дифференцируются (рис. 1). Остаточная коэрцитивная сила варьирует, в основном, от 40 до 50 мТл и также, в целом, не обнаруживает значимой дифференциации по разрезу, за исключением интервала минимальных значений Нсг (40-42,5 мТл), соответствующего верхам слоя 9 (низы биогоризонта elatmae, обр. 28-32).

На графике Jrs отчетливо проявлен тренд к убыванию остаточной намагниченности насыщения снизу-вверх по разрезу. Верхнебатские отложения отмечены максимальными величинами Jrs (1785-4320.10-3А/м), келловейским отложениям свойственны наиболее низкие значения Jrs (990-2000.10-3А/м). Подошва келловея (слой 6 и низы слоя 7, биогоризонты breve и frearsi, обр.13-18) характеризуются промежуточными величинами петромагнитного параметра (200-2750.10-3А/м).

При сопоставлении петромагнитных данных с результатами гранулометрического анализа обнаруживается, что распределение Jrs значимо коррелирует с количеством зерен в породе с размерностью 0,1-0,16 мм. Это обстоятельство позволяет сделать вполне однозначный вывод о том, что основная часть ферромагнитной фракции сосредоточена в частицах именно этой размерности. Практическое отсутствие ферромагнетиков в тонкодисперсной фракции надежно подтверждается значимой обратной корреляцией между величинами Jrs и количеством частиц < 0,04 мм.

Параметр dK связан с наличием в отложениях сульфидов или карбонатов железа, которые при нагреве образцов до 500оС превращаются в сильномагнитный магнетит. По кривым ДТМА на трех уровнях в разрезе (обр.11, 22 и 24) зафиксировано наличие пирротина по возрастанию намагниченности в районе 300-350оС (рис. 26). Наличие пирита фиксируется по возрастанию намагниченности после 380-450оС во многих образцах (рис. 2в), однако повышение магнитной восприимчивости (от 18 до



200.10-5ед.СИ) имеет место далеко не во всех случаях. Очевидно, что высокие значения dK фиксируют образцы, в наибольшей степени обогащенные сульфидами железа. В остальных образцах фиксируются отрицательные величины dK (до -10.10-5ед.СИ), что связано с окислением магнетитовых зерен. Повторный эксперимент по нагреву образцов-дублей с последующими измерениями их магнитной восприимчивости (пунктирный график dK на рис.2) показал крайне неравномерную внутрипластовую концентрацию пиритовых и пирротиновых частиц, поскольку видимо значительная часть пиритовых и пирротиновых частиц уничтожена процессами окисления. Этим эффектом, вероятно, и объясняются низкие значения dK, наряду с неравномерным распределением тонкодисперсных сульфидов железа внутри пласта.

Выводы

1. По результатам изучения тяжелой фракции, гранулометрического анализа и петромагнитных данных разрез подразделяется на 4 пачки, соответствующих различным этапам развития палеобассейна. На границах этих пачек происходят наиболее резкие изменения в соотношении неустойчивых и устойчивых минералов, в гранулометрическом составе и в распределении петромагнитных характеристик (рис. 1). Поэтому все рубежи, разделяющие пачки, являются, безусловно, значимыми с точки зрения цикличности седиментации. Границы между пачками I и II, III и IV совпадают с подошвами глинистых слоев и легко опознаются в разрезе, граница пачек II и III расположена внутри слоя 8 и не была зафиксирована при визуальном описании.

2. Своеобразие 17 уровня (II пачка), для которого харак-

Рис. 2. результаты дифференциального термомагнитного анализа (ДТМА): **а** – кривые ДТМА по образцам с магнетитом; **б** – кривые ДТМА по образцам с пиритом; **в** – кривые ДТМА по образцам с пиритом и пирротином. терно максимальное содержание в породе устойчивых минералов в отличие от всего интервала, характеризующегося в целом увеличением роли неустойчивых минералов, объясняется, возможно, перерывом в осадконакоплении.

3. Ферромагнитная фракция в разрезе представлена в основном частицами магнетита размерностью 0,1-0,16 мм. Зафиксированные при изучении под бинокуляром угловатые очертания и различная степень окатанности зерен не оставляют сомнений в терригенном генезисе Fe3O4. Магнетитовые зерна практически не окислены, что свидетельствует о близости источника сноса. Изменения на графике остаточной намагниченности насыщения обусловлены различными концентрациями магнетита и, следовательно, отражают вариации интенсивности терригенного сноса в палеобассейн.

Работа выполнена при финансовой поддержке грантов РФФИ №06-05-64284 и МК-760.2007.05.

### Литература.

1. Гуляев Д.Б., Киселев Д.Н. (1999а) Бореальный морской бат Среднего Поволжья (аммониты и стратиграфия) // Стратиграфия. Геол. корреляция. Т. 7. № 3. С. 79-94.

2. Гуляев Д.Б., Киселев Д.Н. (1999б) О морском бореальном верхнем бате в центре Русской равнины // Докл. АН. 1999. Т. 367. №1. С. 95-98.

3. Захаров В.А., Богомолов Ю.И., Ильина В.И., и др. (1997) Бореальный зональный стандарт и биостратиграфия мезозоя Сибири // Геология и геофизика. Т.38. №5. С. 927-956.

4. Митта В.В. (2004) К эволюции аммонитов и стратиграфии пограничных отложений бата и келловея в бассейне Волги // Экосистемные перестройки и эволюция биосферы. Вып. 6. М.: ПИН РАН. С.125-136.

5. Митта В.В. (2005) Зона Paracadoceras keuppi – новая зона верхнего бата Русской платформы // Материалы первого Всерос. совещания "Юрская система России: проблемы стратиграфии и палеогеографии". М.: ГИН РАН. С. 158–160.

6. Митта В.В. (2006) О границе бата-келловея в бореальной шкале // Палеонтология, биостратиграфия и палеогеография бореального мезозоя: Материалы науч. сес., г. Новосибирск, 26–28 апр., 2006 г. Новосибирск: Академическое изд-во "Гео". С. 115-117.

7. Митта В.В., Стародубцева И.А. (1998) Полевые работы 1998 г. и биостратиграфия нижнего келловея Русской платформы // VM-Novitates. № 2. 20 с.

8. Callomon J.H. (1993) The ammonite succession in the Middle Jurassic of East Green-land // Bull. geol. Soc. Denmark. Vol. 40. P. 83-113.

9. Callomon J.H. (2003) The Middle Jurassic of western and northern Europe: its subdivisions, geochronology and correlations. In: Ineson J.K. & Surlyk, F. (eds): The Jurassic of Denmark and Greenland // Geological Survey of Denmark and Greenland Bulletin. № 1. P. 61-73.

10. Mitta V.V. (2005) Late Bathonian Cardioceratidae (Ammonoidea) from the Middle Reaches of the Volga River // Paleontological Journ. V. 39. Suppl. 5. P. 629-644.



## В.Н. Манцурова, В.Е. Смирнов

## Ин-т ООО "ЛУКОЙЛ-ВолгоградНИПИморнефть", Волгоград, Россия, e-mail: geo@t-k.ru СТРАТИГРАФИЯ И КОРРЕЛЯЦИЯ ЮРЫ РАКУШЕЧНОЙ ПЛОЩАДИ СЕ-ВЕРНОГО КАСПИЯ

## V.N. Mantsurova, V.E. Smirnov

"LUKOIL-VolgogradNIPImorneft" Inst., Volgograd, Russia, e-mail: geo@t-k.ru Jurassic stratigraphy and correlation of the Rakushechaya area in the North Caspian Sea

На Ракушечной площади Северного Каспия к настоящему времени закончены бурением три поисково-разведочные скважины. Наиболее полный разрез вскрыт скважиной № 1, в разрезе которой среднеюрские отложения с большим стратиграфическим и угловым несогласием залегают на образованиях нижнего триаса. Углы падения пластов юрских пород не превышают 5-10<sup>0</sup>, в то время как углы падения нижнетриасовых пород составляют 40-45<sup>0</sup>. Расчленение разреза проводилось на основе комплексирования биостратиграфических, литологических, промыслово-геофизических и сейсмогеологических данных, а также корреляции с изученными разрезами скважин акватории Каспия. Максимальная мощность юры составляет 642 м в скв. 1-Ракушечная, что значительно меньше, чем в близко расположенной скважине 1-Широтная (923 м). В последней скважине раннетриасовый (позднеоленекский) возраст пород установлен В.А.Гавриловой по аммонитам Pseudoceltites ex gr. subdimorphus (Kipar.) и Dinarites sp.[1].

Границе юрских отложений с подстилающими нижнетриасовыми образованиями соответствует отражающий сейсмический горизонт J-T. Это отражение формируется на границе перехода от песчаноглинистых отложений средней юры к плотным терригенным отложениям триаса, где величина интервальной скорости достаточно резко меняется с 4100 до 4800 м/с, а плотность с 2,56 до 2,62 г/см3. На сейсмических разрезах и на синтетической сейсмограмме этой границе соответствует отражение положительной полярности средне- или слабоамплитудное.

Средняя юра (до 530 м) представлена образованиями байосского и келловейского ярусов.

Байосский ярус (мощностью до 490 м) представлен толщей переслаивания песчаников, алевролитов и аргиллитоподобных глин. Для них характерна литологическая изменчивость состава пород, причем снизу вверх по разрезу глинистость пород возрастает. Возраст отложений подтвержден E.H.Здобновой спорово-пыльцевыми спектрами, выделенными в скважине № 2 (из шлама с глубин 1500, 1535, 1545, 1650, 1660, 1730 м). В палинокомплексе преобладают гладкие трехлучевые споры Cyathidites+Coniopteris+Leiotriletes, составляя в совокупности 36-46%, распространены Obtusisporites junctus (К.-М.) Рососк - 2-5%, Neoraistrickia rotundiforma (К.-М.) Е. Semen. - 2-4%, Selaginella cuspidataeformis Jarosch. – 0-1%, Gleicheniidites sp. - 0,5-1% и др. Пыльцевая часть комплекса представлена преимущественно таксонами: Disaccites - 1-6%, Inaperturopollenites bullulinaeformis (Mal.) Kosen. – 2-16%, I.magnus (Pot.) Thom. & Pflug - 1-2%, Ginkgocycadophytus – 4-14 %, Classopollis - 0-4. Coorthoueние основных таксономических групп, а также присутствие Neoraistrickia rotundiforma и Selaginella cuspidataeformis свидетельствует о байосском возрасте вмещающих пород. Ранее аналогичные палинокомплексы были выделены в скважинах Широтной площади (скв. 1, инт. 2282-2290, 1966-1981,25 м; скв. 2, инт. 1900-2013 м) [1].

Келловейский ярус (21-40 м) сложен толщей переслаивания песчаников, алевролитов и аргиллитоподобных глин, причем в скважинах 1 и 2 преобладают глины, а в скв. 4 – песчаники и алевролиты. Возраст отложений подтвержден Е.В.Богуславской комплексом фораминифер из шлама скв. 2-Ракушечная (в интервале 1465-1480 м): Pseudolamarckina rjasanensis (Uhlig), Lenticulina sculotraeformis Gof., L.tumida Mjatl., L. cf. simplex (Kubl.et Zw.) и др., характерных для келловея. Также из шлама на глубине 1480 м Е.Н.Здобновой выделен спорово-пыльцевой спектр келловейского возраста с абсолютным доминированием Classopollis classoides: C.classoides Pflug emend. Рососк & Jans. - 80%, Deltoidospora+Leiotriletes - 16%, Coniopteris sp. - 10%, Leiotriletes spp. - 2%, Toroisporis vulgaris (Mal.) Barch. - 1,5%, T. cf. minortorus Krutzsch. - 1,5% и др.

Келловейский возраст отложений также подтвержден комплексами фораминифер и миоспор в скв. 2-Широтная (инт. 1898-1902; 1840-1845,4; 1843,45-1844,45 м) [1].

На синтетической сейсмограмме границе келловейских и верхнеюрских отложений соответствует отражение положительной полярности средне- или слабоамплитудное, которое и было прослежено как отражающий сейсмический горизонт  $J_2k$ . Это отражение формируется вблизи перехода терригеннокарбонатных отложений верхней юры к терригенным образованиям средней юры. По каротажным данным сейсмические отражения образуются на границе перехода от глин к плотным песчаникам, где происходит скачок интервальных скоростей с 3180 до 3850 м/с, причём плотность меняется в сторону увеличения очень незначительно - с 2,45 до 2,55 г/см<sup>3</sup>.

На келловейских отложениях залегают образования верхней юры (мощностью 42-112 м), представленные оксфордским, кимериджским и волжским ярусами, из которых только оксфордский ярус установлен во всех скважинах.

Оксфордский ярус (35-46 м) по результатам изучения шлама и керна имеет двучленное строение. В скв. 1-Ракушечная нижняя часть разреза сложена глинами с прослоями мергелей вверху, а верхняя – известняками; т.е. строение разреза в целом аналогично Широтной площади [1]. В скважинах 2 и 4 наоборот, нижняя часть разреза представлена преимущественно карбонатами - переслаиванием серых, шламово-пелитоморфных, неравномерно глинистых известняков и мергелей с отдельными прослоями карбонатных песчаников а верхняя часть представлена аргиллитами серыми, алевритовыми, слабо известковистыми. В кровельной части глины биотурбированные, со стяжениями пирита, раковинами и отпечатками пелеципод и аммонитов.

Отложения охарактеризованы керном в скв. 4-Ракушечная (1441-1662,2 м). В инт. 1458,65-1460 м определены аммониты Perisphinctes (Arisphinctes) cf. plicatilis (J.Sowerby, 1817), характерные для одноименной зоны среднего оксфорда (здесь и ниже определения аммонитов Е.Ю.Барабошкина). Выше, в инт. 1445,1-1447 м, встречены аммониты Amoeboceras (Prionodoceras) cf. serratum (Sowerby J., 1813) emend. Salfeld, 1915, характеризующие одноименную зону верхнего оксфорда.

В интервале 1444,3-1444,85 м встречен позднеоксфордский аммонит Amoeboceras (Amoeboceras) sp. (? cf. lineatum (Quenstedt, 1887)). Аммониты найдены в кровле юрских отложений, перекрытых песчаниками готерива, что доказывает отсутствие кимериджского и волжского ярусов в разрезе скв. 4-Ракушечная.

Кроме того, из глин, в инт. 1455-1458 м, Е.В.Богуславской определены фораминиферы Ammobaculites suprajurassicus dilatatus Azb., Lenticulina russiensis (Mjatl), L.munsteri (Roemer), Trochammina rotundata E. & I. Seibold, Planularia lanceolata (Schw), Glomospira variabilis (Kubler & Zw.), Haplophragmoides pygmaeus (Haeusler), Spiroplectammina bekensis Azb., Lagenammina compressa (Paalzow) и др., характерные для позднего оксфорда. В скв. 2-Ракушечная оксфордский комплекс фораминифер установлен ею из шлама в интервале 1430-1460 м: Lenticulina russiensis (Mjatl), L.bricmani (Mjatl), L.bronni (Roem.) и др.

Кимериджский ярус (0-40 м) сложен известняками с прослоями мергелей в нижней части разреза. Пачка известняков кимериджа является характерным репером в верхнеюрских отложениях, отличаясь более высокими значениями кажущегося сопротивления на кривых БК и низкой гаммаактивностью на кривой ГК. В акватории Каспия ярус был выделен преимущественно по промысловогеофизическим данным и корреляции с разрезами сопредельной суши. Палеонтологически он обоснован недостаточно, несмотря на наличие керна во многих скважинах, в том числе Ракушечной площади: скв. 1 (инт. 1494,3-1504,2 м), скв. 2 (инт. 1412-1426,4 м). В керне скв. 2-Ракушечная (инт. 1413,9-1426,4 м) Е.В.Богуславской определены немногочисленные раковины фораминифер вида Нарlорhragmium monstratum (Dain), являющегося видом-индексом фораминиферовой зоны, соответствующей на Русской платформе отложениям верхнего кимериджа. Комплекс фораминифер кимериджского возраста определен также в шламе скв. 3-Широтная (инт. 1780-1800 м) [1].

Возраст отложений в скв. 1-Ракушечной (инт. 1494,3-1504,2 м) по разным группам органических остатков определен неоднозначно, в пределах от позднего кимериджа по готерив. По фораминиферам Lenticulina ex gr. volgensis (Furs. et Poll.), L. ex gr. muensteri (Furs. et Poll.), L.improcera Kuzn., L.sp. ind. (инт. 1499,27-1501,35 м) возраст отложений определяется как поздний кимеридж-волжский (данные А.Я.Азбель); по остракодам Galliaecytheridea ex gr. punctulataeformis Lubim. (определения Н.Н.Колпенской) предполагается волжский возраст пород (инт. 1500,31-1501,35 м); по пелециподам и брахиоподам Ceratostreon ex gr. minos (Coq.) (инт. 1501,35-1502,3 м) (известны из берриаса-готерива Европы, Азии и Америки), Luppovithyris cf. kouensis (Moiss.) (инт. 1501,35-1502,3 м) (известны из нижнего готерива Копетдага и готерива Дагестана), Astarte numismalis Orb. (инт. 1494.3-1495.17 м; 1499,27-1500,31 м) и Astarte cf. numismalis Orb. (инт. 1498,25-1499.27 м) (известны из берриаса-баррема Европы и Азии), вероятно, вмещающие отложения (инт. 1494-1501,35 м) относятся к нижнему готериву (данные Т.Н.Богдановой и С.В.Лобачевой).

Обращает на себя внимание тот факт, что по микрофауне определяется юрский возраст пород: по фораминиферам - поздний кимеридж-волжский и по остракодам – волжский, а по макрофауне (брахиоподы и пелециподы) возраст вмещающих пород - раннемеловой (раннеготеривский). Таким образом, биостратиграфическое изучение разреза на этом уровне необходимо продолжить. По положению в разрезе и корреляции с разрезами других морских скважин данные отложения отнесены к кимериджу.

Волжский региоярус (0-26 м) сложен доломитами с прослоями известняков в средней части разреза и аргиллитов - в верхней части. Керном ярус охарактеризован почти полностью в скв. 1-Ракушечная (инт. 1468-1490,6 м) и представлен, в основном, доломитами буровато- и темно-серыми, тонкокристаллическими, часто каверново-пористыми и битуминозными. В верхней части, наряду с ними, встречаются серые и темно-серые доломитовые аргиллиты, а в средней – известняки буроватотемно-серые, доломитизированные, обломочно-детритовые, глинистые и известняки светло-серые, биоморфно-детритовые, плотные. Кроме того, волжские отложения охарактеризованы керном в скважинах 1 (инт. 1615-1619 м) и 2 (инт. 1585-1587,3; 1598-1609,1; 1611,04-1611,95 м) Широтной площади [1]. Несмотря на наличие керна, возраст волжских отложений не обоснован палеонтологически и установлен только по корреляции и литолого-минералогическим особенностям пород. Верхняя граница волжского яруса четко прослеживается по сейсмическим данным.

Сейсмический отражающий горизонт  $J_3v$  формируется на границе перехода от песчаноглинистых отложений нижнего мела к преимущественно карбонатным отложениям верхней юры. В кровле верхней юры в скв. 1-Ракушечная залегает пласт доломитов мощностью около 17 м. Кровля комплекса хорошо коррелируется между скважинами и отождествляется по резкому скачку скоростей с 3200 до 4600 м/с и плотностей с 2,2 до 2,4-2,6 г/см<sup>3</sup> и смещению кривой ГК в область низких значений радиоактивности. На границе комплекса формируется высокоамплитудное положительное отражение, экстремум которого расположен непосредственно вблизи кровли пласта доломита, присутствующего в большинстве скважин Северного Каспия [1].

Проведенные исследования позволили сделать ряд выводов.

В юрском разрезе палеонтологически подтверждено наличие большинства выделяемых стратиграфических подразделений. Однако границы между ярусами нуждаются в обосновании и уточнении. Недостаточное количество палеонтологических данных пока не позволяет расчленить ярусы на подъярусы. Уточнение объемов ярусов и обоснование их границ крайне важно для достоверного восстановления истории геологического развития изучаемого региона. Выявление полноты стратиграфических подразделений позволит достоверно говорить о наличии перерывов, играющих важную роль в размещении залежей УВ.

Наиболее крупные стратиграфические несогласия и перерывы установлены на нижней и верхней границах юрской системы. Наличие несогласий и перерывов доказывается присутствием базальных пластов обломочных пород.

В настоящее время можно считать, что предмеловой перерыв в осадконакоплении был наиболее длительным в районе скв. 4-Ракушечная, в которой установлено залегание готеривских песчаников на размытой поверхности отложений верхнего оксфорда, возраст которых определен по аммонитам. Менее длительным перерыв был в районе скв. 2-Ракушечная, где в кровле юры лежат известняки кимериджского яруса, возраст которых подтвержден комплексом фораминифер. В скв. 1-Ракушечная и скважинах Широтной площади [1] эрозионная поверхность волжских доломитов несогласно перекрыта образованиями готеривского яруса, в основании которого присутствует базальный прослой мелкообломочной конглобрекчии, состоящей из обломков волжских доломитов.

Стратиграфическая привязка отражений по кинематическим и динамическим параметрам волнового поля позволила отождествить прослеженные отражающие сейсмические горизонты с реальными границами изменения плотностных и акустических свойств отложений изучаемого разреза. В качестве сейсмических границ, позволяющих прослеживать юрские породы, рассматривались отражающие сейсмические горизонты J3v, J2k, J-T. Все отражения весьма ярко проявляются в волновом поле и уверенно прослеживаются в пределах съёмки 3Д. Однако необходимо отметить, что сейсмические границы не всегда точно совпадают со стратиграфическими границами, установленными по результатам изучения керна и шлама.

#### Литература

1. Манцурова В.Н., Кривонос В.Н., Смирнов В.Е. и др. Стратиграфия мезозоя и кайнозоя Широтной площади (месторождение им. Ю.Корчагина). // Перспективы нефтегазоносности Нижнего Поволжья и Азово-Каспийского региона. Волгоград, 2005. С. 119-142. (Тр. ООО «ЛУКОЙЛ-ВолгоградНИПИморнефть». Вып. 64).

# В.С. Маркевич, Е.В. Бугдаева

Биолого-почвенный институт (БПИ) ДВО РАН, г. Владивосток, Россия, e-mail: markevich@ibss.dvo.ru ПАЛИНОЛОГИЧЕСКОЕ ОБОСНОВАНИЕ ГРАНИЦЫ ЮРЫ И МЕЛА В БУРЕ-ИНСКОМ БАССЕЙНЕ

## V.S. Markevich, E.V. Bugdaeva

Institute of Biology and Soil Sciences FEBRAS, Vladivostok, Russia Palynological basis of J-K boundary in Bureya basin (Russian Far East)

В верховьях р. Бурея (левый приток р. Амур) в одноименном бассейне широко развиты морские и континентальные юрские (эльгинская, чаганыйская и таланжанская свиты) и меловые (дубликанская и солонийская подсвиты ургальской свиты, чегдомынская, чемчукинская, йорекская и кындалская свиты) отложения. Из юрско-меловых граничных слоев были отобраны палинологические пробы с целью определения положения границы юры и мела.

Таланжанская свита представлена разнозернистыми песчаниками, алевролитами с примесью аргиллитов, пепловых туфов и туфопесчаников; она включает до 20 промышленных слоев угля. Мощность ее от 200 до 300 м. Свита с размывом залегает на породах чаганыйской (бат-келловей) или эльгинской (келловей-оксфорд) свит и перекрывается согласно или с незначительным размывом дубликанской (берриас) подсвитой ургальской свиты (берриас-валанжин).

В разрезе таланжанской свиты многочисленны остатки растений, возраст которых установлен как позднеюрский [1, 3, 7, 8].

Палинологически изучены средняя и верхняя части таланжанской свиты (рис. 1) в бассейнах рек Бурея (скв. 68), Ургал (скв. 4), Малый Йорек (скв. 89), Секмча (скв. 109), на междуречье Чегдомын-Ургал (скв. 495) и в естественных обнажениях в устье р. Умальта (выемки вдоль шоссе).

Для палинокомплекса из средней части свиты (СПК-I), установленного из керна скважин 4 (306-250 м), скв. 68 (306-253 м), скв. 89 (252-184м), характерно доминирование гладких трилетных спор близких к циатейным и диксониевым (иногда до 80%) и разнообразных шиповатых спор чистоустовых (до 90%). Голосеменные представлены пыльцой близких к ногоплодниковым и сосновым с нечетко дифференцированными воздушными мешками. Моносулькатная пыльца *Ginkgocycadophytus* составляет не более 20 %. Для палинокомплекса характерны споры: *Bolchovitinaesporites compactus* (Bolch.) E.Sem., *Staplinisporites talinjanicus* Shug. et Markev., *Acanthotriletes chaetensis* (К.-М. et Bolch.) E.Sem., *Burejisporites laevigatus* Markev. et Shug.

Палинокомплекс из верхней части таланжанской свиты (СПК-II) изучен из керна скважин 4 (250-140 м), 68 (253-230м), 89 (184-100 м), 109 (150-100 м), 495 (101-93 м), а также из мелкозернистого песчаника обнажения У-3, в котором вскрыт контакт таланжанской и дубликанской свит. Для палино-комплекса характерно доминирование пыльцы голосеменных, главным образом, за счет двумешковой пыльцы близких к сосновым (дл 70%) и моносулькатной *Ginkgocycadophytus*. Пыльца *Classopollis* составляет не более 5%. Резко сокращается участие спор близких к циатейным и чистоустовым. Характерны споры *Staplinisporites pocockii* Jain. et Sah., *Camptotriletes cerebriformis* Naum. et Jarosh., *C. nitida* K-M. et Shug., *Cingulatisporites sanquinolentus* (Sah. et Ilj.) Shug., *Klukisporites variegatus* Coup., *Densoisporites vellatus* Weyl. et Krieg.

Дубликанская подсвита представлена конгломератами в основании, песчаниками, переходящими кверху к алевролитам, аргиллитам и углям (около 50 пластов). Ее мощность от 300 до 600 м. Отложения богаты растительными остатками [1, 7, 8].

Палинокомплекс (СПК-III) изучен из керна скважин 495 (93-82,8 м) и прослоя светлого песчаника в базальных конгломератах дубликанской подсвиты обнажения У-3. В СПК-III преобладают гладкие трилетные споры близких к циатейным и диксониевым, велико разнообразие спор Duplexisporites (в угольных пластах они составляют значительную часть спектра до 27%). Участие



Рис. 1. Карта-схема местонахождений скважин (кружки) и естественных обнажений (квадраты), вскрывших граничные юрско-меловые отложения Буреинской впадины. Материал предоставлен Ургальским шахтоуправлением.

пыльцы Classopollis иногда достигает 15%. Характерно появление спор Stereisporites bujarginensis (Bolch.) Shug., Neoraistrickia rotundiformis (K.-M.) Taras., Contignisporites dorsostriatus (Bolch.) Fok., Chomotriletes triangularis Bolch., Appendicisporites tricostatus (Bolch.) Poc., Concavissimisporites asper Poc.

Палинологические комплексы СПК-I и СПК-II сходны с таковыми из чонокской свиты с волжскими бухиями Вилюйской синеклизы, из сытогинской свиты Приверхоянского прогиба [12], а также из верхневолжских отложений бассейна р. Хета и на п-ове Нордвик [2, 4].

СПК-III близок к палинокомплексу из морской таухинской свиты с аммонитами и двустворчатыми моллюсками Южного Сихотэ-Алиня [5, 10, 11], а также из континентальной устиновской толщи с обильными остатками растений берриасского возраста [6, 9].

Таким образом, возраст СПК-І и СПК-ІІ предполагается нами как средне- и поздневолжский соответственно, а СПК-ІІІ - берриасский, следовательно, граница юры и мела проходит по подошве дубликанской подсвиты.

Наши исследования были поддержаны грантами ДВО РАН 06-III-A-06-141, а также 06-I-П11-022 и 06-I-П18-081. Авторы приносят свою глубокую благодарность геологам Ургальского шахтоуправления и ведущим инженерам лаборатории палеоботаники БПИ ДВО РАН Домре Н.П. и Новиковой К.П.

#### Литература

1. Вахрамеев В.А., Долуденко М.П. Верхнеюрская и нижнемеловая флора Буреинского бассейна и ее значение для стратиграфии. Труды Геологического института АН СССР. Вып. 54. 1961. М.: Изд. АН СССР. 136 с.

2. Вахрамеев В.А., Котова И.З. Граница юры и мела в свете палинологических данных // Изв. АН СССР, сер. геол. 1980, № 2. С. 62-69.

3. Вахрамеев В.А., Лебедев Е.Л. Палеоботаническая характеристика и возраст угленосных верхнемезозойских отложений Дальнего Востока (междуречье Амура и Уды) // Изв. АН СССР, сер. геол. 1969, № 2. С. 120-133.

4. Ильина В.И. Палинология юры Сибири. М: Наука, 1985. 237 с.

5. Коновалов В.П. Берриасские и валанжинские отложения прибрежной зоны Сихотэ-Алиня. Информ. сборник ПГУ. 1971. № 7. С. 12-18.

6. Красилов В.А. Раннемеловая флора Южного Приморья и ее значение для стратиграфии. М.: Наука, 1967. 364 с.

7. Красилов В.А. Мезозойская флора реки Буреи (Ginkgoales и Czekanowskiales). М.: Наука, 1972. 150 с.

8. Красилов В.А. Материалы по стратиграфии и палеофлористике угленосной толщи Буреинского бассейна // Ископаемые флоры и фитостратиграфия Дальнего Востока. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1973. С. 28-51.

9. Маркевич В.С. Меловая палинофлора севера Восточной Азии. Владивосток: Дальнаука, 1995. 200 с.

10. Маркевич В.С., Парняков В.П. О возрасте олистостромовых толщ Дальнегорского района // Тихоокеан. геология, 1989, № 1. С. 47-52.

11. Маркевич П.В., Коновалов В.П., Филиппов А.Н., Малиновский А.И. Нижнемеловые отложения Сихотэ-Алиня. Владивосток: Дальнаука, 2000. 310 с.

12. Фрадкина А.Ф. Спорово-пыльцевые комплексы мезозоя Западной Якутии (Вилюйская синеклиза и Приверхоянский прогиб). Л.: Недра, 1967. 124 с.

## А.В. Матвеев

Харьковский национальный университет им. В.Н. Каразина (ХНУ), геолого-географический факультет, кафедра геологии, Харьков, zmt@vil.com.ua

# ИЗВЕСТКОВЫЙ НАНОПЛАНКТОН КЕЛЛОВЕЯ - ОКСФОРДА РАЗРЕЗА ДУБ-КИ (САРАТОВСКОЕ ПОВОЛЖЬЕ)

## A.V. Matveev

Kharkov Karazin national university, department of geology, Kharkov, Ukraine Calcareous nannoplankton of callovian – oxfordian of Dubki section (Saratov Volga region)

В настоящее время степень изученности юрского нанопланктона остается очень низкой. Особенно это касается Восточно-Европейской платформы, где нанопланктон изучен в единичных разрезах. Следствием слабой изученности является отсутствие единого взгляда на выделение зон. В нескольких предложенных зональных схемах, сводка по которым приведена в работе Печ-Нильсен [1], различаются как количество зон, так и границы одноименных зон. Таким образом, наши знания о юрском нанопланктоне находятся на стадии накопления фактов и говорить о зональных стратиграфических шкалах еще рано.

Нами был изучены пробы по разрезу пограничных отложений келловея и оксфорда у с. Дубки (Саратовское Поволжье). Разрез "Дубки" представлен карбонатными глинами с маломощными прослоями мергеля. Наиболее мощный прослой мергеля находится в верхней части нижнего оксфорда (рис.1). Разрез детально изучен биостратиграфически и расчленен на зоны по аммонитам, которые достаточно надежно скоррелированы с зонами Северо-Западной Европы [2].

Нанопланктон в разрезе присутствует повсеместно в достаточно большом количестве. Особенно много нанофоссилий встречено в верхней части разреза, выше прослоя мергеля. Нанофоссилии хорошей сохранности, без следов переотложения и растворения.

Несмотря на большое количество экземпляров во всех пробах, видовое разнообразие невелико. Не установлено сколько-нибудь резких изменений в видовом составе по разрезу. При этом три вида *Watznaueria britannica* (Stradner), *W. barnesae* (Black) и *Zygodiscus erectus* (Deflandre) обнаружены в массовых количествах по всему разрезу. В единичных экземплярах, но также по всему разрезу распространены *Stephanolithion bigotii bigotii* (Deflandre), *Staurolithites stradneri* (Rood, Hay, Barnard) и *Cyclagelosphaera* cf. *margerelii* (Noel). Остальные виды встречены в единичных пробах и в единичных экземплярах.

Анализ стратиграфического распространения нанофоссилий показал, что можно выделить лишь два уровня с характерными таксонами.

1. S. bigotii bigotii до границы аммонитовых подзон Scarburgense и Praecordatum встречается в единичных экземплярах, а выше – более часто.

2. Первое появление другого подвида – *S. bigotii maximum* Medd зафиксировано в самой верхней части разреза нижнего оксфорда.

Следовательно, в настоящее время можно констатировать лишь факт присутствия зоны *S. bigotii*, границы которой, по схемам разных авторов, находятся в пределах от нижнего келловея до верхнего оксфорда.. Дальнейшие исследования, возможно, позволят установить стратиграфический интервал эпиболя зонального вида.

Автор искренне благодарит Рогова М.А. и Киселева Д.Н. за предоставление литологического описания и проб по разрезу Дубки.

#### Литература

1. Perch-Nielsen K. Mesozoic calcareous nannofossils // Bolli H..M., Saunders J..B., Perch-Nielsen K. (eds.) Plankton stratigraphy.. Cambridge univ.press. 1985. Vol.1.. P. 329-426.

2. Kiselev D., Rogov M., Guzhikov A. et al. Dubki (Saratov region, Russia), the reference

section for the Callovian/Oxfordian boundary // Volumina Jurassica. V.IV. 2006. P.177-179.

## В.В. Митта Палеонтологический институт (ПИН) РАН, Москва, Россия, e-mail: mitta@paleo.ru ГРАНИЦА БАЙОСА И БАТА В ЕВРОПЕЙСКОЙ РОССИИ

## V.V. Mitta

Paleontological Institute of RAS, Moscow. The Boundary of the Bajocian and Bathonian Stages in the European Russia

Пограничные отложения байосского и батского ярусов Европейской части России представляют большой интерес для бореально-тетической корреляции. В схеме стандарта (Западная Европа) этот интервал представлен зоной Parkinsonia parkinsoni (терминальной для байоса) и зоной Zigzagiceras zigzag (базальной для бата) (таблица). Каждая из этих зон подразделяется обычно на три подзоны; в последнее время терминальную зону нижнего бата Asphinctites tenuiplicatus исследователи тоже предпочитают рассматривать как четвертую, верхнюю подзону зоны Zigzag [13]. Отметим, что нижний бат начинается не по появлению Gonolkites – первые паркинсонииды сходного морфотипа появляются еще в байосе, а по появлению первых Oraniceras. Важно также, что паркинсонииды характеризуют только две нижние подзоны стандарта бата – Gonolkites convergens и Morphoceras macrescens.

На Северном Кавказе позднебайосские и раннебатские аммонитовые фауны близки к таковым Западной Европы. Но кроме типичных «тетических» таксонов здесь встречены эндемичные дериваты паркинсониид – *Pseudocosmoceras* и *Medvediceras* (подсем. Pseudocosmoceratinae), известные также из Донбасса и Нижнего Поволжья. Долгое время стратиграфическое распространение этих аммонитов указывалось неопределенно в интервале верхний байос – нижний бат. Теперь можно считать установленным, что Pseudocosmoceratinae на Северном Кавказе (Дагестан и Чечня) характеризуют среднюю часть средней цудахарской подсвиты; как и многочисленные представители рода *Parkinsonia* s.str. [1]. Вид-индекс нижней подзоны бата, *Gonolkites convergens* Buckman, появляется выше, в верхней части подсвиты, все еще совместно с *Parkinsonia* spp., включая *P. parkinsoni* (Sowerby). *Oraniceras* spp. характеризуют верхнюю часть свиты. Следовательно, проводить ли границу байос-бата по появлению *Gonolkites convergens*, или по появлению первых *Oraniceras*, но аммониты родов *Pseudocosmoceras* и *Medvediceras* в любом случае приурочены к более древним слоям с *Parkinsonia*, т.е. к зоне Parkinsoni. Этот факт существенен для корреляции байос-бата следующего региона.

В Нижнем Поволжье (Волгоградская и Саратовская области) отложения байоса и бата очень скудно охарактеризованы аммонитами. Большинство находок в немногочисленных естественных обнажениях сделано не в коренном залегании, или же единичные находки in situ не дают представления об ориктокомплексах и точной датировки подстилающих и перекрывающих толщ. Скважины, пробуренные в Поволжско-Прикаспийском регионе, многочисленны, но определения аммонитов не обоснованы изображениями и/или коллекциями. Недавно в окрестностях Саратова обнаружен разрез, где наряду с типичной субсредиземноморской и отчасти суббореальной аммонитовой фауной (Parkinsonia, Oraniceras) найдены и эндемичные для окраин Тетис Pseudocosmoceratinae, и высокоширотные Arctocephalitinae [8]. Этот разрез предоставил возможность впервые произвести обоснованную корреляцию средней части «бореального бата» (бореального эквивалента байоса, бата и низов келловея) со стандартной шкалой. В толще глин верхней части жирновской свиты установлена следующая сукцессия аммонитов [7]: Medvediceras masarowici (Murashkin)  $\rightarrow$  Oraniceras mojarowskii (Masarowich)  $\rightarrow$ Oraniceras besnosovi Mitta et Seltzer  $\rightarrow$  Arcticoceras harlandi Rawson  $\rightarrow$  Arcticoceras ishmae (Keyserling), положенная в основу последовательности фаунистических горизонтов в этом районе. В горизонте masarowici встречены многочисленные Parkinsonia s.str., что позволяет сопоставлять этот интервал разреза с зоной Parkinsoni стандартной шкалы. По свидетельству геологов, хорошо знакомых с материалами бурения (Олферьев, устное сообщение; [11]), Pseudocosmoceras michalskii (Borissjak) встречается в разрезах ниже медведицератов. Кроме того, еще Сазонов [10] предполагал последовательность *michalskii* — *masarowici*. Это позволяет достаточно обоснованно предположить фаунистический горизонт *michalskii*, предшествующий горизонту *masarowici*; два этих горизонта составляют зону Michalskii Русской платформы, эквивалент средне-верхней части зоны Parkinsoni стандарта.

Зона Besnosovi охарактеризована аммонитами рода *Oraniceras* от подошвы до кровли и соответствует подзонам Convergens и Macrescens стандартной шкалы (т.е. интервалу распространения ораницератов в Западной Европе). Вероятно, из верхней части этой зоны происходят *Sokurella galaczi* Mitta и *Arctocephalites freboldi* (Spath). Учитывая стратиграфическую последовательность арктоцефалитин [12], возможно рассматривать верхнюю часть зоны Besnosovi в качестве провизорного фаунистического горизонта *freboldi* (хотя интервал распространения этого вида может быть и бо́льшим).

Зона Arcticoceras ishmae Саратовского Поволжья была сопоставлена нами с интервалом Yeovilensis / Tenuiplicatus нижнего бата стандартной шкалы по положению в разрезе, и по находке единичного отпечатка *Parkinsonia* s.l. Недавно эта корреляция была подтверждена палеомагнитными исследованиями – на основе сопоставления с палеомагнитной структурой бата Западной Европы сделан вывод о соответствии зоны Ishmae либо всему интервалу Yeovilensis / Tenuiplicatus, либо только интервалу Tenuiplicatus [9]. Надеюсь, что результаты этих независимых исследований не обойдут вниманием отечественные коллеги, ранее относившие зону Ishmae к нижнему келловею, а в последнее время сопоставляющие ее преимущественно со средним батом.

Зоны Michalskii, Besnosovi и Ishmae представлены в окрестностях Саратова глиной с прослоями сидеритовых конкреций, которая относится к верхней части жирновской свиты; вопрос о нижней границе этой свиты дискутируется [11]./. Нижняя часть жирновской свиты содержит фораминиферовые комплексы, сходные с таковыми подстилающей глинисто-песчано-алевролитовой караулинской свиты, датируемой верхами байоса [2]. Учитывая литологические особенности (в основании жирновской свиты ты обычно указывается пласт песка) и маломощность караулинских пород, следует объединить эти две свиты в одну, с двумя подсвитами, оставив за ней приоритетное название караулинской.

Ключевыми для изучения средней юры в интервале верхний байос – нижний бат для Европейского Севера России являются обнажения по р. Ижма и ее притоку реч. Дрещанка. Аммониты из этих разрезов опубликованы Мелединой [3]. При ревизии аммонитов бата и келловея мною были отчасти пересмотрены определения Мелединой с Печорского Севера [4, 14] и, по собственным полевым наблюдениям, уточнено строение байос-бата на Дрещанке [6]. С учетом данных Дж. Калломона [12] по Восточной Гренландии и приведенных выше результатов изучения саратовской юры, наблюдения на Дрещанке позволяют сделать следующее заключение по стратиграфии пограничных отложений байоса и бата бассейна Ижмы:

- песчаник с Arcticoceras ishmae и A. harlandi относится к зоне Ishmae (нижний бат); подошва песчаника является нижней границей этой зоны, которую следует восстановить в стратиграфических схемах района;

- подстилающая глинисто-песчано-алевритовая пачка относится к пограничным зонам байоса и бата: глины нижней части относятся к зоне Arcticus верхнего байоса по находке Arctocephalites arcticus (Newton); алевриты и пески верхней части, учитывая отсутствие видимых перерывов и предполагаемое происхождение из кровли слоя Arctocephalites freboldi (Spath), должны соответствовать зоне

**Таблица.** Хроностратиграфическое расчленение верхнего байоса – нижнего бата Европейской части России и корреляция с западноевропейской (первичный стандарт) и восточно-гренландской (бореальный стандарт) шкалами. Провизорные фаунистические горизонты показаны пунктиром.

	Западная	Европа	Северный Кавказ		Бассейн Волги		Бассейн Печоры		Восточная Гренландия	
c.6ar	Progracilis				аммониты не найдены		отложения не установлены			crassiplicatum
нижний бат		Tonuinlicatus	отложения не установлены		Ishmae	ishmae β	Ishmae	in house of	Ishmae	ishmae β
	Zigzag	Tenuipricatus				"belemn. level"		isnmae		ishmae ∝
		Yeovilensis				harlandi		harlandi		harlandi
		Macrescens		Macrescens		freboldi	Greenlan- dicus	freboldi	Greenlan- dicus	freboldi
			Zigzag		Besnosovi	besnosovi				greenlandicus
		Convergens		Convergens		mojarowskii				micrumbilicatus
в. байос	Parkinsoni	Bomfordi	Parkinsoni		Michalskii	masarowici	Arcticus		Arcticus	delicatus
		Densicosta				michalskii		arcticus		arcticus

Greenlandicus батского яруса.

Исходя из приведенных данных, границе байоса и бата в Европейской части России соответствуют границы зон Parkinsonia parkinsoni и Zigzagiceras zigzag на Северном Кавказе, зон Pseudocosmoceras michalskii и Oraniceras besnosovi в Нижнем Поволжье, и зон Arctocephalites arcticus и Arctocephalites greenlandicus – на Печорском Севере.

Работа выполнена в рамках программы Президиума РАН «Происхождение и эволюция биосферы», проект «Коэволюционные процессы в морской пелагической биоте и ее ответ на абиотические изменения в критические эпохи палеозоя и мезозоя».

#### Литература

1. Безносов Н.В., Митта В.В. (1998) Каталог аммонитид и ключевые разрезы верхнего байоса - нижнего бата Северного Кавказа // Бюллетень КФ ВНИГНИ. 1998. № 1. С. 1-70.

2. Левина В.И., Прохорова Н.П. (2002) Местные стратиграфические подразделения нижней и средней юры Прикаспийского региона // Недра Поволжья и Прикаспия. 2002. Вып. 29. С. 6-13.

3. Меледина С.В. (1987) Аммониты и зональная стратиграфия келловея суббореальных районов СССР // М.: Наука, 1987. 182 с.

4. Митта В.В. (2000) Аммониты и биостратиграфия нижнего келловея Русской платформы // Бюлл. колл. фонда ВНИГНИ. 2000. № 3. 144 с.

5. Митта В.В. (2004) *Sokurella galaczi* gen. et sp. nov. и другие среднеюрские Parkinsoniidae (Ammonoidea) Нижнего Поволжья // Палеонтол. журн. 2004. № 3. С. 30-35.

6. Митта В.В. (2006) Первая находка *Arctocephalites* (Cardioceratidae, Ammonoidea) в средней юре бассейна Печоры // Современные проблемы изучения головоногих моллюсков. Матер. Всеросс. совещ., Москва, 8-10 ноября 2006 г. М.: ПИН РАН, 2006. С. 82-84.

7. Митта В.В., Барсков И.С., Грюндель Й. и др. (2004) Верхний байос и нижний бат в окрестностях Саратова // Vernadsky Mus. Novit. М.: ГГМ РАН, 2004. № 12. 39 с.

8. Митта В.В., Сельцер В.Б. (2002) Первые находки Arctocephalitinae (Ammonoidea) в юре юго-востока Русской платформы и корреляция бореального батского яруса со стандартной шкалой // Тр. НИИ геол. Саратовск. ун-та. Нов. сер. 2002. Т. 10. С. 12-39.

9. Пименов М.В., Гужиков А.Ю., Сельцер В.Б., и др. (2006) Палеомагнитная характеристика нижнебатских отложений разреза «Сокурский тракт» (Саратов) // Недра Поволжья и Прикаспия. 2006. Вып. 47. С. 46-55.

10. Сазонов Н.Т. (1957) Юрские отложения центральных областей Русской платформы. Л.: ГОНТИ, 1957. 156 с.

11. Салтыков В.Ф., Старцева Г.Н., Троицкая Е.А. (2005) К проблеме биостратиграфической характеристики байос-батской границы в Нижнем Поволжье // ДАН. 2005. Т. 401. № 3. С. 366-369.

12. Callomon J.H. (1993) The ammonite succession in the Middle Jurassic of East Greenland // Bull. geol. Soc. Denmark. 1993. V. 40. P. 83-113.

13. Dietze V. & Dietl G. (2006) Feinstratigraphie und Ammoniten-Faunenhorizonte im Ober-Bajocium und Bathonium des Ipf-Gebietes (Schwäbische Alb, Südwestdeutschland) // Stuttgarter Beitr. Naturk. Ser. B. 2006. N 162. 51 S.

14. Mitta, V.V. (2005) Late Bathonian Cardioceratidae (Ammonoidea) from the Middle Reaches of the Volga River // Paleontol. Journ. V. 39. Suppl. 5. 2005. P. S629-S644.



# А.Г.Мухер<sup>1</sup>, Д.Е.Заграновская<sup>2</sup>, В.А.Совенко<sup>3</sup>, А.В.Тугарева<sup>1</sup>, Н.С.Трущенков<sup>1</sup> Государственное предприятие Ханты-Мансийского автономного округа-Югры «Научно-

аналитический центр рационального недропользования им. В.И.Шпильмана» (ГП НАЦ РН им. В.И. Шпильмана), Тюмень, Россия, e-mail: Muher@crru.tmn.ru

<sup>2</sup> Территориально-производственное предприятие «Урайнефтегаз» (ТПП «Урайнефтегаз»), Тюмень, Россия, , e-mail: Zagranovskaya@urai.com.ru

<sup>3</sup> ООО «КогалымНИПИнефть», Тюмень, Россия, e-mail: SavenkoVA@tmn.lukoil.com

ОСОБЕННОСТИ СТРОЕНИЯ, КОРРЕЛЯЦИИ И РАСПРОСТРАНЕНИЯ ВЕРХ-НЕЮРСКО-НИЖНЕМЕЛОВЫХ отложений B ПРЕДЕЛАХ ЮГО-ЗАПАДНОЙ ТЕРРИТОРИИ ХМАО

# A.G.Muher<sup>1</sup>, D.E.Zagranovskaya<sup>2</sup>, V.A.Sovenko<sup>3</sup>, A.V.Tugareva<sup>1</sup>, N.S.Truschenkov<sup>1</sup> <sup>1</sup>V.I.Schpilman's Scientific-Analytical Center of Rational Using of Earth's interior, Tumen, Russia

<sup>2</sup> Territorial-manufactoring firm «Urajneftegaz», Tumen, Russia

<sup>3</sup> JSC «KogalymNIPIneft», Tumen, Russia

Peculiarities of structure, correlation and range of Upper Jurassic – Lower Cretaceous deposits within south-west part of Khanty-Mansi Autonomous Area

Территория исследований включает три нефтегазоносные области и семь нефтегазоносных районов: Восточно-Уральскую НГО с одноименным НГР, Приуральскую НГО, включающую Березовский, Шаимский, Иусский и Карабашский НГР, и Красноленинскую НГО с двумя НГР – Сергинским и Красноленинским.

Крупные зоны нефтегазонакопления приурочены к Красноленинскому, Шаимскому и Сергинскому НГР. В Берёзовском НГР выявлены преимущественно залежи газа. Граница раздела газовых и нефтяных месторождений условно проходит по восточному склону Берёзовской моноклинали.

В последние годы в западных районах ХМАО выполнен достаточно большой объем региональных и детальных сейсмических геофизических исследований а так же поисково-разведочного и параметрического бурения. Проведены региональные и детальные исследования. Результатом работ явилось выделение новой крупной зоны нефтегазонакопления – Сергинской, с одноимённым НГР, в котором выявлено более 20 месторождений. Этаж нефтеносности колеблется от 30 до 300 м, на северо-востоке достигает 900 м. Залежи залегают на глубинах от 1900 до 2900 м, редко глубже. Выявленные залежи, как и в Красноленинской НГО, приурочены к доюрскому, нижне-средне-верхнеюрскому, неокомскому и аптскому нефтегазоносным комплексам. В последнее время в этом районе открыты новые месторождения, такие как Южно-Амниинское, Октябрьское, Южно-Октябрьское, Торьёшское, Южно-Лыхминское, Остапненское и др., что повышает перспективы нефтегазоносности данного района.

В крайней юго-западной части ЗСР так же выделен новый нефтегазоносный район – Иусский, где открыто три месторождения: Иусское - нефтегазоконденсатное, Котыльинское и Тангинское – нефтяные. Нефтенасыщенными являются пласты П вогулкинской толщи, тюменской свиты и породы коры выветривания.. Глубина залегания залежей 1000-1300 м. Не исчерпаны перспективы нефтегазоносности и Шаимского НГР, где продолжают открывать всё новые и новые месторождения (Западно-Славинское, Урайское, Западно-Семивидовское, Новомостовское и др.). Характерной особенностью этих районов является значительные колебания стратиграфического диапазона выявленных залежей и небольшая глубина их залегания.

Перспективы открытия новых залежей УВ остаются достаточно высокими. В связи с этим привлекательность хорошо освоенных, с развитой инфраструктурой, западных и юго-западных НГР в последние годы значительно возросла. На аукцион выставляется большое количество участков недр как с уже открытыми месторождениями, так и поисковые участки, которые весьма активно приобретаются различными нефтяными компаниями. Поэтому изучение особенностей геологического строения, стратиграфии, палеогеографии, нефтегазоносности верхнеюрско-нижнемеловых отложений в этих районах являются весьма актуальной задачей.

Вопросы стратиграфии западных районов рассматривались с самого начала освоения Западно-Сибирской нефтегазоносной провинции. Они закреплены в решениях региональных стратиграфических совещаний [7, 8] и опубликованы в многочисленных научных работах. [1-5] и др.

К настоящему времени в целом сформирована общая модель строения юрско-неокомских отложений западных районов [6-8]. Тем не менее, остается много неясных вопросов, касающихся расчленения и корреляции разрезов скважин, выделения и закономерностей распространения основных типов разреза на площади и их возрастной датировки, а так же «привязки» и прослеживания основных опорного отражающего горизонта «Б» на сейсмических разрезах, поскольку кровля битуминозных отложений является скользящей и т.д. Эти проблемы обусловлены близостью изучаемых районов к обрамлению Западно-Сибирской равнины, что определяет сокращенные толщины осадочных образований мезокайнозойского чехла, выпадение из разреза большей части юрских отложений, а в ряде случаев и нижнемеловых отложений. На породах фундамента и коры выветривания залегают разновозрастные отложения тюменской свиты, вогулкинской толщи, а в наиболее приподнятых участках – песчаные и глинистые отложения харосоимской и улансынской свит.

Для выяснения геологического строения было проведено расчленение и корреляция разрезов скважин. Составлены региональные схемы корреляций юрско-неокомских отложений вдоль субширотных и субмеридианальных региональных профилей R1-R19 а также площадные. Параллельно с этим в НАЦ РН была проведена привязка отражающих сейсмических горизонтов к разрезам скважин и откартированы (прослежены) в региональном плане основные сейсмические горизонты («А», «Ттог», «Трад», «ТЮ2», «Б», «М», «М1» и др.), обобщены материалы палеонтологических данных.

Корреляция разрезов скважин была проведена с использованием метода седиментационной цикличности. Выработана методология построения схем корреляций, которая включает в себя два этапа: 1 - построение региональных и 2 - детальных схем корреляций. При построении региональных схем корреляций в качестве реперного горизонта была принята кровля викуловской свиты, к которой стратиграфически «привязывался» горизонт «М<sub>1</sub>». Выбор репера обусловлен надежностью его выделения в разрезах скважин и однозначной привязкой к сейсмическому горизонту «М<sub>1</sub>». Ниже хорошо прослеживается горизонт «М», стратиграфически приуроченный к кошайской свите, *что дает возможность проанализировать разрез в целом*. При этом выделялись и сопоставлялись крупные литологостратиграфические подразделения: свиты, подсвиты, пачки.

При детальной корреляции за реперный горизонт принималась кровля тюменской свиты. Этот выбор был связан с наименьшей изменчивостью этого объекта в пространстве и во времени, что позволило детально проанализировать нижне-среднеюрский цикл осадконакопления, формирование которого проходило приемущественно в континентальных условиях, и верхнеюрско-нижнемеловой (берриасранне-готеривский) – морской.

В результате проведенных исследований в составе юрско-неокомских отложений выделено пять типов разреза: даниловский, фроловский, мулымьинский, чуэльский, тутлеймский, и два подтипа – трехозерный и переходный от даниловского типа к фроловскому (рис. 1).

Даниловский тип разреза развит в Приуральской НГО, в пределах Ляпинской, Малососьвинской, Даниловской, Иусской, Супринской, Верхнекондинской и др. площадей. Границы распространения этого типа разреза картировались с учетом временных сейсмических разрезов и анализа строения всей толщи верхнеюрско-нижнемеловых отложений. Здесь верхнеюрско-нижнеберриасские отложения представлены даниловской свитой, которая трансгрессивно залегает на породах тюменской свиты или палеозоя и перекрывается согласно отложениями харосоимской, улансынской, леушинской свитами. Характерной особенностью даниловского типа разреза являются сокращенные толщины мезозойскокайнозойских отложений, наличие песчано-алевритовых пород в верхней части харосоимской свиты, с которыми связано формирование клиноформ западного падения, и резкое снижение битуминозности пород верхнеданиловской подсвиты.

Даниловская свита (J<sub>2</sub>-келловей-верхняя юра - нижний берриас) по литолого-фациальным особенностям подразделяется на нижнюю и верхнюю подсвиты. Нижняя подсвита является фациальным аналогом абалакской свиты. Представлена глинами аргиллитоподобными темно-серыми до черных, слабоизвестковистыми, глауконитовыми, с карбонатными конкрециями. Эта зона конкреций является своеобразным маркирующим горизонтом, встречается также в верхах абалакской свиты. В подошве свиты отмечается пласт, обогащенный оолитами сидерита с примесью песчано-алевритового материала. В нижней части подсвиты появляются песчано-алевритовые отложения вогулкинской толщи (пласт П), приуроченные к склонам палеовыступов доюрского основания, существовавшим к началу верхнеюрской бореальной трансгрессии. Верхняя подсвита является аналогом баженовской свиты и нижнетутлеймской подсвиты. Представлена глинами аргиллитоподобными, темно-серыми, почти черными со слабым буроватым оттенком, с прослоями слабобитуминозных разностей. По всему разрезу встречаются остатки рыб, двустворчатые моллюски. Толщина отложений 41-68 м, в Ляпинской впадине - до 120 м.



Рис.1. Схема районирования верхнеюрско-нижнемеловых отложений по типам разреза. Условные обозначения

1 - границы XMAO; 2 – границы НГР; 3 – границы распространения типов разреза; границы распределенного фонда недр (РФН); 5 – контура месторождений.

#### Юрская система России: проблемы стратиграфии и палеогеографии



Рис. 2. Зона перехода от даниловского типа к фроловскому. Фрагмент временного сейсмического разреза по региональному профилю R 10/04-05

Харосоимская свита (берриас, валанжин, нижний готерив). Образования, выделенные в эту свиту, обособляются в зоне распространения отложений даниловской свиты, на востоке примыкают к слабобитуминозным глинистым породам верхнетутлеймской подсвиты. Отложения харосоимской свиты представлены аргиллитами с многочисленными линзами алевролитов и песчаников, встречаются многочисленные обломки раковин пелеципод, мшанок, аммонитов, белемнитов валанжинского и готеривского возрастов. К верхней части разреза приурочены прослои песчано-алевритовых пород, формирование которых происходило в прибрежно-морских условиях. С песчаными отложениями харосоимской свиты связаны клиноформы западного падения. Толщина отложений 70-135 м. Увеличение толщин наблюдается в западном направлении.

Улансынская свита (верхи нижнего и низы верхнего готерива). Отложения свиты перекрывают харосоимскую и подстилают отложения леушинской свиты, хорошо выделяются и прослеживаются по материалам ГИС. Представлены морскими темно-серыми глинами с подчиненными прослоями известняков и алевролитов. В низах свиты встречаются слабобитуминозные прослои аргиллитов, линзы глинистого сидерита. Породы свиты содержат комплексы фораминифер готеривского возраста. Толщина свиты 50-85 м.

Леушинская свита (готерив, баррем, низы апта). Отложения свиты согласно залегают на отложениях улансынской свиты и представлены прибрежно-морскими, морскими, серыми, зеленоватосерыми глинами и алевролитами с прослоями мелкозернистых песчаников. Леушинская свита расчленяется на две подсвиты: нижнюю и верхнюю. Образования свиты почти не содержат фаунистические остатки. Встречаются спорово-пыльцевые комплексы готерив-баррема и частично апта. Толщина отложений 295-375 м.

На северо-западе даниловский тип разреза переходит во фроловский, а южнее, в Шаимском районе, - в мулымьинский.

Фроловский тип разреза развит в пределах Красноленинской НГО и в северной части Шаимского НГР (Западно-Ловинская, Ловинская, Пайтыхская, Новомостовская и др. площади). В составе верхнеюрско-нижнеберриасских отложений выделяется абалакская и тутлеймская свиты. Подстилаются они отложениями тюменской свиты или породами фундамента, перекрываются глинистыми отложениями фроловской свиты. В этой зоне наблюдается значительное увеличение толщин мезозойскокайнозойских отложений, близкая по величине радиактивность как в титонских, так и в нижнемеловых отложениях. Переход от даниловского типа разреза к фроловскому происходит постепенно, в фациальном отношении отвечает смене прибрежно-морских песчаных отложений харосоимской свиты на глубоководные морские глинистые отложения низов фроловской свиты. Эта зона особенно четко картируется по сейсмическим разрезам, с/п 52, 57/03-06 (рис. 2), подтверждается материалами бурения, палеонтологическими данными, и выделяется в **переходный тип разреза** (скв.7 Верхнепурданская, скв.16, 17, 18 Адым-Юганские, Ловинские, Пайтыхские и др.).

**Мулымьинский тип разреза** развит в Шаимском НГР (Потанайская, Оханская, Средне-Мулымьинская, Южно-Убинская и другие площади)

В этом типе верхнеюрские отложения представлены абалакской и мулымьинской свитой. Последняя согласно перекрывается отложениями улансынской и леушинской свит нижнемелового возраста.

Абалаксая свита (J<sub>2</sub>-келловей, J<sub>3</sub>-оксфорд, J<sub>3</sub>-киммеридж). Развита в Казым-Кондинском и Фроловско-Тамбейском литолого-фациальных районах [7]. Представлена глинами аргиллитоподобными, серыми и тёмно-серыми, тонкоотмучеными в разной степени глауконитовыми. В верхней части разреза отмечаются глинисто-карбонатные и септариевые конкреции, с которыми связаны нефтяные залежи пласта ЮК<sub>1</sub> в Краснолененском и Сергинском районах. Толщина увеличивается от 20-30 м до 100 м в погруженных частях зоны распространения абалакской свиты.

В зонах примыкания отложений свиты к выступам фундамента выделяется карбонатногрубообломочная вогулкинская толща, которая может залегать в низах свиты или занимать весь её стратиграфический объём. Пласты группы П, выделенные в ее составе, являются основным продуктивным пластом в Шаимском НГР. Разрезы включающие вогулкинскую толщу выделены в **трёхозёрный подтип**, приурочены к гребневой части Шаимского мегавала..

Мулымынская свита (J<sub>3</sub>-титон (волжский) – К<sub>1</sub>-готерив). Подразделяется на две подсвиты. Нижнемулымынская подсвита (J<sub>3</sub>-титон (волжский)), является фациальным аналогом баженовской свиты и нижнетутлеймской подсвиты. Представлена аргиллитами темно-серыми, до черных, в разной степени битуминозными. Верхнемулымынская подсвита (К<sub>1</sub> берриас - К<sub>1</sub> нижний готерив) характеризуется переслаиванием битуминозных разностей с небитуминозными. В Шаимском районе палеонтологически установлено наивысшее положение в разрезе слабобитуминозных глин нижнеготтеривского возраста. Максимальная толщина подсвиты до 50 м. В западном направлении стратиграфичекий объем битуминозных пород уменьшается за счет возрастного скольжения их кровли, вплоть до полного исчезновения битуминозных разностей в Приуральском районе. За счет седиментационной цикличности битуминозные разности пород на нескольких стратиграфических уровнях образуют переслаивания с небитуминозными глинами. Стратиграфические уровни таких переслаиваний используются для описания непрерывного литологического скольжения кровли битуминозных глин и их замещения небитуминозными разностями набором свит со ступенчатым изменением возраста кровли. Переход от даниловского типа разреза к мулымьинскому достаточно четко отражается на схемах корреляции и сейсмических разрезах. Граница перехода прослеживается в пределах Сосьвинской мегаложбины (рис.1).

Чуэльский тип разреза развит в Березовском НГР

Отличие Березовского района от Шаимского носят условный характер - разрезы районов близки. По существу в Березовском районе описываются литостратиграфические единицы внешней западной части зоны распространения битуминозных глин. Стратиграфический объем их показан до нижнего валанжина. Называется эта толща верхней подсвитой тутлеймской свиты (K<sub>1</sub> берриас). Выше тутлеймской свиты залегает алясовская свита (K<sub>1</sub> берриас – K<sub>1</sub> нижний готерив). Нижняя пачка 1 (деминская) глины аргиллитоподобные, темно-серые, с прослоями битуминозных, слабобитуминозных и сидеритизированных разностей, толщина 0-120 м. Совместно с тутлеймской свитой деминская пачка составляют полный стратиграфический объем мулымьинской свиты. Залегающие выше чуэльская и устремская пачки в сумме составляют стратиграфический объем улансынской свиты Приуральского и Шаимского районов. Перекрывается свита отложениями леушинской свиты. Последняя достаточно однозначно выделяется как в Шаимском, так и в Березовском НГР.

**Тутлеймский тип разреза** развит на значительной части Карабашского НГР. В этом типе верхнеюрские отложения представлены абалакской и тутлеймской свитами. Последняя согласно перекрывается отложениями ахской и леушинской свит нижнемелового возраста.

Таким образом, на основании полученной информации была сформулирована уточненная сейсмогеологическая модель строения юрских и нижнемеловых отложений западных и юго-западных районов ЗСР, выделены и описаны пять типов разреза, уточнены границы их распространения на площади, установлена зависимость смены типов разреза от условий их формирования и т.д.

Комплексная интерпретация данных бурения и сейсмических материалов (региональных и площадных) позволили проследить на временных разрезах, как собственно границу изменения типов разреза, что соответствует в палеогеоморфологическом плане смене прибрежно-морских условий осадконакопления на морские глубоководные, так и выделить границы развития клиноформных образований.

Одновозрастной генетический ряд перехода от прибрежно-морских песчаных образований харосоимской свиты, сформировавшихся в условиях шельфовой террасы, к клиноформным образованиям, сформировавшимся в результате транзита этих опесчаненых отложений в глубоководную часть, делает их также потенциально продуктивными. Подобный связанный генетический ряд отложений неокома хорошо изучен и разрабатывается в восточных районах Западной Сибири. Аналогичные нефтяные объекты могут быть обнаружены и в пределах западного склона.

#### Литература

1. Атлас моллюсков и фораминифер морских отложений верхней юры и неокома Западно-Сибирской нефтегазоносной области. Т. 1. М.: Недра, 1990. 286 с.

2. Белоусов С.Л., Мясникова Г.П., Вахрушева В.Н., и др. (2003) Условия формирования и особенности строения баженовского горизонта в северной части Фроловской мегавпадины // Пути реализации нефтегазового потенциала Ханты-Мансийского автономного округа. Т. 1. Ханты-Мансийск: ИздатНаук-Сервис. С.217-237.

3. Брадучан Ю.В., Гурари Ф.Г., Захаров В.А. (1986) Баженовский горизонт Западной Сибири. Новосибирск: Наука. 276 с.

5. Гришкевич В.Ф. (2005) Макроструктура берриас-аптских отложений Западной Сибири и ее использование при построении информационных технологий в геологии нефти и газа. Тюмень: ИздатНаукаСервис. 116с.

4. Захаров В.А., Богомолов Ю.И., Ильина В.И.и др. (1997) Бореальный зональный стандарт и биостратиграфия мезозоя Сибири // Геология и геофизика. Т.38. №5. С.99-128.

6. Решения V Межведомственного регионального стратиграфического совещания по мезозойским отложениям Западно-Сибирской равнины (Тюмень, 1990). Тюмень, 1991. 54 с.

7. Решение VI межведомственного стратиграфического совещания по рассмотрению и принятию уточненных стратиграфических схем мезозойских отложений Западной Сибири, Новосибирск, 2003г. Новосибирск: СНИИГГиМС, 2004. 114 с.

8. Шурыгин Б.Н., Никитенко Б.Л., Девятов В.П.и др. (2000) Стратиграфия нефтегазоносных бассейнов Сибири. Юрская система. Новосибирск: Изд-во СО РАН, филиал «Гео». 476 с.



## А.А. Нежданов ООО «ТюменНИИгипрогаз», Тюмень, Россия РОЛЬ ЦИКЛОСТРАТИГРАФИИ В СТРАТИГРАФИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЯХ

**A.A. Nezhdanov** JSC «TumenNIIgiprogas», Tumen, Russia **Role of cyclostratigraphy in the stratigraphical** investigations

Циклостратиграфическое направление анализа породно-слоевых ассоциаций основано, вопервых, на сопоставлении разрезов по повторяющимся циклитам, не имеющим четких маркирующих типов пород и не содержащим устойчивых маркирующих горизонтов. В этом случае разрезы сопоставляются путем корреляции циклитов, считающихся одноименными в коррелируемых разрезах. Естественно, что такой подход применим только для сопоставления разрезов в пределах одной структурнофациальной зоны, характеризующейся постоянством строения циклитов. При изменении их структуры или числа корреляция разрезов затрудняется. Следовательно, этот вариант циклостратиграфического подхода пригоден лишь для местной, локальной корреляции, осуществляемой на практике без использования анализа цикличности. В нефтегазовой геологии в силу этих обстоятельств число примеров удачных локальных циклостратиграфических построений крайне ограничено.

Другой подход в изучении цикличности осадочных толщ со стратиграфическими целями заключается в выявлении зональной, региональной или глобальной периодичности трансгрессий, регрессий, диастрофических фаз, проявляющихся в накоплении своеобразных типов пород, слагающих маркирующие горизонты (известняки, глубоководные глины, прослои псефитов). Главным в этом подходе является доказательство синфазности коррелируемых горизонтов, а также наличие геологических теорий (гипотез), обосновывающих возможность существования таких глобальных и региональных маркирующих горизонтов, имеющих, как правило, эвстатическую (в ряде случаев – космическую) природу.

Для изучения отдельных регионов доминирующее значение имеет выявление региональных циклов колебания уровня моря. Если изменения в режиме морской седиментации, указывающие на колебания глубины бассейна, можно проследить в масштабах региона в целом независимо от тектонических структур, таких как прогибы и поднятия (которые выражены изменениями фаций и мощностей), а время углубления хорошо соответствует трансгрессиями на краях суши, а обмеления – регрессии, то предположение об эвстатической природе трансгрессий становится правдоподобным [4].

По крайней мере, выделение специфических глубоководных морских горизонтов одинакового возраста в разных по тектоническому режиму частях региона позволяет однозначно говорить о региональном характере формирующих их трансгрессий.

Попытки использования цикличности в стратиграфии имеют длительную историю. Г.П. Леонов [3], рассматривая систему стратиграфической классификации А.Г. Вернера, отмечал, что Вернер еще в XVIII веке выделял для стратиграфических целей совокупности согласно залегающих слоев, сформировавшиеся на протяжении *одного nepuoda подъема и последующего спада вод*. Вернер называл такую последовательность слоев *Lagerungsganze*, что переведено на русский язык как «комплекс». Более правильно, с моей точки зрения, перевести этот термин как «согласная последовательность залегания», что перекликается с современным определением термина циклит Ю.Н. Карогодина [2] или *sequence* американских исследователей.

Еще на заре развития геологии (геогнозии) как науки, связь трансгрессивно-регрессивных слоев уже была зафиксирована. Это свидетельствует об очевидности обособления последовательностей осадочных пород, сформировавшихся при трансгрессивно-регрессивном режиме седиментации, или циклогенеза.

Более того, «циклостратиграфический» подход был использован основоположником ярусного расчленения французским геологом и палеонтологом д'Орбиньи. В своем курсе палеонтологии и стратиграфической геологии (1849-1852 г.г.) он описал расчленение разреза фанерозоя Англо-Парижского бассейна на 27 этажей (ярусов), причем в разрезе юры и мела д'Орбиньи выделил 17 этажей или ярусов, которые (кроме Corallien, залегающего в схеме д'Орбиньи между оксфордом и кимериджем) используются в современной международной стратиграфической шкале.

Г.П. Леонов [3] отмечал, что д'Орбиньи изучал мезозойские отложения на территории Англо-Парижского бассейна, где юрско-меловые толщи благодаря различиям своего литологического состава обычно хорошо прослеживаются на местности, образуя последовательные ступени (ярусы) рельефа, в связи с чем они хорошо картируемы. Их распространение на территории Франции и смежных стран д'Орбиньи показал на мелкомасштабных геологических схемах. Границы выделенных им этажей обычно достаточно резкие и обнаруживают следы воздействия геологических «пертурбаций», или несогласия. Это угловые несогласия, явления размыва, коррозии и полировки обломков, появление окатанных и неокатанных обломков пород подстилающей толщи в перекрывающих отложениях (т.е. наличие типичных базальных горизонтов), изменения в литологическом составе слоев, их окраски и характера проявления в рельефе местности [3].

Таким образом, д'Орбиньи, наряду с палеонтологическими данными, рассматривал весь комплекс признаков, который обычно используется при выделении *естественных региональностратиграфических подразделений*. Наличие перерывов в осадконакоплении (стратиграфических несогласий), обусловленных циклической седиментацией, является характерной чертой мезозойскокайнозойских бассейнов Европы. Каждый ярус (этаж) д'Орбиньи отвечает циклу осадконакопления, начинавшемуся с новой трансгрессии, т.е. это циклиты трансгрессивно-регрессивного режима.

В дальнейшем «циклостратиграфическая» составляющая схемы д'Орбиньи была предана забвению, хотя названия выделенных им ярусов вошли в международную геохронологическую шкалу. Установленные им понятия эталонного разреза и зонального палеонтологического комплекса являются методологической основой биостратиграфической и хроностратиграфической классификации [3]. Однако по д'Орбиньи этажи (ярусы) являются единицами планетарного значения, а совпадение палеонтологических, физических и геохронологических границ этажей трактуется как общепланетарная закономерность.

В настоящее время эта закономерность нашла определенное отражение и подтверждение в результатах сейсмостратиграфических исследований (глобальные циклы колебания уровня мирового океана). Основной же причиной того, что этажи д'Орбиньи не имеют сходного строения в разных бассейнах мира, является конвергенция структуры циклитов в различных фациальных зонах. Мне представляется, что в мелководно-морских условиях строение ярусов было бы одинаковым в разных осадочных бассейнах. По моему мнению, именно непризнание ярусов циклически построенными регионально прослеживаемыми лито-(или цикло)стратиграфическими подразделениями, а трактовка их только как геохронологических (по сути - биостратиграфических) подразделений, является одной из основных причин большинства проблем региональной стратиграфии.

Установленная в стратотипических разрезах ярусов, являющихся циклитами трансгрессивнорегрессивного режима, последовательность смены фаун, например, для юрских и меловых отложений аммонитов, может быть обусловлена, в первую очередь, изменением условий седиментации - регрессиями морского бассейна. В таком случае, при сохранении глубоководного режима седиментации в течение длительного времени, классическая последовательность аммонитовых зон может и нарушаться. Не сталкиваемся ли мы в неокоме Западной Сибири именно с такой ситуацией?

Поскольку многие региональные ярусы отвечают этапам осадконакопления соответствующих регионов и характеризуются в связи с этим более или менее четко выраженным «циклическим» строением, в ряде случав цикличность может быть использована для выделения ярусов как единиц общей стратиграфической шкалы, что было показано ранее С.Л. Афанасьевым [1]. Четкое циклическое строение большинства юрских ярусов характерно и для Западной Сибири.

Естественно, что обоснование границ циклов и соответствующих им геологических телциклитов должно быть максимально полным и проводиться по комплексу методов, литологогеохимических, минералогических, биостратиграфических, сейсмостратиграфических и других. Хотя циклостратиграфический метод - это один их основных методов стратиграфических исследований, но он должен быть использован в процессе расчленения и корреляции стратонов, выделяемых по комплексу признаков и не требует создания специальных циклостратиграфических схем.

В этом плане необходимо строго следовать требованиям Стратиграфического кодекса [5], в котором оговорено (хотя и в неявной форме) использование анализа цикличности при выделении региональных стратонов. «Как стратиграфическое подразделение, имеющее историко-геологическую природу и занимающее определенное положение в разрезе, свита формируется в определенный этап геологического развития участка земной коры, проявляющийся в своеобразии осадконакопления...» [5, стр. 37].

Кодекс должен быть дополнен требованием того, что границы свит (по возможности) должны соответствовать границам региональных или субрегиональных циклов седиментации. Вероятно, это требование хоть в какой-то мере позволит уменьшить зуд свитотворчества, из-за которого каждый

вновь вскрытый разрез, отличающийся деталями от уже известных, расчленяется на самостоятельные свиты, хотя выдержанность этих стратонов и их площадное распространение остаются неизвестными. Это, например, очень характерно для региональной стратиграфической схемы триаса Западной Сибири. Именно таким образом расчленены отложения лейаса и триаса в разрезе Тюменской и Енъяхинской сверхглубоких скважин СГ-6 и СГ-7.

Представляется также, что региоциклиты, внешние границы которых в 3С имеют минимальное скольжение и наиболее устойчивы, должны быть введены в стратиграфические схемы в качестве регионального таксона, заменяющего «горизонты». Последние во многих случаях объединяют части смежных региоциклитов, либо отвечают гемициклитам, не имеющим регионального распространения.

Кроме исследователей, отрицающих или недооценивающих роль цикличности в стратиграфии, имеется и яркие ее сторонники, несколько преувеличивающие стратиграфическое значение границ циклитов. Противопоставление литостратиграфических и стратиграфических границ геологических тел распространено довольно широко и описано даже Г.Н. Леоновым [3]. Однако оно принципиально неверно.

Имеют возрастное скольжение как внешние, так и внутренние границы циклитов. Но степень диахронности и площадное распространение разных элементов циклов (трансгрессивных, регрессивных) различна. Поскольку море наступает на расчлененную поверхность суши, в разных ее частях возраст трансгрессивных слоев будет различным. Поэтому даже трансгрессивные маркирующие горизонты всегда диахронны. Однако степень этой диахронности гораздо меньше, чем у других осадочных тел.

#### Литература

1. Афанасьев С.Л. (1983) Система геохронологических подразделений, цикло-, био- и магнитостратонов // Системный подход в геологии (теоретические и прикладные вопросы). М.: Наука. С.20-22.

2. Карогодин Ю.Н. (1980) Седиментационная цикличность. М.: Недра. 242 с.

3. Леонов Г.П. (1973-1974) Основы стратиграфии. М.: Изд. Московского университета. Т.1. 730 с. Т. 2. 485 с.

4. Романовский С.И. (1985) Динамические режимы осадконакопления. Циклогенез. Л.: Недра. 263 с.

5. Стратиграфический кодекс (1992). Издание второе, дополненное. СПб.: ВСЕГЕИ. 120с.



# А.А. Нежданов, В.В. Огибенин, <u>А.А. Попов</u>, И.В. Косарев, И.И. Халиулин, Е.В. Герасимова

ООО «ТюменНИИгипрогаз», г. Тюмень, Россия

ДОПОЛНЕНИЯ К РЕГИОНАЛЬНОЙ СТРАТИГРАФИЧЕСКОЙ СХЕМЕ ВЕРХ-НЕЙ ЮРЫ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ

**A.A. Nezhdanov, V.V. Ogibenin,** <u>A.A. Popov</u>, I.V. Kosarev, I.I. Haliullin, E.V. Gerasimova JSC «TumenNIIgiprogas», Tumen, Russia

Additions to regional stratigraphic scheme of the Upper Jurassic of Western Siberia

В региональной стратиграфической схеме верхней юры Западно-Сибирского бассейна в г. Новосибирске (РСС-04) [3],принятой МСК 2004 г., в в северо-восточной части бассейна, в Тазо-Хетском районе, показаны точинская, сиговская и яновстанская свиты. Не касаясь положения их возрастных границ, отметим, что прослеживание яновстанской свиты далеко на запад от стратотипической местности (Туруханская опорная скважина) не оправдано. Яновстанская свита имеет клиноформное строение и на коротких расстояниях резко меняет свое строение и облик.

Непосредственный контакт яновстанской свиты Тазо-Хетского района с баженовской свитой Пурпейско-Васюганского района – это нонсенс, т.к. указанные свиты граничат через толщу слабобитуминозных глин, которые ранее входили в состав марьяновской свиты. Данная свита выделена в последней схеме только в Ажарминском районе. Ее целесообразно протянуть севернее, по границе Пурпейско-Васюганского и Тазо-Хетского района, тем более, что кимериджские слои марьяновской свиты, представленные слабопроницаемыми глинистыми песчаниками и алевролитами, протягиваются далеко на север, по зоне замещения глинами верхней подсвиты сиговской свиты.

Сиговская свита объединяет два региональных циклита – васюганский и верхнесиговский. С первым из них связана васюганская свита, промышленно продуктивная в Среднеобской и Пур-Тазовской НГО. С этой свитой связан нефтегазоносный резервуар («горизонт») Ю<sub>1</sub>, к которому приурочено более 300 залежей УВ. Этот стратон в западной половине Тазо-Хетского района имеет типичное строение для васюганской свиты и отнесение данных отложений к нижней подсвите сиговской свиты весьма сомнительно, т.к. это противоречит устоявшемуся свитному делению, широко используемому в нефтегеологических построениях. Еще менее оправдано выделение на рассматриваемой территории самостоятельной точинской свиты, которая представляет собой трансгрессивную глинистую часть васюганской свиты и более известна как нижняя подсвита васюганской свиты.

В свое время Н.Х. Кулахметовым и др. [1] для сохранения сложившихся традиций свитного расчленения нефтегазоносных отложений верхней юры Пур-Тазовской НГО (т.е. сохранения васюганской свиты) было предложено выделить в восточной части этой области самостоятельный стратон кимериджского возраста – толькинскую свиту. Нам представляется, что это предложение, проигнорированное при подготовке макета последней верхнеюрской схемы, весьма разумное и имеет право на существование, о чем мы уже писали [2]. Толькинская свита - это региональный циклит трансгрессивнорегоесивного строения, границы которого имеют высокую площадную устойчивость.

Северо-западнее, в пределах Нерутинской впадины и склонов окружающих ее крупных антиклинальных структур (Медвежьего вала, Песцового КП, Ямбургского КП, Пурпейского вала, Комсомольского КП) происходит резкое увеличение мощности отложений келловея – верхней юры с одновременным снижением степени битуминозности волжских отложений и спорадическим появлением в разрезах песчаных резервуаров оксфорда, либо оксфорда-кимериджа.

Депоцентр этой зоны расположен вблизи Тянусалинской, Западно-Песцовой и Ныдинской площадей, где толщины сейсмокомплекса Б-Т (т.е. верхней юры-келловея) превышают 300 м. Эта зона протягивается через Обскую губу и зафиксирована в южной части п-ова Ямал, где она вскрыта в скв. 131 Восточно-Новопортовской площади, на Южно-Нурминской, Нурминской и др. площадях. На п-ве Ямал эти отложения входят в состав баженовской и нурминской свит (см. РСС-2004).

Формирование этой зоны увеличенных толщин верхней юры, связано, вероятно, с мощным

источником питания западно-сибирского седиментационного палеобассейна терригенным материалом, расположенным на Полярном Урале. Об этом свидетельствует опесчанивание разрезов верхней юры в западном направлении, наличие глауконита, который характерен для федоровской и харосоимской свит (титон-берриас) восточного склона Урала.

Фиксация сносимого с Палеоурала терригенного материала происходила в наиболее погруженных участках палеобассейна. Наличие выраженного депоцентра, вероятно, обусловлено специфической тектонической природой рифтогенных прогибов триасового заложения, активизированных на рубеже юры и неокома и получивших способность активного прогибания под действием веса поступавших в это время в бассейн осадков.

Возможно, что нурминскую свиту, выделенную в южной части п-ова Ямал, можно распространить и на Нерутинскую зону. Вполне возможно выделить здесь и самостоятельный стратон – медвежью толщу [2]. В западной части Фроловско-Тамбейского района и в Нурминском районе, судя по строению и облику битуминозных отложений (два прослоя битуминозных глин, разделенных небитуминозными глинами), следует выделять не баженовскую, а тутлеймскую свиту. Представляется, что и формирование отложений тутлеймской свиты происходило за счет западного, Уральского источника питания бассейна терригенным материалом. Об этом свидетельствует наличие на сейсмических разрезах клиноформ восточного падения, уменьшение динамической выраженности отражающего горизонта Б, его «расщепление» в западном направлении.

При изучении кернового материала по скв. 403 и 404 Комсомольского месторождения установлено, что песчано-алевритовые породы, залегающие под битуминозными глинами, содержат значительную примесь глауконита (вплоть до прослоев глауконититов), обильную морскую фауну, крупные стяжения фосфорита, пирита, текстуры биотурбации. По этим признакам они похожи на отложения кимериджа, примесь глауконита в которых и другие литогенетические признаки морских отложений (фауна, богатый и специфический комплекс диагенетических аутигенных минералов) являются характерными для этих отложений в региональном плане. В скв. 404 также описаны глауконитовые алевролиты, прослоями слабосцементированные, с запахом бензина. Мощности песчано-алевритовых пластов достигают 4-5 м, локализуются они на Комсомольском месторождении в пачке мощностью 20-30 м, залегающей под битуминозными глинами. Песчано-алевритовые пласты разделены прослоями темно-серых глин, также содержащими включения глауконита, стяжения пирита, фосфатов, оолиты шамозита, карбонатные конкреции, ростры и онихиты белемнитов, остатки раковин двустворок и аммонитов.

Ниже по разрезу вскрыты темно-серые и коричневато-серые глины, с тонкими линзовидными прослоями более светлого алевритового материала. Отмечаются ходы илоедов, стяжения пирита. В нижней части рассматриваемого разреза, в пачке мощностью 20-30 м, залегающей над тюменской свитой, глины становятся более однородными, тонкоотмученными и содержат остатки раковин двустворок и аммонитов.

Несмотря на обилие фауны, датирован возраст только отдельных находок. Глауконитовые песчаники фаунистически не охарактеризованы. По положению в разрезе (залегание непосредственно под ранневолжскими и поздневолжскими слоями) и характерному облику эти породы могут быть отнесены к кимериджу или же к кимериджу - волжскому ярусу.

На Северо-Комсомольском месторождении песчаные прослои встречаются как в верхней, так и в нижней частях рассматриваемого разреза, залегающего между битуминозными глинами и тюменской свитой. В верхней (предположительно кимериджской) части разреза это глауконитовые песчаники и алевролиты, в келловейских (?) слоях - сахаровидные песчаники, прослоями интенсивно биотурбированные, разделенные пачками темно-серых и буровато-серых однородных и линзовидно-полосчатых ("васюганских") глин с ходами илоедов, пиритом, остатками водорослей. На Известинском месторождении, где описываемые отложения содержат залежь нефти и газоконденсата, В.П. Мякишевым описаны глауконитовые песчаники. На Ямсовейском и Юбилейном месторождениях под битуминозными глинами также вскрыты предположительно УВ-насыщенные песчаные пласты, сложенные светлосерыми песчаниками, в которых по производственным описаниям керна глауконита не отмечено. Судя по этим описаниям керна, выполненным геологами буровых предприятий, данные породы более напоминают васюганскую свиту. Несколько удивляет только тот факт, что кимериджских глин в этих скважинах ни по данным ГИС, ни по керну не зафиксировано.

В настоящее время по сейсморазведочным данным МОГТ каналы в верхней юре, предположительно содержащие песчаный материал, закартированы в прогибе, разделяющем Юбилейное поднятие и Пурпейский вал Они имеют в плане вытянутую форму и ориентированы в направлении ЮЮВ-ССЗ, Ю-С. Несмотря на то, что васюганская свита глинизируется на поднятиях, расположенных восточнее (Пурпейское, Северо-Пурпейское, Вынгаяхинское) эти каналы можно связать с авандельтовыми продолжениями оксфордских рек, поставлявших в васюганское время терригенный материал в палеопрогибы.

Наличие глауконита, установленное в этих отложениях, может быть связано с захоронением

оксфордских авандельтовых осадков в нормально-морских условиях. Возможен и другой вариант – Нерутинская зона активного прогибания служила аккумулятором терригенных осадков как в оксфорде (за счет восточных источников сноса), так и в кимеридже (за счет Палеоурала).

Несмотря на дискуссионность происхождения, опесчаненные разрезы верхней юры в северозападных районах ЗС представляют несомненный нефтегазопоисковый интерес, т.к. они содержат песчаные пласты-резервуары с удовлетворительными фильтрационно-емкостными свойствами, а также признаки УВ практически во всех скважинах, где они охарактеризованы керном или результатами испытаний. В настоящее время эти отложения являются объектом поискового бурения. Результаты изучения материалов по новым глубоким скважинам позволят уточнить строение верхней юры рассматриваемого района.

#### Литература

1. Кулахметов Н.Х., Кислухин В.И., Зининберг П.Я. (1994) Литолого-фациальное районирование верхней юры севера Западной Сибири как оценка основы нефтегазоносности // Геология и оценка нефтегазового потенциала Западной Сибири. М.: Наука. С. 59-72.

2. Нежданов А.А., Халиулин И.И., Герасимова Е.В. (2003) Строение верхней юры на северо-западе Западной Сибири // Актуальные проблемы нефтегазоносных бассейнов. Новосибирск: Изд-во НГУ. С. 127-133.

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

# А.Ю. Нехаев

Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука (ИНГГ) СО РАН, Новосибирск, Россия, Nehaev@mail.ru

# УТОЧНЕНИЕ СТРУКТУРНО-ФАЦИАЛЬНОГО РАЙОНИРОВАНИЯ НИЖНЕЙ И СРЕДНЕЙ ЮРЫ СЕВЕРА ЗАПАДНОЙ СИБИРИ

## A.Y. Nekhaev

Trofimuk Institute of Petroleum Geology and Geophysics (IPGG) SB RAS, Novosibirsk The revision of structural and facial zoning of Lower and Middle Jurassic time in the north of Western Siberia

В северных районах Западной Сибири нижняя и средняя юра, толщины которой колеблются от 1 до 2,5 км и залегающие на глубинах от 2 до 6 км, пользуются повсеместным распространением и являются крупнейшими объектами для поисков залежей нефти и газа. Одним из важнейших условий повышения эффективности поисков является детальная корреляция этих отложений. На последнем Межведомственном стратиграфическом совещании [1] была принята уточненная стратиграфическая схема нижне-среднеюрских отложений и схема структурно-фациального районирования с нанесением границ фациальных областей и районов (рис. 1). Границы районов были уточнены, а критерием их выделения служила одинаковая последовательностью свит, примерно равные мощности, сходный генезис отложений, вещественный состав и набор фаций. Принятие схемы явилось большим шагом вперед в осмыслении стратиграфии юрских отложений севера Западной Сибири. Недостатком этой схемы, на взгляд автора, является то, что она не учитывает весь имеющийся материал бурения и региональных сейсмических профилей, не привязана к конкретным площадям и скважинам. Границы фациальных областей и районов проведены достаточно условно и нуждаются в уточнение. Это хорошо видно на примере Нижнеобского фациального района, особенностью которого являются сокращенные мощности и отсутствие нижне-среднеюрских отложений древнее тюменской свиты. Согласно принятому районированию в этом районе расположены Усть-Юрибейская скв. 30, Малоямальская скв. 3004, Западно-Яротинская скв 301, Сюнай-Салинская скв. 41, Шугинская скв. 83, Ярудейская скв. 4, Северо-Ярудейская скв. 3, Ярудейская скв. 2, Полуйская скв. 201 и 204. Однако детальные исследования показали, что кроме тюменской свиты в разрезах этих скважин установлены более древние нижнее-среднеюрские отложения. Так, на корреляционном профиле Полуйская скв. 204 – Надымская скв. 7 (рис. 2) в Полуйской скв. 204 отчетливо выделяется верхняя часть шеркалинской свиты, а в Ярудейской скв. 2 – котухтинская свита в полном объеме. Учитывая эти данные, а также показания региональных сейсмопрофилей, необходимо уточнить границу Нижнеобского фациального района, сдвинув её к западу (рис. 1). Возможно, что такие же уточнения следует внести по границам других структурно-фациальных областей и районов севера Западной Сибири.

### Литература

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

Рис. 2 Схема детальной корреляции нижнеюрских отложений по профилю Полуйская - Надымская площади.

Породы (1-13): 1 - глины (аргиллиты), 2 - глины алевритистые, 3 - алевролиты глинистые, 4 - алевролиты глинистые и алевритистые, 5 - алевролиты, 6 - песчаники алевритистые и алевритовые, 7 - песчаники глинистые и алевритистые, 8 - алевролито-песчаники, 9 - песчаники, 10 - углистые породы, 11 - эффузивы, 12 - породы фундамента, 13 - породы коры выветривания; 14 – перерывы. Границы (15-18): 15 - свит, 16 - подсвит, 17 - пачек, 18 - песчаных пластов; 19 - фрагмент литологической колонки: а - интервалы разреза, построенные по керновому материалу и ГИС, 6 - интервалы разреза, построенные по материалам ГИС.



Рис. 1 Фрагмент схемы структурнофациального районирования нижней и средней юры (без келловея) Западной Сибири (Решения ...., 2004).

1 - Фациальные районы: А - Ямальско-Гыданский, Б - Усть-Енисейский, В - Нижнеобской, Г - Надымский, Д - Уренгойский, Е - Часельский, Ж - Фроловский, 3-Варьеганский; 2 - границы фациальных районов, 3 - граница выклинивания нижне-среднеюрских отложений, 4 - предлагаемые изменения границ фациальных районов, 5 - скважины : Харасавэйская 201, 103, Бованенковская Зап.-Арктическая 41, Усть-Юрибейская 30, Малоямальская 3004, Зап.-Яротинская 301, Новопортовская 107, Верхнереченская 2, Ень-Яхинская 501, Сюнай-Салинская 41, Ярудейская 4, Сев.-Ярудейская 3, Ярудейская 2, Кушелевская 45, Медвежья 32, Уренгойская 673, Ево-Яхинская 356, Тюменская СГ-6, Геологическая 35, Зап.-Красноселькупская 46, Полуйская 200, 201, 204, Надымская 7, Сев.-Лакьюганская 103, Средненадымская 71, Косомольская 199, Зап.-Таркосалинская 99. Харампурская 342, Юж.-Часельская 15, Сев.-Толькинская 304, Светлогорская 308, Сугмутская 423, Зап.-Новогодняя 210.





## Б.Л. Никитенко, Б.Н. Шурыгин

Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А.Трофимука (ИНГГ) СО РАН, Новосибирск, Россия, e-mail: NikitenkoBL@ipgg.nsc.ru, ShuryginBN@ipgg.nsc.ru

# ЭКОТОННЫЕ РАЙОНЫ СРЕДНЕЮРСКОГО АРКТИЧЕСКОГО БАССЕЙНА И ИЗМЕНЕНИЯ АБИОТИЧЕСКИХ ФАКТОРОВ В КРИТИЧЕСКИХ ЗОНАХ КАК ТРИГГЕРЫ БИОТИЧЕСКИХ ПЕРЕСТРОЕК

## B.L. Nikitenko, B.N. Shurygin

Trofimuk Institute of Petroleum Geology and Geophysics (IPGG) SB RAS, Novosibirsk, Russia Ecotone zones of the Middle Jurassic Arctic Basin and the main abiotic events in keyareas as triggers of biotic turnover

На протяжении всей юры ассоциации макро- и микробентоса были относительно четко дифференцированы в Северном полушарии по широте [3, 6]. Будучи буферным (переходным между Палеоатлантикой и Палеопацификой), бореальный тип среднеюрских сообществ бентоса распространен на обширной циркумполярной территории. В средней юре хорошо обособляются три крупные области: Бореально-Атлантическая, Бореально-Тихоокеанская и Арктическая. Конфигурация, площадь и положение их границ во многом определяются конфигурацией окружающих массивов суши, палеогеографическими барьерами и связями морей, площадью зеркала внутренних бассейнов, влиянием течений и т.д. Положение южной границы бореального климатического пояса менялось во времени, как границ и площадей, приуроченных к нему биогеографических областей: похолодание смещало границы на север, потепление – на юг.

Переходная зона между арктическими и смежными акваториями рассматривается на разных временных этапах как экотонная. В течение большей части средней юры на западе бореальноатлантические и арктические фауны контактировали без образования широких экотонных зон, а на востоке всегда располагалась широкая экотонная зона, таксономическое разнообразие донных сообществ в которой и количество представителей нижнебореальной и тетической фауны постепенно убывали в западном направлении. Далеко не все особенности в развитии и расселении фауны и флоры в пределах Арктики в юрском периоде могут быть объяснены влиянием только климатического фактора (рис. 1). Важную роль играли особенности палеогеографии. Связи Арктического бассейна с бореальными морями в течение юры осуществлялись через проходы на севере Палеоатлантики и севере Палеопацифики. В составе арктического среднеюрского бентоса преобладали арктические и панбореальные (космополитные) таксоны. Периодически сюда проникали таксоны-мигранты из южных акваторий. В свою очередь, некоторые типично арктические формы встречались и в Бореальных бассейнах [11].

Иммигранты из северотихоокеанских акваторий постоянно влияли на формирование биоты Арктики. Влияние североатлантических иммигрантов проявлялось в средней юре эпизодически и усилилось, начиная с келловея. Внедрение иммигрантов из низкоширотных морей постоянно ограничивалось либо палеогеографическими барьерами на севере Палеоатлантики, либо на севере Палеопацифики абиотическими факторами глобального характера (низкие температуры или, вероятнее, степень контрастности сезонных температур) (рис. 1). В конце бата-келловее, с началом обширной трансгрессии, в западном секторе Арктики образуется широкая экотонная зона.

В средней юре проход в Северной Атлантике эпизодически перекрывался. Только этим можно объяснить территориальную близость местонахождений типично арктического бентоса и типично низкобореальных форм [1, 3, 6–8, 11]. В течение средней юры экотонная зона на востоке постоянно поставляла иммигрантов в арктическую биоту и влияла как фильтр, пропускная способность которого варьировала в зависимости от флуктуаций температур (температурный барьер) и Т-Р событий. Экотонная зона на западе лишь эпизодически участвовала в поставках иммигрантов, но являлась ключевым регионом в инициации кризисов арктической биоты. Так, крупная перестройка бентосных сообществ по всему Арктическому бассейну и в морях на северо-западе Европы фиксируется в начале раннего байоса. Существенно падает таксономическое разнообразие сообществ макробентоса. На обширных территориях Восточной, Западной Сибири, Баренцевоморском шельфе, даже в Северном море и Англии в сообществах фораминифер начинают резко преобладать представители аммодискусов, образуя часто моновидовые скопления (так называемые "аммодискусовые фации") [8; и др.] (рис. 1, 2). В то же время состав остальных групп фораминифер существенно различался. Так, в арктических палеобассейнах и в районе Северного моря в сообществах наиболее часто встречались космополитные рода и виды, на севере западно-европейских морей (Англия) были достаточно многочисленны тетические.

С конца ранней юры и в начале средней юры, в районе Северного моря происходит прогревание литосферы и подъем расплавленного вещества, так называемый среднеюрский плюм [10] (рис. 1, 2). Эти явления, вероятно, способствовали формированию серии географических барьеров в районе Северного моря, разделяющих арктические и бореально-атлантические бассейны и затрудняющих взаимные миграции бентоса. Во многих районах Северного полушария на границе аалена и байоса фиксируется значительное падение уровня моря [5; и др.]. В это же время, как в морских бассейнах, так и в наземных экосистемах в разных регионах Северного полушария отмечается негативный сдвиг изотопного состава органического и карбонатного углерода [9], что обычно увязывается с похолоданием и низким содержанием CO<sub>2</sub> в атмосфере. Об этом также свидетельствуют многочисленные находки глендонитов в нижнем байосе Сибири.

Таким образом, локальные тектонические и палеогеографические причины вызвали изоляцию в приграничных частях Арктического бассейна и Палеоатлантики, что обусловило глобальное изменение систем палеотечений в Арктике, смену направлений эмиграции и иммиграции и, вероятно, существенные климатические изменения. Это в итоге и привело к кризису биот (кризис второго типа, вызванный локальными причинами в критических экотонных зонах палеобассейнов) [6–8].

Работа выполнена при поддержке РФФИ (проекты № 06-05-64291, 06-05-64439).

#### Литература

1. Захаров В.А., Шурыгин Б.Н. (1984) Экосистемы юрского и раннемелового бассейнов на севере Сибири // Палеонтология: Докл. 27-го Междунар. геол. конгресса. Т.2. М.: Наука, 1984. С.30-37.

2. Захаров В.А., Богомолов Ю.И., Ильина В.И. и др. (1997) Бореальный зональный стандарт и биостратиграфия мезозоя Сибири // Геология и геофизика. 1997. Т.38. №5. С.99-128.

3. Захаров В.А., Шурыгин Б.Н., Курушин Н.И. и др. (2002) Мезозойский океан в Арктике: палеонтологические свидетельства // Геология и геофизизика. 2002. Т.43. №2. С.155-181.

4. Меледина С.В., Шурыгин Б.Н., Дзюба О.С. (2005) Палеобиогеография и зональная стратиграфия нижней и средней юры Сибири на основе стадийности в развитии моллюсков // Геология и геофизика. 2005. Т.46. №3. С.239-255.

5. Палеогеография севера СССР в юрском периоде. Новосибирск: Наука, 1983. 188 с.

6. Шурыгин Б.Н. (2005) Биогеография, фации и стратиграфия нижней и средней юры по двустворчатым моллюскам. Новосибирск: АИ "Гео", 2005. 154 с.

7. Шурыгин Б.Н., Никитенко Б.Л. (1996) Циркумбореальные реперные уровни нижней и средней юры (по последовательности биособытий в бентосе) // Геодинамика и эволюция Земли. Новосибирск: ОИГГМ СО РАН, 1996. С.187-192.

8. Шурыгин Б.Н., Никитенко Б.Л., Девятов В.П. и др. (2000) Стратиграфия нефтегазоносных бассейнов Сибири. Юрская система. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2000. 480 с.

9. Hesselbo S.P., Morgans-Bell H.S., McElwain J.C. et al. (2003) Carbon-Cycle Perturbation in the Middle Jurassic and Accompanying Changes in the Terrestrial Paleoenvironment // J. Geology. 2003. V.111. P.259-276.

10. Nielsen S.B., Clausen O.R., Trautner S.P. et al. (2003) Basin evolution constrained by joint inversion of many wells // Geophysical Research Abstracts. 2003. V.5. 08989.

11. Nikitenko B.L., Mickey M.B. (2004) Foraminifera and ostracodes across the Pliensbachian-Toarcian boundary in the Arctic Realm // Geol. Soc. London. Spec. Publ. 2004. V.230. P.137-173.

12. Zakharov V.A. (1994) Climatic fluctuations and other events in the Mesozoic of the Siberian Arctic // ICAM Proceedings. Anchorage, Alaska, 1994. P.23-28.



Юрская система России: проблемы стратиграфии и палеогеографии

Рис. 1. Основные биотические и абиотические события в средней юре Сибири (данные по этапности аммонитов и белемнитов по [4]).



Рис. 2. "Аммодискусовые фации" в Арктическом бассейне в раннем байосе.


## А.Г.Олферьев Палеонтологический институт (ПИН) РАН, Москва, Россия, e-mail: olferiev@comtv.ru ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ИСТОРИЯ ВОРОНЕЖСКОЙ АНТЕКЛИЗЫ В ЮРСКИЙ ПЕРИОД

#### A.G. Olferiev

Paleontological institute (PIN) RAS, Moscow, Russia Geological history Voronezh anteclise in Jurassuic period

На Воронежской антеклизе юрские отложения пользуются широким распространением, но на дневную поверхность не выходят. Они перекрыты мощным чехлом меловых и кайнозойских пород и вскрываются лишь единичными карьерами, заложенными, главным образом, на эксплуатируемых железорудных месторождениях Курской магнитной аномалии (КМА). Несмотря на обилие кернового материала, полученного при бурении многочисленных картировочных и поисково-разведочных скважин, особенности строения юрских отложений к настоящему времени не нашли должного отражения в литературе.

В пределах Воронежского кристаллического массива (ВКМ) по особенностям строения юрских отложений выделяются западный, центральный и восточный сектора, а на востоке – Приволжская моноклиналь. Последняя структура не рассматривается в данном обзоре.

В западном и центральном секторах ВКМ юрские отложения имеют повсеместное распространение. Северная граница их распространения примерно совпадает с зоной сочленения Воронежской антеклизы и Московской синеклизы. Она трассируется по линии, совпадающей с южным бортом широтно ориентированного валообразного поднятия, сформировавшегося в юрско-меловое время и прослеженного через Смоленск, Ельню, Спас-Деменск и Плавск на Ефремов. В плане это поднятие с юга оконтуривается отсутствием в разрезах мезозоя юрских и валанжин-готеривских отложений по линии Починок, Киров, Сухиничи, Мценск, а на его вершинах – и апт-альбских напластований. Здесь карбон перекрыт сеноманскими и более молодыми верхнемеловыми образованиями. На северном борту этого вала в пределах расчленяющих его ложбин, вероятнее всего домезозойского происхождения, установлены ингрессивно залегающие образования келловея, оксфорда, верхнего кимериджа, берриаса, готерива и апта. В этих ложбинах при движении с севера на юг к их вершинам в разрезах келловея наблюдается постепенное замещение нормально морских отложений континентальными, особенно четко проявленное в верхах среднекелловейской великодворской толщи.

В центральном секторе ВКМ юрские отложения присутствуют вплоть до рубежа, очерченного линией, проходящей через Ефремов, Ливны, Касторное, Лиски, Острогожск, Валуйки. Они вновь появляются уже на Приволжской моноклинали восточнее траверса, совпадающего с направлением долины р. Хопер, и следующего далее на города Калач-на-Дону и Элисту. Отсутствие юрских отложений на столь значительной площади позволило И.Г. и Н.Т. Сазоновым [3] предположить существование в юрском периоде на востоке антеклизы равнины, возвышавшейся над уровнем эпиконтинентального моря, и названной ими Донской сушей. Это мнение И.Г. и Н.Т. Сазоновых получило общее признание и укрепилось в литературе. Но на наш взгляд оно является ошибочным. В юрский период Донская суша, как и вся Воронежская антеклиза, находилась под уровнем моря. На это указывает не только фациальная выдержанность и литологическая однотипность одновозрастных стратонов по обеим сторонам предполагаемой Донской суши вплоть до непосредственной границы их выклинивания, но и ранее пропущенный факт трансгрессивного срезания юрских отложений меловыми напластованиями. При этом наблюдается последовательное выпадение из разреза юры от молодых к более древним стратонов при приближении к гипотетической суше. На самом деле образование Донской суши связывается с рубежом юры и мела, когда воздымание восточного сектора привело к денудации не только юрских, но, вероятно, каменноугольных и значительной части девонских пород. Последовавший далее эвстатический подъем уровня вод мирового океана, обусловивший меловую трансгрессию, привел к последовательному перекрытию меловыми отложениями размытых в различной степени юрских и более древних образований. При этом при приближении к присводовым частям Донского палеоподнятия базальные слои меловой системы последовательно омолаживались. И в районе современного Павловского свода средний девон

и докембрий оказались погребенными уже под сеноманскими и даже туронскими отложениями.

Вторая закономерность заключается в увеличении не только мощности, но и полноты разреза юрских отложений при движении от присводовой части ВКМ к северо-западному борту Днепровско-Донецкой впадины (ДДВ). Увеличение стратиграфической полноты по нашим представлениям происходит трояким образом. Во-первых, в направлении к юго-юго-западу от северного борта антеклизы наблюдается появление под средним келловеем, даже на ее присводовых участках, напластований нижнего келловея, а затем подразделений бата, верхнего и нижнего байоса. Во-вторых, в том же направлении уменьшается интенсивность денудации юрских пород в начале мелового периода, что обусловило последовательное появление над средним келловеем оксфорда и сменяющих его более молодых стратонов. Вышесказанное иллюстрирует геологический профиль от Сухиничей на севере до Трубчевска на юге. И, в-третьих, для центрального сектора антеклизы, где развиты волжские отложения, фиксируется дискордантное залегание средневолжских напластований на подстилающих образованиях, что при приближении к своду антеклизы привело к последовательному выпадению из разреза сначала нижневолжских, а затем и кимериджских пород.

Третья, ранее никем не отмеченная закономерность, заключается в отчетливо выраженных как в структурно-фациальных, так и в литологических различиях отложений, развитых соответственно в западном и центральном секторах Воронежской антеклизы. Резкая граница между ними прослеживается в юго-юго-западном направлении от г. Ливны на северо-востоке через Щигры и Беседино до Суджи на юго-западе. Важно подчеркнуть, что в приграничной полосе между секторами не наблюдаются постепенные литологические изменения одновозрастных стратонов при переходе от одной структурнофациальной зоны к другой. Смена литологического состава и изменение полноты разреза происходит, практически, в узкой полосе, что на наш взгляд свидетельствует о существовании в пределах антеклизы двух крупных тектонических блоков, испытавших в юрском периоде разнонаправленные вертикальные колебательные движения.

В западном секторе разрез юры начинается лагунными образованиями трубчевской свиты, возраст которой оценивается батом и, возможно, терминальной частью верхнего байоса, что подтверждается находками в ее низах фораминифер Lenticulina volganica Dain. Трубчевская свита представляет собой рециклит, начинающийся глинами, переходящими вверх по разрезу в алевриты и далее в глинистые тонкозернистые пески, заключающие батские Ammodiscus baticus Dain. Выше с четким контактом залегает мощная серия пород келловейского возраста. В ее основании развиты некарбонатные глины ичнянской свиты с аммонитами зон Proplanulites koenigi и Sigaloceras calloviense, а также комплексом фораминифер лоны Haplophragmoides infracalloviensis-Guttulina tatarensis. Вверх по разрезу ичнянские некарбонатные глины сменяются известковыми глинами крупецкой свиты со среднекелловейскими аммонитами зоны Kosmoceras jason и комплексом фораминифер лоны Lenticulina cultratiformis-Lenticulina pseudocrassa. Постепенно крупецкие глины насышаются алевритовым материалом и сменяются глинистыми карбонатными алевритами суражской свиты, содержащими тот же фаунистический комплекс. что и в нижележащих крупецких образованиях. Далее алевриты постепенно переходят в известковые тонко-мелкозернистые пески с двустворчатыми моллюсками широкого стратиграфического диапазона и среднекелловейским комплексом фораминифер. Заканчивается разрез суражской свиты регионально прослеженным хардграундом в форме выдержанного пласта песчаника с крепким известковым цементом. Суражские пески в пределах Восточно-Белорусской моноклинали на юго-западном склоне Воронежской антеклизы, перекрыты темно-серыми плитчатыми алевритовыми глинами стародубской свиты, содержащими аммониты зоны Cardioceras cordatum и комплекс фораминифер лоны Ophthalmidium sagittum-Epistomina volgensis, что свидетельствует об их раннеоксфордском возрасте. Выше с размывом, выраженным скопленим фосфоритов, развиты серые с бежевым оттенком алевритовые глины висловской свиты. В них заключены типичные для среднего оксфорда аммониты зон Cardioceras densiplicatum-Amoeboceras ilovaiskii и комплекс фораминифер лоны Ophthalmidium strumosum-Lenticulina brestica. Висловская свита сменяется пепельно- и голубовато-серыми глинами яковлевской свиты с пиритизированными остатками аммонитов Amoeboceras sp. и верхнеоксфордским комплексом фораминифер лоны Lenticulina uhligi-Epistomina russiensis.В наиболее полных разрезах свиты, в ее терминальных слоях появляется характерная для нижнего кимериджа ассоциация фораминифер Epistomina praetatariensis-Lenticulina kusnetsovae. Более молодых юрских образований в западном секторе Воронежской антеклизы под меловыми отложениями не зафиксировано.

Иное строение имеют юрские отложения в центральном секторе Воронежского кратона. Здесь разрез над континентальными песками орельской свиты, отмеченной и в единичных разрезах юры западного сектора, начинается довольно мощной толщей морских глин верхнего байоса. Эти глины разделены выдержанным слоем алевритов, выявленных в семидесятых годах Н.А. Скулковым (1978 г.), что послужило основанием для выделения ракитнянской, пеновской и безгинской свит. Ракитнянские глины коррелируются нами с бахтемирскими глинами Волгоградского Поволжья, где они охарактеризованы аммонитами зоны Garantiana garantiana и комплексом фораминифер лоны Garantella rudia– Lenticulina pulchella. Пеновские алевриты, на наш взгляд, являются аналогами караулинской свиты Приволжской моноклинали, из которой известны Megateuthis aalensis Voltz.и М. cf. elliptica Mill., а также фораминиферы комплекса Ammodiscus subjurassicus. Эта фауна указывает на принадлежность караулинской свиты низам байосской зоны Parkinsonia parkinsoni. Безгинская свита глин принадлежит верхам той же зоны, поскольку в них среди аммонитов определенны Parkinsonia doneziana Boriss. и Gonolkites pseudoferrugineus (Nicol.). Здесь же установлен комплекс фораминифер лоны Lenticulina volganica-Astacolus dainae. Возможно, что терминальные слои безгинской свиты принадлежат уже нижнему бату. Безгинские глины морского генезиса сменяются лагунными образованиями вейделевской свиты – тонким чередованием алевритов, песков и глин с редкими двустворчатыми моллюсками и фораминиферами Ammodiscus baticus Dain. Вейделевская свита постепенно переходит в континентальные озерноаллювиальные пески с прослоями глин аркинской свиты. Эти отложения не содержат органических остатков. Завершается разрез батского яруса регрессивным ритмом, представленным углистыми глинами и алевритами железногорской свиты, отражающим первые признаки эвстатического подъема уровня моря, наступившего в келловейском веке. На железногорских отложениях практически повсеместно прослеживается корочанская свита, стратиграфический диапазон которой охватывает интервал от раннего келловея до среднего оксфорда. Феномен этого стратона заключается в том, что он выражен конденсированным слоем, в изобилии содержащим разнообразные в видовом отношении аммониты, принадлежащие всем зонам келловея, нижнего и среднего оксфорда. Его формирование связывается нами с резкими флуктуациями уровня эпиконтинентального моря на прибрежных отмелях, вызванного цунами. Полный перечень собранных нами в карьере Стойленского ГОКа и определенных С.В. Мелединой таксонов можно найти в объяснительной записке к унифицированной стратиграфической схеме юрских отложений Русской платформы [4]. Корочанская свита согласно перекрыта последовательно сменяющими ее вверх по разрезу висловской и яковлевской свитами, которые в литолого-фациальном плане не имеют принципиальных отличий от этих же подразделений, развитых в западном секторе. Видимо на территории мегаблока КМА в среднем оксфорде – раннем кимеридже наступила стабилизация эпейрогенических процессов. Стоит лишь отметить, что яковлевская свита в центральном секторе гораздо полнее охарактеризована фауной. На яковлевских глинах с четким литологическим контактом пластуются серые с характерным коричневатым оттенком глины игуменковской свиты, заключающие многочисленные и типичные для верхнего кимериджа аммониты Aspidoceras acanthicum (Opp.), Aulacostephanus eudoxus (d'Orb.), A. pseudomutabilis Lor. и др., а также фораминиферы комплекса Pseudolamarckina pseudorjasanensis-Haplophragmium monstratum. Вверх по разрезу они сменяются органогеннодетритовыми "виргуловыми" известняками шопинской толщи, содержащими в массовом количестве Exogyra virgula (Defr.), а также неопределимые до вида аммониты Ilowaiskya и Pectinatites, характерные для нижневолжского подъяруса. Выше с размывом, выраженным скоплением фосфоритов, распространены глины с прослоями известняков и мергелей псловской свиты, в которых заключены остатки типичных для низов средневолжского подъяруса аммонитов Dorsoplanites dorsoplanus Vischn., Pavlovia pavlovi Mich., Zaraiskites zarajskensis (Mich.), Z. quenstedti (Rouil. et Vos.) и фораминифер комплекса Lenticulina infravolgaensis-Saracenaria pravoslavlevi. Перекрывающие их органогенно-обломочные известняки и карбонатные песчаники беленихинской свиты содержат характерные для середины средневолжского подъяруса аммониты Virgatites virgatus (Buch), Lomonossovella lomonossovi Vischn. и ассоциацию фораминифер лоны Lenticulina ponderosa–Flabellammina lidiae. Завершается разрез юрской системы в центральном секторе прохоровской свитой алевритов и песков с белемнитами Acroteuthis russiensis (d'Orb.), с известной долей условности отнесенной к зоне Epivirgatites nikitini средневолжского подъяруса.

Следует подчеркнуть, что игуменковская свита верхнего кимериджа и стратоны волжского региояруса, объединенные в шебекинскую серию, развиты только на погруженном юго-юго-западном склоне Воронежской антеклизы, принадлежащем западной периферии Белгородской моноклинали. Как уже указывалось выше, повсеместно на севере ВКМ в присводовых частях кратона в результате раннемелового размыва терминальные образования юрской системы выпадают из разреза. Но в центральном секторе антеклизы их былое присутствие устанавливается по наличию переотложенных аммонитов в базальных конгломератах нижнего мела. М.А. Роговым [1,2] в карьере Стойленского ГОКа были собраны характерные для верхнего кимериджа Aulocostephanus aff. volgensis (Vischn.) и типичные для нижневолжского подъяруса формы Anaspidoceras neoburgense (Opp.), Ilowaiskya pseudoscythica (Ilov. et Flor.), I. socolovi (Ilov. et Flor.) и Pseudovirgatites sp.

Работа выполнена в рамках Программы 18 Президиума РАН "Происхождение и эволюция биосферы".

#### Литература

1. Рогов М.А. (2001) Юрские гаплоцератины (Ammonoidea) Европейской части России // Автореф. дисс. канд. геол.-мин. наук. М. 2001. 24 с.

2. Рогов М.А. (2003) Охетоцератины (Oppeliidae, Ammonoidea) из верхней юры Центральной России // БМОИП Отд. геол. 2003. Т. 78. Вып. 3. С. 38-52.

3. Сазонова И.Г., Сазонов Н.Т. (1967) Палеогеография Русской платформы в юрское и раннемеловое время // Тр. ВНИГРИ. Вып. 62. Л.: Недра. 1967. 261 с.

4. Унифицированная стратиграфическая схема юрских отложений Русской платформы. С-Пб.: изд-во Девон. 1993. 28 л.



### М.А. Павлова

Институт нефтегазовой геологии и геофизики (ИНГГ) СО РАН, Новосибирск, Россия, e-mail: masha@emf.ru

ЦИКЛИЧНОЕ СТРОЕНИЕ ВЕРХНЕБАТКИХ - ОКСФОРДСКИХ ОТЛОЖЕ-НИЙ ПО КОМПЛЕКСУ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ДАННЫХ РУССКИНСКОГО НЕФТЯНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (СУРГУТСКИЙ СВОД, ЗАПАДНАЯ СИ-БИРЬ)

#### M.A. Pavlova

Institute of Petroleum Geology and Geophysics (IPGG) SB RAS, Novosibirsk, Russia, e-mail: masha@emf.ru Sequence structure of the Upper Bathonian - Oxfordian deposits on a basis of geophysical data of Russkinskoe oil-field (Surgut arch, West Siberia)

В настоящее время особенно остро стоит вопрос о выявлении сложных неантиклинальных объектов и приуроченных к ним структурно-стратиграфических залежах в отложентиях верхнеюрского возраста. Для реализации этих целей необходимо детальное изучение геологического строения и создание адекватных геолого-геофизических моделей залежей, которые в дальнейшем являлись бы надежной основой для подсчета запасов и проектирования разработки нефтяных месторождений.

На основе анализа обширного фактического материала по 568 эксплуатационным и разведочным скважинам Русскинского нефтяного месторождения рассмотрены литологические и геофизические характеристики верхнебатского-оксфордского разреза и предложена циклическая схема их строения.

В изученном разрезе наблюдается внутренний порядок, характеризующийся направленными постепенными фациальными замещениями, образованными повторяющимися трансгрессиями и регрессиями на фоне устойчивого прогибания дна в мелководной шельфовой и глубоководной зонах эпиконтинентального моря. Такой седиментационный режим называется трансгрессивно-регрессивным и относится к классу миграционных [1, стр. 58]. При этом в разрезе регистрируются элементарные седиментационные трансгрессивно-регрессивные циклы [1, с. 60]. Трансгрессивный полуцикл характеризуется уменьшением зернистости вверх по разрезу, а регрессивный – погрубением пород вверх по разрезу.

Выделенные в исследуемых отложениях трансгрессивно-регрессивные циклы выглядят ассиметрично. В большинстве случаев трансгрессивный полуцикл по высоте меньше регрессивного. Вероятнее всего, эта ассиметрия не имеет прямого отношения ко времени протекания осадконакопления в разные фазы (трансгрессивную и регрессивную), а связана с резко различными скоростями седиментации глинистых и песчаных пород, вопреки бытующему мнению, что трансгрессии в условиях плоскоравнинного рельефа Западной Сибири были практически мгновенны [2, стр. 67, 76]. В соответствии с правилом миграции фаций Н.А. Головкинского, в то время, когда в прибрежной зоне накапливаются мощные песчаные пласты, на глубине осаждаются тонкий глинистый материал, и толщины осадочных отложений, сформировавшихся за одинаковый период времени в разных фациях вкрест береговой линии возрастают в направлении берега.

В мелководно-морских васюганских отложениях Русскинского месторождения выделено 6 трансгрессивно-регрессивных циклов.

**Первый** трансгрессивно-регрессивный цикл начинается с регионального маркирующего горизонта  $\text{Modes}_2^0$ . Это образование является базальным горизонтом верхнебатской-келловейской трансгрессии и перекрывает песчаный пласт  $\text{Modes}_2$ , сформированный в обстановке смены континентальных условий морскими. Увеличение вверх по разрезу глинистой составляющей отражает постепенное уменьшение гидродинамической активности, связанное с увеличением глубины бассейна и вызванное продвижением береговой линии в сторону континента. Дальнейшее развитие трансгрессии отражается уменьшение ем примеси алевритового материала вверх по разрезу. Верхняя часть трансгрессивного полуцикла представлена глинистыми отложениями, превратившимися в плотную породу – тонкоотмученный аргиллит 11. Он образовался при фоновых условиях седиментации из однородной суспензии ниже зоны воздействия волн. Незначительное повышение гидродинамической активности среды сопровождается суспензионным осаждением мелкоалевритовых частиц из столба воды и образованием в нем алевритистых пропластков. Такие глины, как I1, по терминологии В.Ф. Гришкевича [3] называются ядром трансгрессии и регистрируют время смены характера осадконакопления с трансгрессивного на регрессивный. Соответственно, внутри этих глин проходит граница трансгрессивной и регрессивной частей полуцикла.

Выше мы вновь видим отложения, свидетельствующие о понижении уровня воды в бассейне, вызвавшем смену осадков от глубоководно-морских к мелководно-морским. Вверх по разрезу наблюдается постепенный переход к алевритистым глинам A1, а затем и к песчаному пласту  $O_1^5$ . При относительно низком стоянии моря, в условиях литорали и мелководья, формировались песчаные отложения, а более тонкий глинистый материал проносился дальше в бассейн. Судя по отображению этого пласта на каротажных диаграммах, где сначала наблюдается увеличение зернистости, а затем ее уменьшение, он накапливался во время максимума регрессии и, согласно [3], называется ядром регрессии. В соответствие с этим, внутри пласта  $O_1^5$  проходит граница между первым и вторым трансгрессивнорегрессивными циклами.

Вверх по разрезу мы снова наблюдаем описанную последовательность пород – переход от мелководно-морских песчаных отложений к глубоководным, а от них снова к мелководным. Второй трансгрессивный полуцикл отображается в разрезе уменьшением зернистости: от инициальнотрансгрессивной части песчаного пласта  ${\rm IO_1}^5$  до тонкоотмученных глин I2, являющихся ядром трансгрессии и, соответственно, рубежом полуциклов. Регрессивный полуцикл содержит ряд постепенного изменения отложений от тонкоотмученных глин I2, к алевритистым глинам A2 и затем к песчанику  ${\rm IO_1}^4$ . Появление на морском дне песчаного осадка после оседания глинистого свидетельствует о том, что условия накопления существенно изменились в результате обмеления и усиленного поступления осадочного материала с суши. Песчаник  ${\rm IO_1}^4$  встречается во всех скважинах от юго-востока и практически до центральных частей полигона, он развит на большей территории, по сравнению с нижележащим песчаным пластом  ${\rm IO_1}^5$ . В верхней части песчаника  ${\rm IO_1}^4$  происходит смена режима и начинается новый трансгокивный этап.

**Третий** трансгрессивно-регрессивный цикл охватывает комплекс отложений от кровельной части песчаника  ${\rm IO_1}^4$  до межугольной пачки, представленной на данной территории лагунными алеврито-песчаными отложениями. Трансгрессивный полуцикл содержит отложения с уменьшением зернистости вверх до следующей пачки тонкоотмученных глин - I3, соответствующей ядру очередной трансгрессии. Регрессивный полуцикл в изучаемом разрезе является самым большим и включает в себя верхнюю часть I3, алевритистые глины A3, песчаный пласт  ${\rm IO_1}^3$  и перекрывающие его алеврито-песчаные отложения межугольной пачки, накопившейся во время самого низкого стояния уровня моря в позднеюрское время.

Судя по корреляции, в районе эксплуатации, непосредственно в центральной части Русскинской структуры, происходит резкое увеличение толщины регрессивного пласта  $10^{3}$ , и уменьшение толщин вышележащих пластов  $10^{1-2}$ . Толщины  $10^{3}$  растут в северо-северо-западном направлении, а в западном происходит литологическое замещение песчаных слоев  $10^{3}$  алевритистым, а затем и алеврито-глинистым материалом. В аргиллитах нижележащей нижневасюганской подсвиты этого участка практически отсутствуют прослои песчано-алевритового материала, и ее толщина уменьшается, по сравнению с юго-восточной частью района. Совокупность этих фактов позволяет сделать вывод о том, что в раннем оксфорде на месте Русскинской структуры существовала впадина, заполнявшаяся косослоистыми песчаными отложениями пласта  $10^{3}$ . Такие песчаники составляют конечную пачку разреза с укрупняющейся вверх зернистостью, предположительно связанную своим происхождением с удаленным от берега, поперечным к потоку баром, образованным возвратными приливно-отливными течениями, осложненными штормовыми процессами.

Далее, на стадии максимального обмеления оксфордского бассейна в юго-восточной части района, песчаные морские осадки пласта  ${\rm M_1}^3$  размылись и переместились северо-западнее, а на их месте начали образовываться алевритистые лагунные осадки, соответствующие межугольной толще. В настоящее время надугольную пачку, включающую пласты  ${\rm M_1}^2$  и  ${\rm M_1}^1$ , считают трансгрессивной. На изучаемой территории, по совокупности всех разрезов, в отложениях надугольной пачки выделено 3 трансгрессивно-регрессивных цикла, разительно отличающихся по высоте от описанных выше циклов.

**Четвертый** цикл начинается с новой трансгрессии, которая отражается в накоплении более радиоактивных и обогащенных железом, по сравнению с нижележащими слаборадиоактивными лагунными отложениями межугольной пачки, глинистых морских илов, превратившихся в аргиллиты и алевролиты мощностью до 6 м. Местами они замещаются песчаниками с уменьшением зернистости вверх по разрезу, выше в них появляются прослои алевритовых пород. А в регрессивном полуцикле, проявляющемся в большинстве скважин района, к кровельной части песчаника  $\mathrm{IO_1}^2$  снова возрастает зернистость.

В некоторых скважинах, например в Русскинских 1554, 105, к кровле пласта  ${\rm O_1}^2$  зернистость песчаных прослоев уменьшается, а во многих скважинах на верхней части  ${\rm O_1}^2$  с размывом залегает песчаник  ${\rm O_1}^1$ . Это позволяет нам выделить **пятый** трансгрессивно-регрессивный цикл. В самой верхней части песчаника  ${\rm O_1}^2$  наблюдается направленное уменьшение зернистости до перехода в алевритоглинистый прослой толщиной до 7 м, обусловленное, вероятно, наступанием моря. Однако оно имело пульсационный характер, и направление движения снова ненадолго сменило знак и регрессией частично размыло донные осадки. Количество грубозернистого материала прибывает и накапливается нижняя часть песчаника  ${\rm O_1}^1$ , судя по увеличению отрицательных аномалий на диаграммах ПС.

Шестой цикл выделен нами на том основании, что на значительной части территории, в основном на северо-западе, в песчаном пласте  ${\rm O_1}^1$  прослеживается алеврито-глинистая перемычка, толщиной до 1 м. А к верхней части песчаника  ${\rm O_1}^1$  снова наблюдается увеличение зернистости. То есть, во время накопления пласта  ${\rm O_1}^1$  движение моря трижды меняло свое направление – сначала наступало на сушу, затем отступило, и снова начало затапливать континент.

Анализ цикличного строения васюганской свиты позволяет утверждать, что верхнебатско – оксфордский разрез представляет собой последовательность напластования песчаных и глинистых слоев, омолаживающихся к центру бассейна, косослоистое строение которых обусловлено чередованием регрессий и трансгрессий в бассейне с некомпенсированным осадконакоплением в условиях практически выровненного рельефа по почти горизонтально залегающим пластам. Такое косослоистое строение свидетельствует о том, что в васюганской свите находятся литологические ловушки углеводородов. Начало формирования Русскинской структуры, как поднятия, вероятно, произошло в позднем оксфорде, и совпадает с рубежом накопления пластов  $\mathrm{IO_1}^2$  и  $\mathrm{IO_1}^1$ .

#### Литература

1. Романовский С.И. (1985) Динамические режимы осадконакопления. Циклогенез. – Л.: Недра, 1985. – 263 с.

2. Нежданов А.А. (1990) Некоторые теоретические вопросы циклической седиментации// В кн.: Литмологические закономерности размещения резервуаров и залежей углеводородов - Н.: Наука, 1990. – С. 60 – 79.

3. Гришкевич В.Ф. (2005) Макроструктура берриас-аптских отложений Западной Сибири и ее использование при построении информационных технологий в геологии нефти и газа. – Тюмень:Издательский Дом «ИздатнаукаСервис», 2005. – 116 с.



# <u>М.В.Пименов</u><sup>1</sup>, А.Ю.Гужиков<sup>1</sup>, М.А.Рогов<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Саратовский государственный университет им. Е.Н. Чернышевского (СГУ), Саратов, Россия, e-mail: PimenovMV@gmail.com, GuzhikovAY@info.sgu.ru

<sup>2</sup>Геологический институт РАН, Москва, Россия, e-mail: rogov\_m@rambler.ru

# СВОДНЫЙ МАГНИТОСТРАТИГРАФИЧЕСКИЙ РАЗРЕЗ БАТСКОГО – ОКС-ФОРДСКОГО ЯРУСОВ РУССКОЙ ПЛИТЫ

# M.V.Pimenov<sup>1</sup>, A.Yu.Guzhikov<sup>1</sup>, M.A.Rogov<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Saratov State University, Saratov, Russia

<sup>2</sup>Geological Institute of RAS, Moscow, Russia

Composite magnetostratigraphical section of the Bathonian – Oxfordian of the Russian Plate

В настоящее время накоплено большое количество данных по стратиграфии средней и верхней юры Русской плиты (РП), построены подробные зональные шкалы, которые по своей детальности зачастую превосходят западноевропейские аналоги. В тоже время, в магнитостратиграфическом отношении юрские отложения изучены еще очень слабо. К настоящему времени известны магнитостратиграфическое данные по 10-15 разрезам байосского-волжского ярусов РП, часть которых опубликована только в фондовой литературе [7]. Большинство палеомагнитных материалов получено по результатам обработки керна картировочных скважин. Сведения о магнитной зональности опорных разрезов средней и верхней юры, в которых имеется возможность привязать магнитополярные определения к детальным подразделениям палеонтологического обоснования, крайне немногочисленны. Тем не менее, понытки обобщения имеющихся магнитостратиграфических материалов в виде сводных разрезов средней-верхней юры Поволжья и Русской плиты предприняты в работах [4, 5].

Одна из главных причин слабой магнитостратиграфической изученности заключается в том, что юрские отложения являются неблагоприятным объектом для палеомагнитных исследований в виду их чрезвычайно слабой естественной магнитности. Кроме того, средне-верхнеюрский интервал стратиграфической шкалы характеризуется очень сложно построенной знакопеременной магнитной зональностью, что, в известной мере, затрудняло использование палеомагнитного метода для практической стратиграфии.

Подобную ситуацию нельзя признать удовлетворительной по многим причинам: **1.** Палеомагнитные данные играют важнейшую роль при калибровке детальных стратиграфических шкал разных регионов, а многие вопросы, связанные с бореально-тетическими корреляциями юры остаются до сих пор невыясненными. **2.** На РП располагается ряд опорных разрезов, имеющих мировое значение, - это, в первую очередь, стратотип волжского яруса (д.Городищи, Ульяновская обл.) и разрезы п.Дубки (г.Саратов), п.Просек (Нижегородская обл.), претендующие на роль точек глобального стратотипа границы (GSSP) батского-келловейского и келловейского-оксфордского ярусов, соответственно. Согласно требованиям современной стратиграфии, они должны быть охарактеризованы максимально широким спектром признаков (в том числе и палеомагнитных), обеспечивающих временную корреляцию отложений на больших расстояниях [9]. **3.** Петромагнитный метод, как составная часть магнитостратиграфии, хорошо зарекомендовал себя в смысле геологической информативности при изучении юрских отложений РП [2, 3 и др.] и его возможности еще далеко не исчерпаны.

Целенаправленные работы по сбору и обработке материала для построения сводного магнитостратиграфического разреза средней-верхней юры РП авторами проводятся и по настоящее время. Для палео- и петромагнитных исследований опробовано 12 опорных разрезов в Волгоградской, Саратовской, Самарской, Ульяновской, Курской, Брянской, Рязанской, Московской, Нижегородской областях. Все разрезы опробованы по методике «образец в образец» во избежание неточностей в привязках палео- и петромагнитных определений к биостратиграфическим подразделениям и конкретным находкам фауны. Собранный материал, с учетом опубликованных данных [1, 6 и др.] позволяет построить сводный разрез по степени стратиграфической полноты и надежности палеонтологического обеспечения, превосходящий имеющиеся аналоги [4 и др.]. К настоящему времени сделаны петромагнитные определения по всему собранному каменному материалу и получены магнитополярные данные по разрезам байоса-бата: Сокурский тракт (г.Саратов), Малый Каменный овраг (г.Жирновск), келловея-оксфорда: п.Дубки (г.Саратов), карьер «Михайловцемент» (Рязанская обл.) (рис.), остальные разрезы находятся на разных стадиях палеомагнитной обработки.

На основе результатов проведенных исследований успешно решен ряд стратиграфических задач, например, проведение корреляции зон и биогоризонтов нижнего бата Русской плиты с детальными подразделениями стандартной шкалы [8].

Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ 06-05-64284.

#### Литература

1.Балабанов Ю.П. (2004) Палеомагнитный разрез мезозойских отложений Северо-Востока Ульяновско-Саратовского прогиба// Палеомагнетизм и магнетизм горных пород: теория, практика, эксперимент. Мат-лы международного семинара. Казань: Изд-во Казанского университета. С.192-196.

2. Гужиков А.Ю., Барабошкин Е.Ю., Гаврилов Ю.О. и др. (1999) Магнитные свойства волжских отложений как индикаторы железосодержащих минералов и их значение для реконструкций условий седиментации в позднеюрском палеобассейне Поволжья // Геологические науки – 99: Избранные труды межведомственной научной конференции (5-16 апреля 1999г., Саратов). Саратов: изд-во ГосУНЦ «Колледж». С.38-42.

3.Гужиков А.Ю., Ямпольская О.Б., Гончаренко О.П. (2002) Петромагнетизм байос-батских отложений Поволжья: стратиграфический и палеотектонический аспекты // Изв. ВУЗов. Геология и разведка. №2. С.53-62.

4. Гужиков А.Ю. (2004) Палеомагнитная шкала и петромагнетизм юры – мела Русской плиты и сопредельных территорий (значение для общей шкалы и бореально – тетических корреляций). Автореф. дисс. на соискание уч. с. доктора геол.-мин. наук. Новосибирск. 32 с.

5.Молостовский Э.А. (2004) Сводный магнитостратиграфический разрез юрских отложений Нижнего Поволжья // Стратиграфия, тектоника и полезные ископаемые осадочных бассейнов Евразии. Мат. Сов. М.: МГГРУ. С. 41-43.

6.Молостовский Э.А., Богачкин А.Б., Гребенюк Л.В. и др. (2003) Новые данные по стратиграфии юрских отложений Среднего Заволжья по результатам комплексного изучения разреза опорной скважины №120 // Вопросы стратиграфии фанерозоя Поволжья и Прикаспия (ред. А.В.Иванов, В.А.Мусатов). Саратов: Изд-во СГУ. С.155-168.

7.Молостовский Э.А., Еремин В.Н., Гужиков А.Ю. и др. (1989) Отчет по теме: Палеомагнитная стратиграфия мезозойских и кайнозойских отложений южных и юго-восточных районов европейской части СССР. Часть І.. Саратов. Фонды НИИ Геологии СГУ. 339 с.

8.Пименов М.В., Гужиков А.Ю., Сельцер В.Б., Иванов А.В. (2006) Палеомагнитная характеристика нижнебатских отложений разреза «Сокурский тракт» (Саратов) // Недра Поволжья и Прикаспия. Вып. 47. С. 46-55.

9.Стратиграфический кодекс России (2006). Издание третье. СПб.: Издательство ВСЕГЕИ. 96 с.



# <u>М.В.Пименов</u><sup>1</sup>, Е.М.Тесакова<sup>2</sup>, М.А.Рогов<sup>3</sup>, А.Ю.Гужиков<sup>1</sup>, А.М.Михайлов<sup>1</sup>

<sup>Т</sup>Саратовский государственный университет им. Е.Н. Чернышевского (СГУ), Саратов, Россия, e-mail: PimenovMV@gmail.com, GuzhikovAY@info.sgu.ru; <sup>2</sup>Московский Государственный Университет, геологический факультет, Москва, Россия, e-mail: ostracon@rambler.ru; <sup>3</sup>Геологический институт РАН, Москва, Россия, e-mail: rogov m@rambler.ru

# О СОГЛАСОВАННОМ ИЗМЕНЕНИИ ПАЛЕОЭКОЛОГИЧЕСКИХ И ПЕТРО-МАГНИТНЫХ ХАРАКТЕРИСТИК В СРЕДНЕ-ВЕРХНЕЮРСКИХ ОТЛОЖЕ-НИЯХ ПОВОЛЖЬЯ

M.V.Pimenov<sup>1</sup>, E.M.Tesakova<sup>2</sup>, M.A.Rogov<sup>3</sup>, A.Yu.Guzhikov<sup>1</sup>, A.M.Mikhailov<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Saratov State University, Saratov, Russia; <sup>2</sup>Moscow State University, geological faculty, Moscow, Russia <sup>3</sup>Geological Institute of RAS, Moscow, Russia

On the coordinated oscillations of the paleoecological and petromagnetic features in the Middle-Upper Jurassic of Volga area

Совместный анализ петромагнитных и палеонтологических материалов позволил предположить обусловленность вариаций магнитных свойств средне- и верхнеюрских отложений изменениями уровня моря.

В разрезе верхнекелловейских-нижнеоксфордских отложений, вскрывающихся в карьере близ п.Дубки Саратовского района и представленных серыми глинами, отмечено совпадение высоких значений dk с максимумами численности остракод (рис. 1). Вариации dk отражают изменения по разрезу концентраций изначально немагнитного пирита (марказита), который после нагрева превращается в сильномагнитный магнетит. Поэтому отмеченное совпадение связано с интенсивным образованием сульфидов железа в придонных слоях при восстановительной обстановке, создающейся, вероятно, за счет захоронения большего количества органического материала, в том числе, остракод. Авторы палеоэкологического анализа бентосных остракод по исследуемому разрезу [3] связывают изменения их численности и таксономического разнообразия с колебаниями уровня моря (при обмелении бассейна более теплые приповерхностные воды проникали на дно и приводили к улучшениям условий жизни остракод). В таком случае, не исключено, что петромагнитные вариации отражают режим изменений уровня моря и придонной температуры в конце келловейского – начале оксфордского века, причем более детально, по сравнению с имеющимися данными [1].

Аналогичная зависимость между петромагнитными вариациями и численностью бентосных остракод выявлена и в стратотипе волжского яруса у д. Городищи (Ульяновская обл.), в котором максимальное разнообразие остракод, по мнению М.А.Рогова и Е.М.Тесаковой [2], также соответствует понижениям уровня моря (рис. 2). Однако, в данном разрезе положительная корреляция между dk и количеством остракод наблюдается только в верхнекимериджских-нижневолжских отложениях (до фаунистического горизонта *Anaspidoceras neoburgense* подзоны Tenuicostatum включительно).

Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ 06-05-64284.

#### Литература

1. Михайлов А.М., Пименов М.В. (2007) Палеогеографическое и стратиграфическое значение петромагнитных данных по верхнему келловею – нижнему оксфорду разреза Дубки (Саратовский район) // Геологи XXI века: Материалы VIII Всероссийской научной конференции студентов, аспирантов и молодых специалистов (Саратов, 28-30 марта 2007 г.). Саратов: Изд–во СО ЕАГО, С. 99-100.

2. Тесакова Е.М., Рогов М.А. (2004) Палеоэкологический анализ верхнеюрских ассоциаций остракод и аммонитов Поволжья (разрез Городищи) // в: Калабин Г.В., Бессуднова З.А., Кандинов М.Н., Стародубцева И.А. (ред.) Проблемы региональной геологии: музейный ракурс. М.: Акрополь. С.182-184.

3. Тесакова Е.М., Рогов М.А. (2006) Палеоэкологический анализ остракод верхнего келловея – нижнего оксфорда разреза Дубки (Саратовское Поволжье) // Палеонтология, биостратиграфия и палеогеография бореального мезозоя. Новосибирск: АИ "Гео". С.53-55.



Рис. 1. Соотношение вариаций численности остракод, значений прироста магнитной восприимчивости (dk) с колебаниями уровня моря.





Рис. 2. Корреляция между численностью остракод и вариациями dk.



# Ю.С. Репин<sup>1</sup>, И.В. Полуботко<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Всероссийский нефтяной научно-исследовательский геологоразведочный институт (ВНИГРИ), Санкт-Петербург, Россия, e-mail: ins@vnigri.spb.su <sup>2</sup> Всероссийский геологический институт (ВСЕГЕИ), Санкт-Петербург, Россия РАННЕЮРСКИЕ ЭКОСИСТЕМЫ СЕВЕРО-ВОСТОКА АЗИИ

# Yu.S. Repin<sup>1</sup>, I.V. Polubotko<sup>2</sup>

<sup>1</sup>All-Russian Petroleum Research Geological-Prospecting Institute, St. Petersburg, Russia <sup>2</sup>All-Russian Geological Research Institute, St. Petersburg, Russia Early Jurassic ecosystems of the North-East Asia

<u>Гыданская</u> мегаэкосистема (J<sub>1</sub> h-p<sub>1</sub>). Состоит из трех экосистем (табл. 1). Эволюция палеосообществ на границе триаса и юры на Северо-Востоке Азии, была обусловлена главным образом, планетарными причинами. Региональные экосистемные перестройки играли второстепенную роль и отразились в основном на бентосных палеосообществах. На этом рубеже произошла, полная и повсеместная смена состава аммоноидей. В акваториях Северо-Востока Азии в это время существовал обедненный комплекс космополитных родов, повторяющих линию развития западно-европейских аммонитов.

Среди бентосных палеосообществ граница триаса и юры подчеркивается главным образом исчезновением ряда двустворок (Tosapecten, Bakevellia, Cassianella, Minetrigonia, Palaeopharus), произошедшим практически одновременно по всей акватории Панталассы. Трансгрессия сократила разнообразие и численность биотопов. Доминирующее положение заняли обстановки глубоководного шельфа, на фоне пенепленизации областей сноса, что приводит к накоплению тонкого терригенного материала. Ядром просто устроенных пионерных палеосообществ стали двустворки, перешедшие из триаса -Otapiria, Kolymonectes, Ochotochlamys, Camptonectes, Lima, Meleagrinella, Oxytoma, Arctomytiloides. Это обстоятельство позволяет говорить об автохтонной природе донных палеосообществ гыданской мегаэкосистемы. В начале юры преобладал архипелаговый (омолонский) тип палеосообществ, когда на илистых грунтах глубоководного шельфа в условиях слабой гидродинамики процветали фильтраторы высокого уровня, где доминировали Otapiria, формирующие иногда маломощные (первые см.) слои ракушняков. В дальнейшем (в основном, в синемюре) происходит постепенное расширение спектра обстановок, в связи с чем палеосообщества бентоса усложняются и дифференцируются. К ранее существовавшим родам добавляются представители Іпотопоtis gen. nov., Veteranella, Multisidonia, Anomia, Tancredia, Modiolus.

<u>Лиственничная</u> экосистема в позднем синемюре характеризуется эндемичной аммонитовой ветвью Angulaticeras (Gydanoceras), что вызвано возрастанием обособленности рассматриваемой акватории, затруднением связей и обмена фауны с Палеопацификом.

В гдынскую мегасистему включена, довольно условно, <u>тапская</u> экосистема, имеющая переходный облик между лиственичной и налединской экосистемами

<u>Наледнинская</u> экосистема (J<sub>1</sub> p<sub>2</sub>). Соответствует в целом регрессивной фазе цикла (при кратковременной трансгрессивной), когда практически повсеместно на территории Северо-Востока Азии преобладали условия поднятия на фоне расчлененного рельефа областей размыва, что способствовало высокой энергии седиментационного процесса. В преобладающих условиях мелководного шельфа и прибрежного мелководья накапливались достаточно мощные (до 800-900 м), преимущественно песчаные толщи. Бентосные палеосообщества были таксономически разнообразны (табл. 1).

Основание экосистемы определяется кратковременной трансгрессией начала позднего плинсбаха (зональный момент Amaltheus stokesi), когда трансгрессивная волна способствовала широкому расселению в бореальных акваториях аммонитов (A. stokesi, A. bifurcus). В дальнейшем, в условиях усиливающейся изоляции, здесь получили развитие эндемичные линии Amaltheus (Amaltheus) и A. (Nordamaltheus). Одновременно в бентосных сообществах появляются и повсеместно (от бассейна р. Хатанги на западе до бассейна р. Амур на юго-востоке) распространяются двустворки "Velata" viligaensis, выступая в роли биохронологического репера, связывающего разрезы различных стратигра-

#### Юрская система России: проблемы стратиграфии и палеогеографии

	мрус подъярус	мегаэкосистема	экосистемы	аммонитовые зоны	комплексы двустворчатых моллюсков ( количество видов, выделены доминанты)
	поарскии нижний верхний		стартинская	P.paracompactile P. danilovi P. rosenkrantzi P. spinatum Z. braunianus D. commune H. falciferum E. elegantulum T. antiquum	Nuculana (2), Dacryomya (2), Malletia (1), Cucullaea (1), Modiolus (1), Lenella (2), <u>Kedonella</u> (4), <u>Mytilocerasmus</u> <u>(Pseudomytiloides)</u> (4), Oxytoma (1),
геттантский синамолский плинсбахский тоарский ялос	инсоахскии верхний		наледнинская	Amaltheus extremusAmaltheus viligaensisAmaltheus talroseiAmaltheus stokesi	Veteranella (1), Modiolus (2), Aguilerella (1), Lenella (1), <u>Oxytoma (</u> 6), <u>Meleagrinella (</u> 5), Entolium (1), Kolymonectes (2), Pleuronectites ? (1), Praechlamys (1), <u>Radulonectites</u> (4), Anradulonectites (3),
	пцп НИЖНИЙ		тапская		Multisidonia (1), Tapia (1), Oxytoma (1), Kolymonectes (2), Pleuronectites ? (1), Praechlamys (2), "Chlamys" (2),
,	верхний	гыданская	лиственичная	Angulaticeras (Gydanoceras) kolymicum	Veteranella (1), <u>Arctomytiloides (</u> 3), Multisidonia (1), <u>Otapiria</u> (4), Oxytoma (1), <u>Kolymonectes (</u> 3), Pleuronectites ? (1),
	IX CH			C. siverti	
Ļ	H HB		ая	A. libratus	veteranella (1), <u>Arctomytiloides</u> (5),
ĺ	epxi		HCK	S. angulata	Utapiria (4), Oxytoma (1), Melegrinella (1),
	un Bu		ЛЬЯП	A. liasicus	Kolymonectes (2), Pleuronectites ? (1),
	KHK		Ка	P. planorbis	Praechlamys (1), "Chlamys" (1),
	HI			P. primulum	ctile i i i i mNuculana (2), Dacryomya (2), Malletia (1), Cucullaea (1), Modiolus (1), Lenella (2), Kedonella (4), Mytilocerasmus (Pseudomytiloides) (4), Oxytoma (1),mWeteranella (1), Modiolus (2), Aguilerella (1), Lenella (1), Oxytoma (6), Meleagrinella (5), Entolium (1), Kolymonectes (2), Pleuronectites ? (1), Praechlamys (1), Radulonectites (4), Anradulonectites (3),mMultisidonia (1), Tapia (1), Oxytoma (1), Kolymonectes (2), Pleuronectites ? (1), Praechlamys (2), "Chlamys" (2),ras 

Таблица 1. Сукцессия раннеюрских экосистем на Северо-Востоке Азии

унок 1. Палеогеографикая схема Североточной Азии раннего ра (начальная фаза старской экосистемы) суша; 2 - высокие горы; низкие горы; 4 - денуданная равнина; 5 - аккуятивная ровнина; 6 еносные впадины; 7 рессионные бассейны иментации; 8 - прибрежмелководье; 9 - моря; 10 еан; 11 - островодужные гемы; 12 - конвергент-(аккреционнолизионные) границы; 13 ласти отсутствия тоарх отложений; 14 - аммоы; 15 - белемниты; 16 створки; 17 – фораминиы



фических типов в пределах всей Северо-Восточной Азии.

На Омолонском массиве в условиях стабильного мелководного шельфа на песчаных и илистопесчаных грунтах при сильной и переменной гидродинамике донное сообщество представлено фильтраторами, среди которых преобладают фильтраторы высокого уровня (Б). В роли доминантов выступают Radulonectites и "Velata", раковины которых слагают иногда прослои ракушняков в 5-10 см. Среди фильтраторов низкого уровня (А) доминируют многочисленные Pleuromya. Детритофаги представлены единичными экземплярами Glyptoleda. Кроме двустворок в Омолонском сообществе постоянно присутствуют, брахиоподы – Rudirhynchia и Orlovirhynchia. Из аммоноидей здесь обычны Amaltheus и Phylloceras.

Тип донного сообщества, параллельный Омолонскому, установлен в Северном Приохотье (бассейн р. Вилиги). Вилигинское сообщество имеет близкий таксономический состав (общность достигает ~ 90 %), аналогичную трофическую структуру и существовало в близких условиях среды. К особенностям вилигинского сообщества можно отнести смену доминантов среди фильтраторов высокого уровня (Б). Эта роль здесь принадлежит Ochotochlamys, раковины которого слагают линзовидные ракушняки до 30 см толщины. Более представительным (качественно и количественно) выглядит комплекс брахиопод. К доминирующим Rudirhynchia и Orlovirhynchia, добавляются Viligothyris, Zeilleria. Среди аммоноидей – редкие единичные Amaltheus.

Более глубоководный тип донного сообщества установлен в бассейне р. Оленек. Оленекское сообщество представлено исключительно Harpax ex gr. spinosus, обитавшими на илистых грунтах в условиях слабой гидродинамики на краю шельфа. К сопутствующим элементам относятся единичные "Velata", Radulonectites, Lima, автохтонная природа которых не абсолютна.

<u>Стартинская</u> палеоэкосистема ( $J_1$  t). Нижняя граница стартинской экосистемы фиксируется и обусловлена глобальной раннетоарской трансгрессией. Раннетоарская трансгрессия полностью разрушила структуру донных палеосообществ и в тоже время способствовала проникновению и расселению ряда родов аммоноидей и первому появлению белемнитов. Иммиграция аммоноидей происходила из акватории Палеопацифики (в том числе из Восточного Тетиса). В начале тоарского века (зональный момент propinquum) зародились Kedonoceras и Arctomercaticeras, генетически связанные с тетическими представителями Dactylioceratidae и Hildoceratidae, а также Tiltoniceras, которые, вероятно, появились на востоке Палеопацифики (Британская Колумбия) еще в конце позднего плинсбаха.

На Вилюйском шельфе в раннем тоаре на илисто-глинистых грунтах в условиях слабой гидродинамики существовало сообщество с высокой популяционной плотностью доминантов – Dacryomya (детритофаги A), Modiolus (фильтраторы Б), Tancredia (фильтраторы A), слагающие местами ракушняки до 10-15 см толщины. Нектон представлен часто изобилием белемнитов и более редкими аммонитами: Eleganticeras, Osperlioceras, Dactylioceras, Zugodactylites (рис. 1, A)

На Омолонском массиве (рис. 1, Б<sub>1</sub>), в Северном Приохотье, в бассейне р. Оленек (рис. 1, Б<sub>2</sub>), в это время существовали более глубоководные условия и донные сообщества находились в стадии формирования. Из двустворок присутствуют новые виды родов, перешедших из плинсбаха. В нектоне изобилуют аммониты (Tiltoniceras, Eleganticeras), но белемниты редки.

#### Л.В. Ровнина

## Институт геологии и разработки горючих ископаемых (ИГиРГИ), Москва, Россия НИЖНИЕ ГОРИЗОНТЫ ЮРЫ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ, ОБОСНОВАНИЕ ИХ ВОЗРАСТА

#### L.V. Rovnina

Institute of Geology and Development of Fossils Fuels (IGDFF), Moscow, Russia Lower horizons of Jurassic of West Siberia, substantiation of the age

Западная Сибирь в раннеюрскую эпоху характеризовалась сложной историей осадконакопления, разнообразными формами погребенного рельефа и часто меняющимися палеогеографическими обстановками. Нижнеюрские отложения, залегающие под региональной глинистой покрышкой тоарааленского возраста, образуют самостоятельный нефтегазоносный комплекс, региональная нефтегазоносность которого доказана открытием в них нефтегазовых залежей [13]. В связи с этим биостратиграфическое обоснование детального расчленения и корреляция продуктивных нижнеюрских отложений является актуальной проблемой геологии нефтегазоносных толщ Западной Сибири. Следует отметить, что результаты палинологических исследований и определение фораминифер дают основание для дробного расчленения и корреляции отложений. Тем не менее, слишком вольный подход к использованию полученных данных приводит к ошибкам.

Так, в 1974 г. В.С. Бочкаревым, И.И. Нестеровым и Г.П. Худорожковым был установлен и прослежен новый тип разреза триаса, выделенный в тампейскую серию на обширной территории северовосточной и юго-восточной частях равнины. Требовалось подтверждение триасового возраста указанной серии [1].

Многочисленные находки более древних спор и пыльцы в юрских палинокомплексах юговосточных районов Западной Сибири позволили палинологам первоначально обосновать триасовый возраст, что весьма приветствовалось геологами. Были выделены новые свиты триасового возраста: стрежевая, лымбелькараминская, кулынигольская и др. [12].

Вместе с тем, нами в изученных разрезах Кулынигольской скв.2 и Стрежевой скв.14 были установлены типичные палинокомплексы, характерные для юрских (тоарских) отложений. Об этом неоднократно было доложено на пленарных заседаниях Межведомственного регионального стратиграфического совещания (МРСС, Тюмень, 1976). Однако возможность выделения новых свит в тампейской серии так увлекла геологов, что им удалось принять ошибочное решение, а в 1978г. его утвердило МСК.

Свое понимание ситуации с корреляцией юрских отложений и обоснование возраста нами было опубликовано в особом мнении [8].

Лишь в 1990г. на очередном заседании MPCC вышеназванные свиты были изъяты из схемы без каких либо объяснений. В решении V MPCC [4] есть всего две строчки: «в триасовой схеме упразднены кулынигольская и стрежевая свиты. Эти отложения отнесены к нижней юре». Никаких объяснений поэтому поводу не последовало.

Палинологи(и) должны быть более осторожными и бдительными к «новым идеям» геологов. Все дело в том, что быстро забываются допущенные ошибки и появляются новые.

Открытие гигантского Талинского месторождения нефти в нижней юре породило идеи поиска новых нефтяных объектов в нижнеюрском стратиграфическом интервале.

А.А. Нежданов [3] полагает, что нет достаточного обоснования триасового возраста ятринской свиты, семьинской толщи, а также саранпаульской свиты, несмотря на то, что триасовый возраст всех упомянутых стратиграфических единиц обоснован. Свидетельством тому является огромный биостратиграфический материал. Отложения рэтского возраста, выявленные по палинокомплексам [7] и флористическим находкам в многочисленных разрезах Ятринской, Оторьинской и других площадей, не только широко сопоставляются с известными палинокомплексами рэта, но и подтверждаются новыми находками палинокомплексов и флоры. А.А. Нежданов полагает, что тонкоотмученные сероцветные и зеленоцветные листоватые глины саранпаульской свиты практически идентичны глинам тогурской пачки, вскрытым, например, на Нижнетабаганской площади. Это и послужило аргументом в пользу отнесения тоарских отложений Нижнетабаганской площади к триасу. В дальнейшем, когда эти глины на Нижнетабаганской площади к триасу.

го возраста саранпаульской и ятринской свит восточного склона Приполярного Урала (?).Как и на каких основаниях можно проводить такие сопоставления? Вероятно, основным критерием оказался цвет породы, как это было в случае зеленоцветной кулынигольской свиты, где отложения, идентичные макаровской и иланской свитам, посчитали за пестроцветные триасовые.

Позволю себе несколько подробней остановиться на палинологической характеристике и обосновании возраста саранпаульской свиты [6].

В западной прибортовой части Люльинского месторождения угля, скв.68 вскрыты своеобразные, не угленосные отложения. По описанию А.В. Гурского [6], характерной чертой этих осадков является их пестроцветный облик. Резко преобладают зеленоцветные породы, красноцветные развиты незначительно. К первым относятся в основном глинистые и песчано-алеврито-глинистые отложения; ко вторым – грубообломочные: гравелиты, конгломераты, песчаники, которые залегают на коре выветривания палеозойских пород.

Возраст пород определен по данным палинологических исследований керна скв. 68 в интервале 143,2 – 74 м [10].

В 16-ти хорошо и удовлетворительно насыщенных образцах выявлен палинокомплекс, стабильный по составу компонентов, но с некоторыми колебаниями их процентного содержания. Особенностью споровой части комплекса являются хвощовые (Leiotriletes microdiscus K.-M.), которые по исследованиям многих палинологов считаются характерными для раннего и среднего триаса. Их содержание варьирует от 2 до 14%. Столь же постоянными компонентами являются споры Osmundacidites sp., O. wellmanii Couper, содержание которых часто превышает 10%, а иногда достигает 20%. В небольшом количестве (до 3 – 9%) определены Marattiaceae. Споры Leiotriletes sp., L. turgidorimosus K.-M., Acanthotriletes ielkensis Kop., Dipteridaeeae (Dictyophyllum Clathropteris) не превышают 6-8%. Почти в равных небольших процентных соотношениях присутствуют споры Matoniaceae, Stereisporites sp., Periplecotriletes amplectus (Waltz) K.-M. Иногда, в значительном количестве (до 12,5%) встречаются споры Caliendrina protomorpha Mal., описанные B.С. Малявкиной из раннетриасовых отложений Русской платформы, а также споры Perotriletes mesozoicus Schulz. (до 3,3%), Aratrisporites sp., A. scabratus Klaus (до 27%).

Споры типа *Aratrisporites* широко развиты в (отложениях) кейпере Германии (Schulz, 1965) и Актюбинского Приуралья (Копытова, 1963).

Комплекс скв.68 характеризуется значительным содержанием мешковой пыльцы, из которой большую часть (до 28%) составляет пыльца типа *Vitreisporites pallidus* (Reiss.) Nilsson и типа *Caytodipterella gamoalata* Mal., имеющие широкое распространение в пределах верхнего триаса (Maлявкинa, 1953; Schulz, 1965). В равных небольших количествах (до 3 – 6%) определена пыльца *Ginkgocycadophytus sp., Striatites sp., Podocarpus sp.* В еще меньшем количестве обнаружена пыльца *Gnetaceapollenites sp.* и лишь в интервале 143,2-142,2 м. она составляет от 6 до 12%. Присутствие ее было отмечено в нижнем триасе Западной Канады (Jansonius, 1962), нижнем и среднем триасе Тургайского прогиба (Романовская, 1963), верхнем триасе Северного Приуралья (Варюхина, 1966).

Вместе со спорами и пыльцой определены акритархи. Их максимальное количество (от 17,7 до 51%) приходится на глубины 126,3 и 100,3 м. Комплекс Люльинского месторождения в целом имеет сходство с комплексами карнийских отложений Лено-Оленекского междуречья (Короткевич, 1966), где они датированы по двустворкам и брахиоподам.

Этот комплекс близок также к комплексу карнийских и норийских отложений Актюбинского Приуралья. По данным Э.А. Копытовой (1963), для карнийского комплекса указанного региона характерно появление спор *Dipteridaceae* и участие различных представителей семейства *Marattiaceae*, а для норийского комплекса присущи споры типа *Aratrisporites*. По этим признакам отмечается сходство сравниваемых комплексов.

Имеются некоторые черты сходства описываемого комплекса и комплекса из верхних горизонтов нижнего триаса Актюбинского Приуралья. Они выражаются в повышенном содержании спор хвощевых – *Equisetites rotundus* (Naum.) К.-М. и *Leiotriletes microdiscus* К.-М.

Сходство отмечается при сравнении люльинского комплекса с комплексом из фаунистически охарактеризованных отложений среднего триаса Анабаро-Хатангского междуречья (Кара-Мурза, 1960) и средне-верхнетриасовым комплексом Прикаспийской впадины (Ярошенко, 1969). Сходство выражается в почти одинаковом содержании пыльцы *Caytodipterella* sp., *Gnetaceapollenites* sp., *Striatites* sp. и некоторых других компонентов.

Приведенное сравнение описываемого комплекса с триасовыми (комплексами) из других регионов показывает его смешанный состав, который, скорее всего, может характеризовать переходный возраст от среднего к верхнему триасу, исключая рэт.

Г.П. Мясникова, А.Г. Мухер, А.В. Тугарева рекомендуют пересмотреть возраст палинокомплекса унторской свиты [2]. С этим нельзя согласиться, поскольку палинокомплекс унторской свиты изучен хотя и давно, но надежно и не по одному образцу, а по 11-ти. Керн и шлифы были детально описаны В.Д. Токаревым и Х.А. Иштиряковой. Их работа показала, что вскрыты осадочные породы, отличающиеся от вышележащих пород унторской свиты соотношением породообразующих компонентов.

Палинокомплекс установлен из стратотипа унторской свиты в разрезе Шеркалинской скв.139-Р

(интервал 2771-2657 м.) [5] В комплексе резко преобладает пыльца голосеменных растений. Высоким (иногда более 30%) является содержание пыльцы *Ginkgocycadophytus, Cycadopites*. В нем отмечено значительное количество пыльцы *Disaccites* (до 33%), а также *Caytodipterella gamoalata* Mal. (до 6%), *Protoconiferus pseudostriata* Fad. (4 -7%), *Paleoconiferus sp.* (7 – 16%), *Striatites sp.* (до 4, иногда до 8%).

В споровой части комплекса, составляющей обычно менее 30%, а иногда и 10%, преобладают (до 10%, редко более) споры папоротников Osmundacidites sp. и Dictyophyllum sp. (до 5 – 11%), в несколько меньшем количестве определены споры Marattisporites sp. (до 5,6%); примерно столько же спор Duplexisporites sp. В незначительном количестве (до 2%) содержатся споры папоротников Sphagnumsporites sp. в виде единичных зерен отмечены споры: Leiotriletes eximius Bolch., Tripartina variables Mal., Acanthotriletes ilekensis Kop., Nevesisporites sp..

В целом описанный комплекс хорошо выдерживается по разрезу. Лишь в самой верхней части унторской свиты он несколько «омолаживается», учитывая то, что происходит уменьшение содержания пыльцы древних хвойных и некоторое увеличение количества спор *Leiotriletes sp*.

Корнийско-норийский возраст комплекса установлен на основании сопоставления его с комплексами из карнийско-норийских отложений Челябинского бассейна (Малявкина, 1964), одновозрастных отложений Восточного Зауралья (Унифицированная стратиграфическая схема 1964г.) и карнийских отложений мыса Цветкова (Круговых, Могучева, 2000). Общим для всех перечисленных комплексов является повышенное содержание пыльцы *Cycadopites* sp. и *Ginkgocycadophytus sp.*, присутствие небольшого количества спор *Leiotriletes sp.*(типа *Coniopteris*), Dipteridaceae и пыльцы *Striatites*.

Кроме указанных, существуют и другие проблемы. Например, по-прежнему нуждается в дополнительном обосновании геттанг-синемюрский возраст отложений зимней и урманской свит [10,11]. Эти вопросы требуют дополнительных исследований, хотя уже ясно, что обширный палинологический материал и сопоставление его с имеющимися фактическими данными позволяет утверждать, что распространение геттанг-синемюрского палинокомплекса и вмещающих его отложений в Западной Сибири крайне ограничено.

#### Литература

1.Бочкарев В.С., Нестеров И.И., Худорожков Г.П. (1974) Строение доюрского основания Нижневартовского свода // Геология и нефтегазоносность Нижневартовского района. Вып. 83. С.16-24.

2.Мясникова Г.П., Мухер А.Г., Тугарева А.В.Лагутина С.В. (2003) Предложение по уточнению региональных стратиграфических схем нижней юры центральных районов Западной Сибири // Проблемы стратиграфии мезозоя Западно-Сибирской плиты (материалы к Межведомственному стратиграфическому совещанию по мезозою Западно-Сибирской плиты). Новосибирск. С.68-85.

3.Нежданов А.А. (2005) Дискуссионные вопросы стратиграфии нижних горизонтов юры Западной Сибири // Материалы первого Всероссийского совещания «Юрская система России: проблемы стратиграфии и палеогеографии». М.: ГИН РАН. С.169-171.

4. Решение 5-го Межведомственного стратиграфического совещания по мезозойским отложениям Западно-Сибирской равнины, Тюмень 1990г. Тюмень, 1991. 11с.

5.Ровнина Л.В. (1965) К обоснованию возраста нижнемезозойских отложений Шеркалинской площади Тюменской области (Материалы по геологии, геофизике и полезным ископаемым Сибири) // Тр. СНИ-ИГГИМС. Вып.34. С.144-150.

6.Ровнина Л.В., Гурский А.В. (1971) Новые данные по триасовым отложениям восточного склона Приполярного Урала // Споры и пыльца в нефтях и породах нефтегазоносных областей СССР. М.: Наука. С.71-75.

7. Ровнина Л.В. (1972) Стратиграфическое расчленение континентальных отложений триаса и юры северо-запада Западно-Сибирской низменности. М.: Наука. 109 с.

8. Ровнина Л.В. (1977) О возрасте Кулынигольской свиты // Основные типы разрезов мезозойскокайнозойских отложений Западно-Сибирской равнины. Вып. 121. С. 10-11.

9. Ровнина Л.В. Родионова М.К., Мазур В.М. и др. (1985) Биостратиграфия мезозоя Западной Сибири (уточнение стратиграфической схемы). М.: Наука. 104с.

10.Ровнина Л.В. (2003) Палиностратиграфическая шкала нижней юры Западной Сибири // Материалы к межведомственному стратиграфическому совещанию по мезозою Западно-Сибирской плиты «Проблемы стратиграфии мезозоя Западно-Сибирской плиты». Новосибирск. С.85-92.

11. Ровнина Л.В. (2005) Палиностратиграфия нижней юры Западной Сибири //Материалы первого Всероссийского совещания «Юрская система России: проблемы стратиграфии и палеогеографии». М.: ГИН РАН. С.209.

12.Указания к региональным стратиграфическим схемам мезозойских и кайнозойских отложений Западно-Сибирской равнины, утвержденным МСК 30 января 1978. Тюмень, 1984. С.8-9.

13.Ясович Т.С., Мухер А.Г., Мясникова Г.П. (1987) Условия формирования и перспективы нефтегазоносности нижнеюрских отложений Западной Сибири // Геология нефти и газа. № 9. С.23-28.

### С.В. Рыжкова

Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А.Трофимука (ИНГГ) СО РАН, Новосибирск, Россия, e-mail: ryzhkovasv@ngs.ru

# ПРИМЕНЕНИЕ КОМПЛЕКСНОГО ПОДХОДА ДЛЯ УТОЧНЕНИЯ ФАЦИАЛЬ-НОГО РАЙОНИРОВАНИЯ КЕЛЛОВЕЙ-ВОЛЖСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ЮЖНЫХ РАЙОНОВ ОБЬ-ИРТЫШСКОГО МЕЖДУРЕЧЬЯ

### S.V. Ryzhkova

Trofimuk Institute of Petroleum Geology and Geophysics (IPGG) SB RAS, Novosibirsk, Russia Application of integrated approach for refining of facies zoning of Callovian-Volgian deposits in the southern areas of the Ob-Irtysh interfluve

Верхнеюрский нефтегазоносный комплекс в Западной Сибири, являясь одним из крупнейших объектов поисков и наращивания разведанных запасов углеводородов, интенсивно изучается в последние десятилетия. Комплекс охватывает келловей-волжские отложения, при этом флюидоупором являются баженовский и георгиевский горизонты, а проницаемая часть представлена продуктивным горизонтом Ю<sub>1</sub>, который выделяется в составе васюганского горизонта. Ведущим направлением увеличения ресурсной базы в настоящее время является поиск литологических и структурно-литологических ловушек, который базируется на палеогеографических реконструкциях, при этом структурно-фациальное районирование играет немаловажную роль.

Структурно-фациальное районирование келловей-волжских отложений характеризуется наибольшей детальностью по сравнению с другими интервалами разреза мезозоя Западной Сибири. Данному факту способствовали интенсивные литолого-фациальные и биостратиграфические исследования. Вместе с тем ограниченность кернового материала, сложность разреза, разнообразие фаций, обилие или наоборот недостаток палеонтологических материалов и отсутствие обобщающих ревизий по ним нередко приводили к противоречиям в принятых региональных стратиграфических схемах верхней юры. Несоответствия заключались в несогласованности биостратиграфической и литостратиграфической частях схем. Наиболее яркими примерами являются изменение представлений о барабинской пачке и проблема выделения пахомовской пачки [5].

В последнее десятилетие в региональной стратиграфической схеме келловея и верхней юры проведена ревизия и внесены изменения не только в части шкал региональных биостратиграфических подразделений, но также (в соответствии с современными представлениями о биостратиграфии юры Сибири) изменены границы и объемы горизонтов и свит [3]. Уточнены также границы структурнофациальных районов, но при этом остались некоторые противоречия. Например, скважина Пахомовская 1, в разрезе которой выделен стратотип пахомовской пачки васюганской свиты, расположена в центральной части Омского структурно-фациального района, для которого характерна татарская свита. Так как районирование основано на типах разреза, то в связи с результатами биостратиграфических и литологических исследований келловей-волжских отложений следует вернуться к выделению типов разреза в южных районах Обь-Иртышского междуречья.

Отложения исследуемого интервала разреза формировались в полифациальных обстановках [1]: морских (баженовская свита), мелководно-морских и прибрежно-морских (георгиевская, марьяновская, баганская, васюганская свиты), прибрежно-континентальных (наунакская свита) и озернолагунных (татарская свита).

Методика расчленения и корреляции разнофациальных толщ опирается на комплексный подход. Основное внимание автора было сконцентрировано на трех методах: биостратиграфическом, литостратиграфическом и промыслово-геофизическом.

Единственный способ использовать хорошо опознаваемую циклическую смену как инструмент для корреляции полифациальных отложений с относительно изохронными границами – это прослеживание их от стратотипов, геологический возраст пород которых определен биостратиграфически. Данный метод был применен автором при корреляции разрезов скважин. Следует заметить, что стратотипы



Рис. Схема структурно-фациального районирования келловея-верхней юры южных районов Обь-Иртышского междуречья

 административные границы, 2 - скважины, 3 - граница юрского осадочного бассейна, 4 территория отсутствия юрских отложений, 5 - границы структурно-фациальных районов, 6 - граница и номер типа разреза васюганского горизонта

татарской, георгиевской и баженовской свит расположены на территории исследования, а стратотипы васюганской и наунакской находятся за ее пределами, но их стратотипические районы входят в ее состав. За эталонные были дополнительно приняты разрезы скважин, характеризующиеся полным комплексом геофизических исследований, а также имеющие палеонтологическое обоснование границ свит. Перечень этих скважин приведен в таблице.

		Эталонные разрезы			
Свита	Стратотипы	по результатам геофизических исследований	по палеонтологическим данным		
Баженовская	Большереченская 1	Игольская 11	-		
Георгиевская	Большереченская 1	Игольская 11	-		
Марьяновская	-	-	Татарская 1		
Баганская	Южно-Чулымская 1	-	-		
Васюганская	-	Игольская 10	Пахомовская 1, Узасская 1		
Наунакская	-	Кенгская 135	-		
Татарская	Татарская 1	-	-		

Корреляция от стратотипа к стратотипу позволила автору с определенной долей условности определить границы васюганской, татарской и наунакской свит с нижезалегающей тюменской свитой. Необходимо иметь ввиду, что для упомянутых свит нет единого реперного уровня, позволяющего проследить эту границу по всей территории исследования.

За основу корреляции васюганского горизонта была взята схема его расчленения, предложенная Е.Е. Даненбергом, В.Б. Белозеровым и др. [1]. Согласно этой схеме васюганский горизонт разделен на ряд литостратонов от более молодых к более древним: надугольная (НУ), межугольная (МУ), подугольная (ПУ) пачки и нижневасюганская подсвита, делящаяся на три части. Критерием для идентификации указанных геологических тел послужило сходство их литологического состава [2].

Расчленение и корреляция разрезов скважин проводилась на основе анализа ряда геофизических исследований скважин, включающих электрический, радиоактивный и акустический.

По результатам расчленения и корреляции скважин, а также статистического анализа полученных данных по толщинам и глубинам залегания выделенных интервалов разреза, было выполнено литолого-фациальное районирование баженовского, георгиевского и васюганского горизонтов. Методика районирования заключалась в выделении областей преимущественно морского, континентального осадконакопления и переходной зоны, обоснование выделения которой более подробно изложено в работе C.B. Рыжковой [4].

Сопоставление результатов проведенного районирования позволило уточнить границы структурно-фациальных районов относительно разрезов конкретных скважин (рис. 1). Следует отметить, что границы Ажарминского и Баганского районов выделены условно. Дополнительно для каждого района приведены типы разреза васюганского горизонта, поскольку этот горизонт наиболее изменчив по своим характеристикам. Большое количество подтипов разреза (в номере они обозначены буквой) обусловлено наличием обширной переходной зоны между мелководно-морской (васюганская свита), аллювиально-дельтовой (наунакская свита) и озерно-лагунной (татарская свита) обстановками осадконакопления. Именно наличие этой зоны предопределяет полифациальный характер песчаных тел, входящих в состав васюганского горизонта, и многообразие ловушек углеводородов.

#### Литература

1.Белозеров В.Б., Даненберг Е.Е., Огарков А.М. Особенности строения васюганской свиты в связи с поиском залежей нефти и газа в ловушках неантиклинального типа (Томская область) // Перспективы нефтегазоносности юго-востока Западной Сибири. Новосибирск: изд. СНИИГГиМС, 1980. вып.275. С.92-100.

2.Корреляция разнофациальных толщ при поисках нефти и газа (1976) Изд. 2-е, перераб. и доп. Грачевский М.М., Берлин Ю.М., Дубовской И.Т., Ульмишек Г.Ф. М.: «Недра», 1976. 296 с.

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

4.Рыжкова С.В. Особенности нефтегазоносности и характер взаимоотношения васюганской, татарской и наунакской свит на юго-востоке Западной Сибири // Геология, геофизика и разработка нефтяных месторождений. М: изд. ВНИИОЭНГ. 2001. №10. С. 40-45.

5.Шурыгин Б.Н., Никитенко Б.Л., Девятов В.П. и др. (2000) Стратиграфия нефтегазоносных бассейнов Сибири. Юрская система. Новосибирск: Издательство СО РАН. Филиал «ГЕО», 2000. 480 с.

## В.Ф. Салтыков

## Саратовский госуниверситет (СГУ), Саратов, Россия, E-mail: dekanat@geol.sgu.ru ПОСЛЕДОВАТЕЛЬНОСТЬ АММОНИТОВЫХ И ФОРАМИНИФЕРОВЫХ ЗОН В БАЙОС – БАТСКОМ РАЗРЕЗЕ НИЖНЕГО ПОВОЛЖЬЯ

### V.F. Saltykov

Saratov State University of the N.G. Chernyschevskii. Saratov The sequence of the ammonite and foraminifer zones in Bajocian – Bathonian section of the Lower Volga area

В существующей стратиграфической схеме среднеюрских отложений Русской платформы [6] и Прикаспийского региона [2] имеются неопределенности в соподчиненности местных стратонов, возникшие и-за рассмотрения вида *Pseudocosmoceras michalskii* (Вог.) в качестве нижнебатского. В течение последнего десятилетия производится ревизия аммонитовой шкалы [1, 3 – 5, 8], позволяющая проводить сопоставление с аммонитовым стандартом [12]. Фораминиферовые зоны выделялись в соответствии с принятыми аммонитовыми подразделениями и практически не изменялись с тех пор [7, 11]. Переизучение стратотипического разреза для байос – бата в Малом Каменном овраге (Волгоградская область) и детальное опробование в ряде скважин с хорошим выходов керна, пробуренных в том же районе, показали справедливость изменения возраста зоны *Ps. michalskii* на верхнебайосский, вследствие чего появилась возможность биостратиграфического обоснования границы байоса и бата в Поволжье [10].

Модель регионального среднеюрского осадконакопления и эволюции биоты изложена в работе [9]. В настоящем сообщении детализируется стратиграфическое положение видов аммонитов и фораминифер, отобранных в одних и тех же образцах, с указанием соответствующих зон. Распределение видов аммонитов, как основной группы организмов, изображено в таблице, где пунктиром показаны примерные границы вертикального распространения конкретного вида. Фораминиферовые комплексы приводятся списком, аналогично указывается другая фауна.

Учитывая обнаружение только вида Garantiana garantiana (Orb.), характерного для нижней половины одноименной зоны стандарта [12], можно полагать, что бахтемирская свита J<sub>2</sub>bh должна сопоставляться с подзонами dichotoma и subgaranti. Установленный состав микрофауны [2] позволяет относить ее к фораминиферовой зоне Garantella rudia – Lenticulina pulchella, свойственной аммонитовой зоне G. garantiana [7]. В пределах Прикаспия А.И. Сарычева [11] описывала следующий таксономический состав: Spirophthalmidium aff. caucasicum Ant., Sp. aff. clarum Ant., Sp. ex gr. intraoolithicum (Terq.), Palaeomiolina occulta Ant., Spirillina eichbergensis K. et Zw., L. ex gr. caucasica (Ant.), L. ex gr. protracta (Born.). Planularia ex gr. semiinvoluta (Terq.), Pl. ex gr. subinvoluta (Terq.), Pl. foliacea (Schwag.), Garantella asterogerinoides Kapt., G. aff. rudia Kapt., G. caucasica Ant., Reinholdella dreheri (Bart.), R. terquemi Kapt., Lamarckella media Kapt. В этом комплексе присутствуют многие кавказские виды и по этому признаку он отличается от такового в вышележащих байос – батских свитах. Лишь изредка отмечается наличие вида Ammodiscus aff. subjurassicus Sar. et Chab., характерного для караулинской свиты J<sub>2</sub>krl.

В последнем стратоне доминируют представители родов *Pseudocosmoceras, Medvediceras* и *Rarecostites*, при этом только отдельные виды приникают в низы жирновской свиты  $J_2zr$ . На протяжении разреза мощностью около 20 м было обнаружено 86 экземпляров аммонитов, среди которых наиболее часто встречаются виды первых двух родов. Эти данные подтверждают биостратиграфические заключения H.B. Безносова и B.B. Митты [1, 3 - 5] о необходимости отнесения эндемичного вида *Ps. michalskii* (Bor.) к зоне *Parkinsonia parkinsoni* стандарта (подзонам *densicosta* и *bomfordi*) [12]. Для караулинской свиты характерен фораминиферовый комплекс *Am. subjurassicus – L. saratovensis*. Виды-индексы постоянно встречаются в образцах в значительных количествах. Среди сопутствующих видов установлены *L. clara* Chab., *L. compacta* Chab., *Haplophragmoides planus* Ant., *Eogutulina triloba* (Born.), *Planularia* 

instabilis (Terq.), *Pl. arietes* (Issler), *Pl.* ex gr. protracta (Born.), *Pl. cordiformis* (Terq.). В верхах разреза встречается *L. volganica* (Dain), свойственная для жирновской свиты, тогда как большинство остальных видов исчезают на границе между двумя стратонами. Это противоречит предположению [7] о постепенном замещении караулинского комплекса жирновским. На самом деле эта смена происходит довольно резко во многих разрезах, что видно при детальном опробовании. По сравнению с жирновской свитой караулинские отложения содержат обедненный состав двустворчатых и брюхоногих моллюсков. Среди первых присутствуют Meleagrinella doneziana (Bor.), *M. echinata* (Smith.), *Nucula sana* Bor., *N. nina* Bor., *Pleuromya tenuistriata* (Gold.), *Pl. cauduta* Terq., *Oxytoma scarburgense* Roll., *Questedia laevigata* (Phill.), *Inoceranmus ussuriensis* (Vor.). Среди двустворчатых моллюсков характерно отсутствие представителей родов *Promathilda* и *Posidonia*, обильных в жирновской свите.

В последнем подразделении установлены разнообразные аммониты родов *Parkinsonia, Gonolkites, Oraniceras, Sokurella* и редкие транзитные виды родов *Pseudocosmoceras* и *Medvediceras.* По сравнению с караулинской свитой существенно снижается встречаемость этих фоссилий – на протяжении мощности в 80 м сделано не более 40 находок. При этом на нижней границе этого стратона исчезает вид *Ps. michalskii (Bor.),* а в низах жирновских глин появляется вид *G. convergens (Buck.),* характерный для нижнего бата [12]. Это обстоятельство позволяет датировать жирновскую свиту только нижним батом (зоной *zigzag* стандарта), несмотря на присутствие позднебайосских форм. В пределах дан-

	Байосский		Батский				
	верхний		нижний средний				
	Аммонитовые зоны						
Виды аммонитов	garantiana	parkinsoni	zigzag	tenuiplicatus	morrisi– progracilis		
	Свиты						
	J <sub>2</sub> bh	J <sub>2</sub> krl	J <sub>2</sub> zr		J <sub>2</sub> ko		
Garantiana garantiana (Orb.)							
Rarecostites mutabilis (Nic.)							
Pseudocosmoceras michalskii (Bor.)							
Ps. medium Mur.			-				
<i>Ps. minor</i> Mur.							
Medvediceras masarowici Mur.							
Med.inclarum Mur.							
Med. conjungens Mur.							
Sokurella galaczi Mitta							
Parkinsonia sp.							
P. parkinsoni (Sow.)							
P. pseudoparkinsoni Wetz.							
P. balakhanensis Khud.							
P. complanata (Nic.)							
Gonolkites validus Wetz.							
G. convergens (Buck.)							
G. pseudoferrugineus (Nic.)							
Oraniceras sp.							
O. gyrumbilicus (Quen.)							
O. wuerttembergicus (Opp.)							
O. mojarowskii Mas.							
<i>O. fretensis</i> (Wetz.)							
O. besnosovi Mitte et Seltzer	-						
Perisphinctes (?) defrancei (Orb.)							
Arcticoceras harlandi Raw.	-				(?)		
A. ishmae (Keys.)					(?)		
Arctocephalites ex gr. freboldi (Spath)					(?)		

Таблица. Вертикальное распределение видов аммонитов по разрезу верхнебайосско-среднебатских отложений Нижнего Поволжья.

ного стратона наблюдается стабильный состав фораминифер. Видами-индексами являются L. volganica (Dain). Vaginulina dainae (Kos.), L. mironovi (Dain), Astacolus bicostatus (Deec.). К сопутствующим видам относятся: Darbyella kutzevi Dain, Geinitzinita spatulata (Terq.), G. nodosaria (Terq.), As. sarpiensis Starts., транзитные виды из караулинской свиты L. clara Chab., Pl. instabilis (Terq.), Pl. cordiformis (Terq.), Pl. insueta Tur. Характерно почти полное отсутствие кавказских форм. Здесь встречена богатая и разнообразная фауна двустворчатых (19 родов и 22 вида), брюхоногих (6 родов и 11 видов) моллюсков и белемнитов (4 рода и 5 видов). Часть из них является транзитными, но большинство присутствуют только в указанном подразделении, особенно гастроподы. Эти данные подчеркивают необходимость разделения караулинской и жирновской свит, а не объединять их в один стратон, как сделано в [2].

В каменноовражной свите  $J_2$ ko аммониты не встречены, но установлены фораминиферы *Am. baticus* (Dain), характерные для среднего бата [7]. Обнаружение аммонитов *Arcticoceras harlandi* Raw., *Ar. ishmae* (Keys.) и *Arctocephalites* ex gr. *freboldi* (Spath) в сокурском разрезе (около Capatoba) [5] ставит вопрос о возможности отнесения свиты к диапазону от зоны *tenuiplicatus* нижнего бата до подошвы зоны *subcontractus* среднего бата стандарта. На Печорском Севере подобная аммонитовая зональность предложена Ю.С.Репиным [8]. Эти фоссилии считаются суббореальными формами. Для Нижнего Поволжья (до широты Саратова) установлены преимущественно тетические аммониты. Граница между биогеографическими провинциями имеет извилистую конфигурацию. Вследствие этого каменноовражная свита, видимо, характеризует краевую часть тетического морского бассейна, начинающегося опресняться за счет притока речных вод, влияющих на среду обитания организмов. Поэтому здесь отсутствуют аммониты и редко встречаются фораминиферы. При корреляции разрезов в конкретных скважинах четко видна неодновременность исчезновения фауны.

Изложенные материалы показывают необходимость внесения коррективов в существующую стратиграфическую схему средней юры Нижнего Поволжья и трансформацию аммонитовой шкалы для Русской платформы.

#### Литература

1. Безносов Н.В., Митта В.В. (1993) Позднебайосские и батские аммонитиды Северного Кавказа и Средней Азии. М: Недра. 347 с.

2. Левина В.И., Прохорова Н.П. (2002) Местные стратиграфические подразделения нижней и средней юры Прикаспийского региона // Недра Поволжья и Прикаспия. Вып 29. С.6–13.

3. Митта В.В. (2004а) О проблемах биостратиграфии средней юры Европейской России // Недра Поволжья и Прикаспия. Вып.9. С.28–33.

4. Митта В.В. (2004б) Sokurella galaczi gen. et sp. nov. и другие среднеюрские Parkinsoniidae (Ammonoidea) Нижнего Поволжья // Палеонт. журн. № 3. С.30–35.

5. Митта В.В., Барсков И.С., Грюндель Й. и др. (2004) Верхний байос и нижний бат в окрестностях Саратова // VM-Novitates. № 12. 39 с.

6. Объяснительная записка к унифицированной стратиграфической схеме юрских отложений Русской платформы. СПб: ВНИГРИ. 1993. 72 с.

7. Практическое руководство по микрофауне СССР. Т. 5. Фораминиферы мезозоя. Ред. А.Я. Азбель, А.А. Григялис. М: Недра. 1991. 375 с.

8. Репин Ю.С. (2007) Аммонитовая шкала печорской юры // Бюлл. МОИП. Отд. геол. Т. 82. Вып. 2. С.24–31.

9. Салтыков В.Ф. (2005) Модель среднеюрского осадконакопления и эволюции биоты для территории Нижнего Поволжья // Юрская система России: проблемы стратиграфии и палеогеографии. Мат первого Всеросс. сов. М: ГИН РАН. С.219–221.

10. Салтыков В.Ф., Старцева Г.Н., Троицкая Е.А. (2005) К проблеме биостратиграфической характеристи байос – батской границы в Нижнем Поволжье // ДАН. Т.401. № 3. С.366–369.

11. Сарычева А.И. (1964) Новые данные по стратиграфии юрских отложений Волгоградской области // Тр. Волгоград. НИИНГ. Вып. 3. С.48–58.

12. Cariou E., Hantzpergue P. (coord.) (1997) Biostratigraphie du Jurassique Ouest-Européen et Méditerranéen. // Bull. Centre Rech. ELF Explor. Prod. Mém 17. 440 p.

### **Л.А. Селькова** Институт геологии Коми Научного центра (ИГ КНЦ) УрО РАН, Сыктывкар, Россия, e-mail: ponomarev@geo.komisc.ru ПАЛИНОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА НИЖНЕЮРСКИХ ОТЛОЖЕ-НИЙ НИЖНЕВЫЧЕГОДСКОЙ ВПАДИНЫ (РУССКАЯ ПЛИТА)

L.A. Selkova

Institute of Geology Komi SC UB RAS, Syktyvkar, Russia Palynological characteristic of Lower Jurassic deposits in Nizhnevychegodskaya depression (Russian Plate)

Долгое время считалось, что на территории Нижневычегодской впадины раннеюрской эпохе соответствует перерыв в осадконакоплении. Хотя сведения о том, что возможно нижнеюрской является часть песчаной толщи на р. Лузе у деревни Векшор, содержатся в работах В.Г. Хименкова [6]. Из этих отложений М.Д. Залесским по сборам В.Г. Хименкова была определена "рэт-лейасовая" флора. Гораздо позднее С.Н. Митяков по заключениям С.К. Пухонто, выделившей флору раннеюрского возраста в глинах, выходящих на дневную поверхность в бассейне р. Ворью, сделал предположение о нижнеюрском возрасте отложений [3].

Т.о., нельзя полностью исключать вероятность наличия осадков раннеюрского возраста в наиболее погруженных частях впадины. Территориально ближайшим местом развития нижнеюрских отложений является Вятско-Камская котловина, где они установлены по комплексу палеонтологических остатков в терригенных фациях мощностью толщи до 20 м [2]. На территории Печорской синеклизы среди мезозойских отложений также были палинологически обоснованы осадки нижнеюрского возраста [4]. Выделенный спорово-пыльцевой комплекс существенно отличается от комплексов из подстилающих верхнетриасовых и перекрывающих среднеюрских отложений. Характерной особенностью палинокомплекса является большое разнообразие спор и преобладании среди них гладких треугольных подгруппы Leiotriletes Naum., присутствии нижнеюрских форм типа Chleuropleria, а также спор плауновых, значительном содержании спор Osmundaceae. В спектрах отмечается постоянное наличие триасовых спор *Aratrisporites* Klaus, *Polipodites cladophleboides* Coup., спор семейства Marattiaceae.

Палинологические данные, подтверждающие нижнеюрский возраст осадков, имеются только для южных районов республики Коми [1]. Так в левобережье р. Ворью, в среднем течении р. Сысолы, в районе одноименного поселка был вскрыт разрез, представленный следующими отложениями (сверху вниз).

1. 00–1,8 м. Аллювиальные четвертичные отложения подпойменной террасы, пески, песчаногравийная супесь.

2. 1,8–2,1 м. Эллювий на нижележащих породах. Глины серовато-коричневые, темно-серые, неслоистые, псевдообломочного облика.

3. 2,1–2,6 м. Глины темно-серые до черной окраски, неясногоризонтально-слоистые, плотные. По плоскостям напластования листочки светлой слюды, присыпки алеврита, растительный детрит. В верхних 5–10 см заметное количество неправильно-шаровидных стяжений железистого состава (ортштейнов) темно-оранжевого цвета размером до 4–5 мм, содержание которых убывает с глубиной.

Из нижней части разреза с интервала глубин 2,1–2,6 м отобраны образцы на палинологический анализ с целью установления возраста отложений. Из описания видно, что полевая диагностика затруднена тем, что наблюдается большое сходство признаков данных отложений с немыми, без видимых остатков фауны, глинистыми пачками средней юры, а также не содержащими фауну глинистыми толщами верхней юры и нижнего мела.

В результате исследований образцов, содержащих богатые палинологические спектры, был выделен одиный палинокомплекс, характеризующийся одинаковым таксономическим содержанием и близкими процентными соотношениями спор и пыльцы. Комплекс характеризуется преобладанием пыльцы голосеменных (60-65 %) над спорами папоротникообразных, хвощей, плаунов (34-35 %). В пыльцевой части комплекса доминирует группа двухмешковой пыльцы Disaccites (37-45 %). Большую роль играет пыльца древнего облика, с плохо дифференцируемыми воздушными мешками, доля которых составляет 18-24 %. Эта группа двухмешковой пыльцы довольно разнообразна. Обнаружены такие виды, как Protoconiferus grandis Bolch., P. flavus Bolch., Pseudowalchia crocea Bolch., Protopinus subluteus Bolch., P. textiles Bolch., P. vastus Bolch., Protopodocarpus mollis Bolch., P. monochromatus Bolch., P. monstrificabilis Bolch., P. sulphureus Bolch., P. monstruosa Bolch., Piceites jacutiensis Bolch., Pseudopinus pectinella (Mal.), Dipterella oblatinoides (Mal.), Cordaitina sp. Кроме пыльцы древних двухмешковых примитивного строения в комплексе встречаются пыльцевые зерна более молодого облика, среди которых преобладают зерна Piceapollenites – P. gigantissima Bolch., P. exilioides (Bolch.), P. longirimosa (Rovn.), P. magnifica (Bolch.), P. mesophyticus (Pokr.), P. pergrandis (Bolch.), P. samoilovitchiana (Rovn.), P. singularae (Bolch.), P. variabiliformis. Реже встречаются пыльцевые зерна Pinuspollenites с видами P. divulgatus (Bolch.), P. pernobilis (Bolch.), а также Podocarpidites – P. enodatus Bolch., P. major (Naum.), P. multesimus (Bolch.), P. typicus (Mal.), P. tricoccus (Mal.), P. unicus (Bolch.). B количество однобороздной пыльцы Bennettites спектрах содержится значительное sp., Ginkgocycadophytus sp. Единично встречается безмешковая пыльца Sciadopityspollenites multiverrucosus Sach. et Il., Podozamites sp.

Споровая часть спектров характеризуется значительным количеством спор папоротников *Cyathidites* (5–6%) с различными видами *C. australis* Coup., *C. minor* Coup., *C. punctatiformis* Rom., *C. triangularis* Rom.; *Leiotriletes* (3,5–4%) – *L. adiantiformis* Vinogr., *L. karatauensis* Timoch., *L. tenuis* (Mal.) Bolch. Существенную роль играют споры плауновидных *Lycopodiumsporites* (3,5–11%), среди которых обнаружены такие виды, как *L. austraclavatides* (Cook.) Pot., *L. intortivalis* Sach. et II., *L. perplicatum* (Bolch.), *L. subrotundum* K.-M. В количестве от 1 до 3,5% присутствуют крупные треугольной формы споры с толстой экзиной *Microlepidites crassirimosus* Timosh. Из остальных спор постоянно встречаются *Neoraistrickia rotundiformis* K.-M., *Duplexisporites anagrammensis* (K.-M.). Отмечено наличие небольшого количества спор сфагновых мхов – *Stereisporites congregatus* Bolch., *S. insertus* (Bolch.), спор осмундовых папоротников – *Osmundacidites longirimosa* Klim., *O. jurassicus* K.-M.

Перечисленные признаки выделенного нами палинокомплекса позволяют говорить о его нижнеюрском, точнее нерасчлененном геттанг-синемюр-плинсбахском возрасте. Большое сходство данный палинокомплекс имеет с комплексом, выделенным Е.Д. Орловой из нижнеюрских отложений Вятско-Камской впадины [5].

Таким образом, присутствие нижнеюрских отложений в южных районах Республики Коми можно считать установленным, хотя возраст нуждается в уточнении.

#### Литература

1. Дурягина Л.А., Молин В.А., Митяков С.Н. (1996) Новые сведения о нижнеюрских отложениях в бассейне р. Сысолы // Геология и минеральные ресурсы южных районов Республики Коми: Информационные материалы 2-й научн. конф., 12–14 марта 1996. Сыктывкар, 1996. С.16-17.

2. Ивашов П.В. (1981) Континентальные юрские отложения северо-востока Русской платформы. М.: Наука, 1981. 175 с.

3. Лыюров С.В. (1996) Юрские отложения севера Русской плиты. Екатеринбург: Наука, УрО РАН, 1996. 140 с.

4. Калантар И.З., Голубева Л.П. (1976) О нижнеюрских отложениях Печорской синеклизы // Тр. VIII геол. конф. Коми АССР. Сыктывкар, 1976. С.93-98.

5. Орлова Е.Д. (1967) Палинологическое обоснование стратиграфического расчленения юрских отложеий некоторых районов Вятско-Камской впадины // Вопросы геологии Южного Урала и Поволжья. Саратов: Изд-во Саратовского университета, 1967. С.92-96.

6. Хименков В.Г. (1915) Очерк геологического строения и фосфоритных залежей бассейна р. Сысолы и Б. Визинги в Усть-Сысольском уезде Вологодской губернии // Тр. комиссии Моск. ин-та по исследованию фосфоритов. Сер.1. 1915. Т.6. С.91-200.



## Сельцер В.Б.

Саратовский Государственный Университет им. Н.Г. Чернышевского, геологический факультет, Саратов, 410012 Астраханская 83, Россия, e-mail: Geoecologia@info.sgu.ru КОНСТАНТИН ИВАНОВИЧ ЖУРАВЛЕВ – КРАЕВЕД, ИССЛЕДОВАТЕЛЬ ЮРСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ САРАТОВСКОГО ЗАВОЛЖЬЯ

### Seltser V.B.

Saratov State University of the N.G. Chernyschevskii, Geological faculty. Saratov Konstantin Ivanovich Zuravlyov – local lore scientist, researcher of the Jurassic beds from the Saratov Volga left bank region

Среди исследователей юрских отложений в Нижнем Поволжье не часто упоминается имя Константина Ивановича Журавлева. Активная его деятельность пришлась на сложный период истории 20-х – 40-х годов XX века. К.И. Журавлев родился 27 (14) октября 1901 в дер. Варваровке Николаевского уезда в семье учителя. Первоначально Константин Иванович получил духовное образование. Однако из-за революционных событий и материальных затруднений перешел с сентября 1918 года на преподавательскую работу в школу. В 1919 году в г. Николаевске (ныне г. Пугачев, Саратовская область) организуется кунсткамера, которая в последующем была преобразована в краеведческий музей. Константин Иванович становиться его заведующем с 1921 года и дальнейшая его судьба была связана с музеем, вплоть до ухода на пенсию.

Разворачивая музейную деятельность, Константин Иванович проводит активные поисковоисследовательские работы, став прекрасным знатоком бескрайних Заволжских степей. Ежегодно он проводит активные полевые исследования, собирая на территориях Пугачевского, Ивантеевского, Перелюбского и Краснопартизанского районов историко-революционные материалы, археологические артефакты и остатки древнейших организмов. Толчком к палеонтологическим изысканиям послужил череп трогонотерия, найденный во время экспедиции на р. Большая Чагра в 1925 году.

Особенно важным оказались сборы и изучение комплекса юрской палеофауны и, в частности, остатков морских рептилий. Первые весомые находки попали в руки Константина Ивановича случайно в 1931 году, когда началась эксплуатация Савельевского сланцевого рудника, расположенного в 35 км южнее г. Пугачева, на берегу реки Сакмы. В процессе проходки горных выработок были встречены крупные конкреции содержащие фрагменты костей. Некоторые конкреции приходилось разбивать на части и доставлять на поверхность, относя их в отвалы. Во время разборов попадались многочисленные позвонки ихтиозавров, которые рабочими принимались за крупные гайки.

В Саратовском Поволжье продуктивная сланцевая толща датируется ранневолжской зоной panderi. Участившиеся находки остатков рептилий заставили Константина Ивановича обратиться к персоналу сланцевых рудников о необходимости своевременного извещения о подобных фактах. Сам Константин Иванович неоднократно подчеркивал, что на территории СССР это единственное в своем роде, уникальное местонахождение юрских позвоночных, которое можно сопоставить с местонахождением Гольцмаден в Южной Баварии. Следует отметить, что этот призыв не остался без ответа. Несмотря на тяжелые условия труда, и существующие нормы выработки Константину Ивановичу все же удалось заинтересовать персонал рудников остатками ископаемых организмов, обильно покрывающих поверхность сланцевых плит. В частности, рабочий Л.И. Лукьянов передал бережно сохраненный им полный скелет ископаемой рыбы. В 1933 году в конкреции были найдены череп и туловищная часть скелета крупного плиозавра из-за чего ненадолго пришлось остановить выработку. В стенке штрека были обнаружены недостающие фрагменты. Константин Иванович самостоятельно отпрепарировал скелет, который затем был выставлен на всеобщее обозрение в одном из залов музея. По сути дела К.И. Журавлеву впервые удалось создать своеобразный палеонтологический мониторинг горных выработок в рамках одиного горнодобывающего предприятия. Благодаря умелой организации музейных дел был сохранен от уничтожения ценнейший палеонтологический материал. Находки Константина Ивановича стали известны геологической и палеонтологической общественности СССР. Понимая уникальность



К.И. Журавлев. 27(14)10. 1901 г. – 29.01.1950 г. первооткрыватель юрских морских рептилий в сланцевых рудниках Саратовского Заволжья

Савельевского местонахождения, руководство Палеонтологического института, выпускает специальную листовку – обращение к работникам сланцевых рудников. В тексте обращения отмечается необходимость сохранения остатков ископаемых костей, имеющих для науки большое значение. В этом обращении указывалось, что Константин Иванович Журавлев является представителем ПИНа в г. Пугачеве. Тем самым были признаны его заслуги перед отечественной наукой.

Научные интересы Константина Ивановича не ограничивались только сборами палеонтологического материала. В 30-е годы он принимает активное участие в геологическом изучении Заволжья. Им были открыты новые выходы карбоновых, пермских и юрских отложений в бассейнах рек Большой Иргиз, Сестры и Камелик. Был подтвержден позднекаменноугольный возраст местных известняков, считавшихся ранее пермскими.

Известный исследователь Нижнего Поволжья Борис Александрович Можаровский, указывал, что в окрестностях г. Пугачева богатая фауна четвертичных

позвоночных собрана геологом К.И. Журавлевым. В конце 1932 года по поручению организации «НижнеВолго-проект» Константин Иванович проводит гидрогеологическое обследование бассейна реки Большой Иргиз в пределах Пугачевского района в связи с проектируемой, в соответствии с планом ГОЭРЛО, Камышинской плотиной. Описывая геологическое строение этой территории в гидрогеологическом очерке В.Г. Камышева-Елпатьевская, также ссылается на заключения К.И. Журавлева о возможности сооружения в бассейне реки Большой Иргиз некрупных водохранилищ, на территории развития карбоновых отложений. Константин Иванович обосновывает такую возможность тем, что карстующиеся палеозойские известняки отделены от современного русла реки глинистыми и суглинистыми отложениями (водоупорами) акчагыльского возраста. В этой же работе К.И. Журавлев упоминается как иссле-

дователь четвертичных надпойменных террас, составивший наиболее подробные их описания.

Неоценима и просветительская деятельность Константина Ивановича. Не имея геологического образования, он был истиным популяризатором наук о Земле. Будучи прекрасно эрудированным краеведом, Константин Иванович публикует в районной многотиражке «Социалистическое земледелие» (1936 год) 26 лекций-бесед с читателями. Повествование выстроено в геохронологическом порядке и одновременно раскрывается ряд тем, без которых представление о геологической истории было бы неполным: о строении Земли, о горных породах, о геологических процессах, о времени в геологии, о доисторических морях и суше, существовавших в Заволжском крае. Очень подробно автор описывает облик и



К.И. Журавлев в экспедиции по Пугачевскому району (Саратовская область), середина 30 – х годов.

условия обитания морских доисторических животных. Не сведущего читателя Константин Иванович знакомит с самыми новыми достижениями в области геологии. В частности, отмечается, что исследования радиоактивности позволили установить длительность каменноугольного периода.

В этих статьях, которые можно было бы собрать в единую книгу, проявился литературный дар Константина Ивановича. Наиболее сложные палеогеографические вопросы перед читателем предстают в форме занимательных описаний бывалого путешественника, о чем свидетельствуют заголовки разделов, задающих тон последующему повествованию: «Высыхание пермского моря», «Из под моря в зной пустыни», «Нашествие юрского моря» и т. д. При музее организуется кружок юных краеведов. Новые материалы собираются в экспедициях при активном участии учащейся молодежи.

В 1942 году Константин Иванович выходит на пенсию по болезни, но продолжает, по мере сил, принимать участие в работе краеведческого музея. После войны он помогает восстановить геологическую экспозицию. В его задумках внести на обозрение новые экспонаты и написать популярные комментарии к ним.

К сожалению, Константин Иванович слишком рано ушел из жизниё Он скончался 29 января 1950 г. в 49-летнем возрасте. В Пугачевском краеведческом музее многое и по сей день связано с именем этого неутомимого труженика и краеведа.

#### Список трудов Константина Ивановича Журавлева

Геологический очерк долины Большой Иргиз от г. Пугачева до с. Мосты // НижнеВолго-проект, рукопись. 1933.

Геологический очерк территории г. Пугачева и соображения по вопросам ограждения территории города и промпредприятий от затопления при создании Камышинской плотиной воды р. Б. Иргиза // НижнеВолго-проект, рукопись. 1934.

Предварительный отчет о геологической съемке береговой поймы р. Б. Иргиз, Камелика и Сестры // НижнеВолго-проект, рукопись. 1934.

Геологическое прошлое нашего Заволжья // Социалистическое земледелие. 26 лекций (май - июль), 1936.

Ихтиозавры и плезиозавры из горючих сланцев Савельевского сланцевого рудника // Природа, № 5, 1941. С. 84 – 86.

Находки остатков верхнеюрских рептилий в Савельевском сланцевом руднике // Изв. АН СССР, сер. биол., бюл. № 5, 1943. С. 293 – 305.

Краеведы – общественники // Коммунист. № 73 (март). 1941.

#### Сельцер В.Б.

Саратовский Государственный Университет им. Н.Г. Чернышевского, геологический факультет, Саратов, 410012 Астраханская 83, Россия, e-mail: Geoecologia@info.sgu.ru

# НАИБОЛЕЕ СИЛЬНЫЕ ПОВРЕЖДЕНИЯ РАКОВИН АММОНИТОВ ИЗ ЮР-СКИХ И РАННЕМЕЛОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ НИЖНЕГО ПОВОЛЖЬЯ

#### Seltser V.B.

Saratov State University of the N.G. Chernyschevskii, Geological faculty. Saratov The most severe damages of the Jurassic and the Early Cretaceous Ammonite shells from the Lower Volga Region

При изучении келловейских аммонитов Нижнего Поволжья были обнаружены формы с аномальными раковинами, считающиеся прижизненными. На основе достаточно большой выборки оказалось возможным классифицировать практически все фиксированные повреждения раковин: в вентральной области, латеральной поверхности и затрагивающие вентро-латеральную поверхность. Следует выделить раковины с нарушенной симметрией относительно оси навивания и секущих плоскостей. Некоторые аномалии были вызваны прикреплением эпибионтных организмов [1]. Материал собранный в последнее время позволяет оценить характер аномалий раковин аммонитов средней и поздней юры, а также раннего мела (нижний апт).

Среди раннебатских аммонитов обнаружены раковины паркинсониид (*Oraniceras* ex gr. *besnosovi* Mitta et Seltser) с повреждением вентрального края, причем последние наиболее часто встречается у крупных, предположительно геронтических форм. Повреждение выглядит как сглаженный примятый углубленный вентральный край.

У келловейских аммонитов наибольшее распространение имеют повреждения вентрального края и вентро-латеральной поверхности, особенно среди позднекелловейских представителей рода *Quenstedtoceras*. Такая же картина наблюдается и среди раннеоксфордских *Vertumniceras, «Scarburgiceras»* и *Cardioceras*. В целом для келловейских и оксфордских аммонитов наиболее часто травмированы кардиоцератиды. На долю космоцератид и аспидоцератид приходится в сумме менее ~ 8% травм. Имеются сведения об аномальных раковинах у *Sublunuloceras* и *Putealiceras* [2]. Нередко на крупных раковинах наблюдаются несколько повреждений, в основном схожих по облику (повреждения вентральной области и / или вентро-латеральной поверхности).

В волжских аммонитов аномальные раковины встречаются достаточно редко. Имеются лишь несколько форм *Kaschpurites fulgens* (Traut.) с нарушенной симметрией относительно оси навивания. Любопытно, что аналогичные формы описаны из Ярославского Поволжья [3].

Среди ассоциации раннемеловых аммоноидей, повреждения обнаружены пока только на раковинах раннеаптских *Deshayesites* s.l.

Все наблюдаемые аномалии могут объясняться проявлением регенеративных способностей организма на месте нанесения травмы. Полученные повреждения не носили летальный характер.

Среди наиболее значительных аномалий обращают на себя внимание четыре разновидности.

1. Локальное отклонение в сифональной области, которое выглядит в виде сильно оттянутого края вместе с сифоном, вызывая резкое искажение нормальной спирали. Причиной такого образования, по предположению Койпа, является воздействие какого-либо паразита [4]. В нашей коллекции раковина с аналогичной аномалией была вскрыта в месте повреждения. Следов присутствия инородного объекта не устанавливается.

2. Одной из самых существенных аномалий является локальное искажение вентральной области, в виде резких отклонений в сифональной части в форме наросшего наплыва, смещенного в большей или меньшей степени на боковую сторону. Поверхность наплыва несет фрагменты скульптуры, а чаще всего мелкие морщинки и разно ориентированные линии нарастания. По мере роста оборота конфигурация иногда возвращается к первоначальному очертанию.

3. Шрамы в виде глубокой узкой, продольной канавки, охватывающей более одного оборота. Ли-

ния шрама разрывает ребра. Его след просматривается и в межреберном пространстве. У разорванного края ребер имеются многочисленные морщинки. При приближении к линии шрама все ребра отклоняются назад. У образца *Eboraticeras carinatum* (Eichw.) такое повреждение прослеживается от внутренних оборотов, что может свидетельствовать о локальной и сильной травме, затронувшей ткани секретирующие раковину. Предположение о том, что такое повреждение могло возникнуть от соударения с твердым и острым объектом [5, 1] скорее всего не состоятельно, так как при временном соударении следы разрушения наблюдались бы только на участке внешнего воздействия, не распространяясь на всю раковину.

4. Пилообразный излом устьевой части раковины. Он прослеживается по всей образующей поверхности оборота. Такое повреждение могло возникнуть вследствие нападения хищника, который пытался отломить (оторвать) стенку раковины, чтобы добраться до мягких тканей моллюска. Степень травматизма отражалась на характере восстановления. В ряде случаев пилообразный излом зарастал ввиде шва или наплыва. Возможно, сложно рассеченная линия сопряжения краев септы с внутренней поверхностью стенки раковины препятствовала отламыванию крупных кусков, способствуя повышению живучести молллюска.

Возможно, что все описанные аномалии возникали в результате сильных локальных повреждений, затрагивающих мантию и более глубокие области тканей, отвечающих за секрецию внутренних и внешних элементов раковины. Большинство аномалий затрагивает вентральную область, которая у аммонитов средней юры – раннего мела была наиболее травмируемой. Процесс регенерации в этой части был связан, видимо, со значительными трудностями для организма. Здесь сочетаются наиболее сложно построенные элементы. Это, прежде всего, скульптурованная стенка раковины, септальные перегородки, ограничивающие внутренние камеры и их необычайно сложное по конфигурации сопряжение с внутренней поверхностью стенки. Кроме этого здесь же перегородка усложнена краевым положением септальной трубки и проходящего сифона. Данные компьютерной томографии [2], проведенной для образца, у которого аномалия проявилась в не краевом положении сифона может, свидетельствовать, что внешнее воздействие на мягкие ткани вызвало нарушение секретирования септы, соединительного кольца и сифона. К этому следует добавить, что в области жилой камеры, в этой же части раковины располагались внутренние органы, элементы челюстного аппарата и воронка. Поэтому, чем сильнее было повреждение в этой области, тем больше существовала вероятность возникновения сильного уродства, при условии, что травма не приводила к смерти.

Пока трудно ответить на вопрос, было ли повреждение нанесено в области жилой камеры, а затем формировалась аномальная раковина, как результат регенерации тканей, или же такое повреждение с последующей регенерацией произошло на участке оборота, где располагались только внутренние камеры и сифон?

Литература

1. Сельцер В.Б. (2001) Об аномальных раковинах келловейских аммонитов // Труды НИИ Геологии Сарат. ун-та. нов. сер. т. VIII. С. 29-45.

2. Keupp H., Mitta V. (2004) Septenbildung bei *Quenstedtoceras* (Ammonoidea) von Saratov (Russland) unter anomalen Kammerdruckbedigungen // Mitt. Geol.-Paläontol. Inst. Univ. Hamburg. Heft 88. S. 51 – 62.

3. Митта В.В., Михайлова И.А., Сумин Д.Л. (1999) Необычные скафитоидные аммониты из волжского яруса Центральной России // Палеонтол. жур. № 6. С. 13 – 17.

4. Keupp H. (2005) Gehörnte Hörner Kranke Ammoniten aus Russland // Fossilien. S. 31 – 36.

5. Ломинадзе Т.А. (1971) О прижизненных повреждениях раковин некоторых келловейских аммонитов // Сообщ. Акад. Наук Грузинской ССР. Т. 63, № 2. С. 497 – 500.

#### Фототаблица

Фиг. 1а -в. Локально оттянутый вентральный край Quenstedtoceras lamberti Sow.,

(1 в) продольный разрез аномальной области (X 2), внутренние полости инкрустированы пиритом. Хорошо заметно удлинение септ.

Фиг. 2. Венгро-латеральный наплыв покрывающий линию хрупкого излома *Quenstedtoceras henrici* Douv.

Фиг. 3. Грубый шрам рассекающий ребра на вентро-латеральном перегибе *Eboraciceras carinatum* (Eichw.). Все Саратовская обл., пос. Дубки, верхний келловей.

Фиг. 4. Два хупких излома и сглаженная скульптура вентральной и латеральной области Deshayesites cf. kudrjavzevi Mikh. Саратовская бол., пос. Широкий Буерак. Фонды Вольского краеведческого музея, нижний апт.



Юрская система России: проблемы стратиграфии и палеогеографии

## Л.М. Ситдикова, <u>Я.Г. Аухатов</u>

Казанский государственный университет (КГУ), Казань, Россия, e-mail: sitdikova8432@mail.ru БИОГЕННО-КРЕМНИСТЫЕ КОЛЛЕКТОРЫ СЕВЕРО-ДАНИЛОВСКОГО МЕ-СТОРОЖДЕНИЯ

L.M. Sitdikova, J.G. Aukhatov

Kazan State University (KGU), Kazan, Russia Biogenic-Siliceous Collectors of the Severo-Danilovski Field

В последние десятилетия получены обширные данные о геологическом строении продуктивных пластов Шаимского нефтегазоносного района, однако вопрос выявления и изучения новых типов коллекторов, перспективных на нефть и газ не потерял своей актуальности и в настоящее время. Целью данной работы является изучение особенностей геологического строения и коллекторских свойств, корреляция разрезов скважин и пространственная геометризация биогенно-кремнистых отложений Северо-Даниловского месторождения. Для достижения этих целей были использованы материалы комплексных лабораторных исследований образцов керна, отобранных из скважин 10143, 10144, 10152, 10160, 10170 Северо-Даниловского месторождения. Был построен геологический разрез продуктивных отложений, показаны особенности пространственного распределения спонголитовых отложений.

Спонголиты или спонгиолиты – это породы, содержащие обычно более 50 % спикул кремневых губок (спонгий), и по происхождению входят в группу органогенно-кремнистых пород. Некоторые исследователи по преобладанию опала, халцедона и кварца (т.е. органических остатков, состоящих более чем на 50 % из свободного или водного кремнезема) называют их силицитами. Из литературных источников известно, что биогенные кремнисто-карбонатные породы распространены в различных нефтегазоносных регионах мира и России (Тимано-Печорский регион, Урало-Поволжье, Прикаспий, Южный Урал, Большой Кавказ, Западная и Восточная Сибирь и т.д.). В связи с установленной их нефтегазоносностью изучение этих пород представляет научный и практический интерес для прогнозирования и поисков месторождений углеводородов, а также для решения вопросов их разработки.

Северо-Даниловское месторождение находится в западной части Шаимского нефтегазоносного района. Исследуемые отложения представлены нижней подсвитой даниловской свиты (келловей–оксфорд–кимеридж) и включают продуктивные пласты П1 и П2, в которых открыты многочисленные литологически ограниченные залежи.

Биогенно-кремнистые породы приурочены к средней части песчано-алевритового нефтенасыщенного пласта П1. Максимальная мощность спонголитовых отложений в пределах месторождения достигает 5 м. В западной части месторождения отмечается выклинивание спонголитов, а в северовосточной части – замещение их карбонатизированными спонгалитами и биогенно-карбонатными породами (органогенно-обломочными известняками).

По внешнему виду спонголиты напоминают песчаники, и достоверное определение литологического типа возможно только после проведения лабораторных исследований.

По данным петрографо-минералогических исследований спонголиты представлены в основном кремнистыми органическими остатками спонгиево-радиоляриевого ряда. Основная масса сложена трубчатыми остатками спикул губок. Отмечается незначительная примесь терригенных обломков, представленных кварцем, полевыми шпатами и кислыми эффузивами. В спонголитах отмечается большое количество пустот округлой, овальной и неправильно угловатой форм, повторяющих очертания органических остатков.

По геофизическим данным в спонголитах параметры ПС меняются от 12,5 мВ (на кровле слоя на контакте с песчаниками) до 38,0 мВ (на подошве слоя на контакте с алевролитами). БК варьируют от 16 до 20 Омм. Для сравнения – в песчаниках параметры ПС меняются от 12,5 до 52 мВ, БК от 8 до 40 Омм.

По изученному разрезу петрофизические свойства спонголитов характеризуются широкой изменчивостью. Коэффициент пористости изменяется от 11,0 до 37,5 % (в среднем 26,9 %), проницаемость – от 0,02 до 692,85 мкм<sup>2</sup> (в среднем 57,11 мкм<sup>2</sup>), объемная плотность – от 1,64 до 2,35 г/см<sup>3</sup> (в среднем 1,91 г/см<sup>3</sup>). По результатам статистической обработки установлено, что по рассматриваемым параметрам (Кп, %; Квс, %; Пло, г/см; Плм, г/см) спонголиты и песчаники пласта П1 характеризуются практически однородными свойствами. Только по параметру проницаемости спонголиты оказались несколько хуже.

Корреляционные связи между пористостью и проницаемостью, удельным электрическим сопротивлением и пористостью, параметром насыщения и водоудерживающей способностью классифицируются как умеренные и сильные. Между параметрами эффективной пористости и проницаемости (R=70 для песчаников и R=42 для спонголитов) устанавливается прямо пропорциональная зависимость. Между эффективной пористостью и удельным электрическим сопротивлением (R=90 для песчаников и R=67 для спонголитов) выявляется обратно пропорциональная зависимость, между водоудерживающей способностью и параметром насыщения (R=77 для песчаников и R=64 для спонголитов) – обратно пропорциональная зависимость. Между остальными параметрами хорошо выраженных связей не наблюдается. Корреляционные связи между рассматриваемыми параметрами ФЕС в спонголитах по сравнению с песчаниками выражены слабее.

По результатам измерений гамма-активности песчаников и спонголитов Северо-Даниловского месторождения в песчаниках устанавливается более высокое содержание радиоактивных элементов калия, урана и тория (в среднем, калия больше в 4,5 раза, урана – в 1,14 раза, тория – в 2,3 раза). По ко-эффициенту вариации песчаники являются более однородными, чем спонголиты вследствие влияния сортировки при переносе и накоплении обломков. Выше указанные признаки могут служить критерием для выделения спонголитов по данным гамма-каротажа при интерпретации геофизических данных и при лабораторных измерениях гамма активности.

На основе проведенного комплекса исследований кернового материала скважин Северо-Даниловского месторождения сделаны следующие выводы.

1. Подтверждено широкое распространение спонголитов в верхнеюрских отложениях Шаимского района Западно-Сибирского бассейна. Определены критерии их выделения по каротажу и в лабораторных условиях. Вследствие высокой сходимости петрофизических свойств песчаников и спонголитов, для выделения последних в разрезах наиболее информативными являются результаты гаммакаротажа; в лабораторных условиях для оперативного определения спонголитов рекомендуется применять данные профильных измерений гамма-активности. Выделение уровней спонголитов в скважинах позволит проводить более детальное расчленение и корреляцию разрезов, что позволит проводить более обоснованные палеогеографические реконструкции юрского седиментационного бассейна, повысит эффективность поисковых и геолого-разведочных работ.

2. В пределах Северо-Даниловского месторождения по данным детальных литологоминералогических и петрофизических исследований впервые установлено развитие биогеннокремнистых и/или биогенно-карбонатных коллекторов 2, 3, 4, 5 и 6-го класса (по классификации Ханина). Предыдущими исследователями аналогичные породы были отмечены в разрезах других месторождений (Даниловское, Тальниковое), но не были выделены как коллекторы углеводородов. Выделенный тип коллектора требует дальнейшего изучения в плане прогнозирования перспективных участков и картирования зон распространения биогенно-кремнистых (биогенно-карбонатных) отложений, как в пределах месторождения, так и в регионе, для оптимизации добычи нефти.

### Ю.Л. Сластенов ГОУ ВПО «Шуйский Государственный Педагогический Университет», г.Шуя, Россия О ВОЗРАСТЕ ОТЛОЖЕНИЙ КАВЕРИНСКОЙ ВПАДИНЫ (ПУЧЕЖ-КАТУНСКОЙ АСТРОБЛЕМЫ)

#### Yu.L. Slastenov

Shuya State Pedagogical University, Shuya, Russia On the age of deposits from Kavernino depression (Puchezh-Katun ring structure)

В настоящей статье предлагается новая оценка возраста отложений Каверинской впадины. Каверинская впадина расположена севернее Нижнего Новгорода, примерно в 100 км от его на левобережье и частично на правобережье Горьковского водохранилища р. Волги. Впадина имеет и другое геологическое название – Пучеж-Катунская структура. По некоторым представлениям эта структура является вулканическо-тектонической (Р.Р. Туманов, А.А. Макрушев, О.С. Богатырев и др.). Соответственно с этими представлениями отложения, выполняющие Каверинскую впадину, отнесены к нижней юре (пучежская свита) и аалену-бату (узольекая свита) в Объяснительной записке Геологической карте масштаба 1:1 000 000 (ВСЕГЕИ, 2000 г.). По иным представлениям Пучежско-Катунская структура является крупной астроблемой. Она выделена Л.В. Фирсовым в 1965 г. и затем детально изучена большим коллективом геологов и геофизиков (В.Л. Масайтис, М.С. Мащак, Б.А. Иванов и др, 1973-1999 гг.).

В Каверинской впадине пробурено около трех сотен скважин, в том числе в ее центре в 1992 г. Воротиловская глубокая скважина (5374 м). Хорошо изучены морфоструктура и стратиграфический разрез впадины. Согласно В.А. Масайтису и др. (монография ВСЕГГИ под редакцией В.Л. Масайтиса и Л.А. Повзнера, 1999 г.), астроблема геоморфологически состоит из кольцевой террасы, окружающей воронку метеоритного кратера, которая состоит из кольцевого желоба и центрального поднятия, сложенного археем. Диаметр структуры составляет около 80 км, ширина террасы – от 8 до 35 км, кольцевого желоба – около 20 км, поперечные размеры центрального поднятия – 8 на 10 км, оно на 2-1,8 км возвышается над дном кратера.

Цоколь астроблемы сложен архейскими породами фундамента платформы и осадочными породами чехла от верхнего венда до нижнего триаса. Астроблема выполнена коптогенным комплексом пород, возникшими при падении метеорита. Этот комплекс состоит из аллогенных брекчий и импактитов. Согласно построениям В.Л. Масайтиса и др. (1999 г.), в основании разреза астроблемы залегает толща мегабрекчий. Мощность толщи весьма резко увеличивается от бортовых частей к центру кольцевого желоба и достигает 1500 м.

На кольцевой террасе и на краях кольцевого желоба залегает толща щебеночно-глыбовых пестроцветных брекчий. Именно отложения этой толщи обнажены на берегах р. Волги, особенно ярко у г. Пучежа. Толща состоит из алевролито-глинистых пестроцветных верхнепермских (татарских) и нижнетриасовых (индских) отложений, образующих разноориентированные плитообразные блоки и глыбы. Их размеры составляют от нескольких сантиметров, до нескольких метров, иногда до сотни метров. Присутствуют отдельные глыбы и их скопления карбонатных пермских и каменноугольных пород. Толща залегает на пермских и нижнетриасовых отложениях цоколя астроблемы. Ее мощность в среднем составляет 100-200 м.

В кольцевом желобе кратера на глыбовых брекчиях залегает толща щебеночно-глыбовых полимиктовых брекчий. Эта толща частично на краях центрального желоба перекрывает и пестроцветную брекчию. Толща представлена обломками (3-5 см и более) архейских кристаллических пород, осадочных карбонатных и терригенных пород и обломками импантного стекла, возникающего от переправления различных пород при ударе метеорита. Мощность толщи составляет обычно 10-30 м.

На центральном поднятии и в кольцевом желобе распространены зювиты. Они представляют собой брекчии из обломков импактного стекла с включениями частиц из шоковых минералов и из обломков осадочных и кристаллических пород. Размер обломков составляет от 0,5 до 5 см. Среди шоковых минералов в зювитах встречаются графит и алмазы. Мощность зювитов колеблется от нескольких метров до 116 м.

На центральном поднятии присутствуют стекловая порода тегамитов в виде неправильной формы линз и жил, залегающих на породах и в породах фундамента и аллобрекчий чехла. Тела тагамитов имеют мощность от нескольких миллиметров до 3 м. Их общая суммарная мощность в глубокой скважине, в интервале от 560 до 4810 м, составляет 21 м.

Коптогенный комплекс завершается толщей тонкообломочной брекчии коптокластитов. Ее мощность на центральном поднятии достигает 34 м, в желобе – до 80 м.

На породах коптогенного комплекса в кольцевом желобе и на центральном поднятии астроблемы залегают толща коптомиктовых гравелитов и песчаников. Эта толща распространена пятнами, ее мощность достигает 116 м. Размер обломков различен, до 100 мм. Встречаются обломки импактного стекла. Наблюдаются клиновидные дайки этой породы, внедрившиеся в толщу зювитов.

Сопоставление с материалами Объяснительной записки к Геологической Карте показало, что зювиты, тагамиты, коптокластиты и контомиктовые гравелиты и песчаники составляют узольскую свиту, а нижележащие породы (без мегабрекчии) – пучежскую толщу.

На всей площади воронки кратера узольская свита перекрывается ковернинской свитой, сложенной плотными озерными глинами. Мощность ковернинской свиты до 450 м. Ее породы содержат спорово-пыльцевые комплексы: в основании свиты – байосские, в большей верхней части разреза – батского возраста. Спорово-пыльцевые комплексы, полученные в пробах из узальской свиты, а также из мегабрекчий и из брекчированных пород венда и девона цоколя кратера, показали байоский возраст спор и пыльцы (анализы проведены Г.Е. Донской). Очевидно, эти комплексы проникли в указанные породы вместе с водами из среднеюрского каверинского бассейна. По этим комплексам возраст всех отложений из Пучежско-Катунской астроблемы и время ее образования оценивается В.А. Масайтиком и др. (1999 г.) средней юрой. В упомянутой Геологической Карте (2000 г.) пучежская тоща условно отнесена к нижней юре, а узольская свита – к средней юре (аален и байос).

Пестроцветная брекчия под названием «фангломератовая толща» при первичном расчленение отложений Каверинской впадины была в 1975 г. отнесена Р.Р. Тумановым и О.А. Богородской условно к среднему – верхнему триасу. Вышележащие отложения были отнесены к нижней и средней юре, поскольку в них в пемзе (импактное стекло) была получена из одной пробы калий-аргоновая датировка – 183±5 млн. лет (определение Л.В. Копыльской) и по палинологических указанным выше данным. Позднее возрастные датировки были получены из тагамитов: 4 пробы – 184, 188, 195 и 200±5 млн. лет (В.А. Масайтис и др., 1999 г., определения Е.М. Колесниковой).

Оценивая возраст отложений астроблемы, необходимо прежде всего иметь ввиду, что весь коптогенный комплекс, включающий пучежскую толщу и нижнюю часть узольской свиты (коптокластиты), возник практически одновременно в результате падения глыб, блоков и более мелких обломков пород в основном в результате отрыва фрагментов верхних слоев земной коры при соударении с метеоритом. В значительной мере перемещения крупных обломков происходили по баллистическим траекториям, а тонкие обломки пород и зювиты образовались за счет оседания взрывного облака (В.А. Масайтис и др., 1999 г.). Образование коптогенного комплекса произошло быстро. Он возник за время поднятия и перемещения обломков пород и выпадения зювитов из взрывного облака. Более продолжительное время понадобилось для образования коптогенных гравелитов и песчаников. Вероятно, эти породы сформировались в водной среде, подобно лахарам, за счет ливня из взрывного облака и потоков воды с центрального поднятия.

Одновременность образования толщ коптогенного комплекса показана (и доказана!) в монографии ВСЕГЕИ под редакцией В.Л. Масайтиса и Л.А. Повзнера в 1999 г. Возраст комплекса при этом определен средней юрой по упомянутым палинологическим данным. Абсолютные датировки не были приняты в расчет из-за ограниченного количества и погрешностей анализов. Таким образом, исследования В.Л. Масайтиса и др. указывают на то, что пучежская толща и узольская свита стратиграфически являются одновозрастными, среднеюрскими

Однако, геологические особенности позволяют считать возраст коптогенного комплекса более древним. Во-первых, процесс вмывания, инекции каверинских спор и пыльцы в подстилающие отложения занял, очевидно, значительный промежуток времени между формированием коптогенного комплекса и отложений каверинской свиты. Кстати, здесь не известны клиновидные дайки из каверинских глин в отличие от даек, образованных коптомиктовыми породами. Это делает маловероятным отнесение отложений астроблемы к средней юре.

Во-вторых имеются косвенные, но чрезвычайно важные обстоятельства, позволяющие предполагать более древний возраст Пучеж-Катунской астроблемы по сравнению с принятым возрастом Л.В. Масайтисом и др. Как известно, в возрастном интервале поздний триас – ранняя юра происходит массовое вымирание биот, наиболее активное в позднем триасе и менее активное в плинсбахе – раннем тоаре. По расчетам А.А. Баренбаума, В.Е. Хаина и Н.А. Ясаманова, опубликованным в 2004 г., с этими событиями совпадают пики кометных бомбардировок Земли (метеоритно-астероидно-кометных бамбардировок по В.Е. Хаину, 2004 г.) в 213 и 183 млн. лет назад.

Таким образом, наиболее вероятное время образования пород коптогенного комплекса относится к позднему триасу или к ранней юре. При этом примечательно, что В.Т. Умнова по данным изучения комплекса спор и пыльцы в цементе брекчий пучежской толщи не исключает их триасовый возраст, а Э.М. Румянцева определила возраст комплекс спор и пыльцы из нижних слоев каверинской свиты как «возможно раннеюрский» (отчет В.Е. Белькевича за 1994 г.).

Время образования Пучеж-Катунской астроблемы является, по нашему мнению, поздний триас или ранняя юра, вероятнее всего – поздний триас.

# А.Н. Соловьев, А.В. Марков

Палеонтологический институт (ПИН) РАН, Москва, Россия, e-mail: ansolovjev@sevin.ru ЮРСКИЙ ПЕРИОД – НАЧАЛО МЕЗОЗОЙСКОЙ РАДИАЦИИ МОРСКИХ ЕЖЕЙ

A.N. Solovjev, A.V. Markov

Paleontological Institute (PIN) RAS, Moscow, Russia Jurassic period and the beginning of the Mesozoic radiation of echinoids

На границе палеозоя и мезозоя класс морских ежей был на грани вымирания. В триас из перми перешел только один род Miocidaris (отряд Cidaroida, семейство Miocidaridae). Миоцидариды обладали, как и палеозойские представители отряда, гибким панцирем с черепитчатыми пластинками. Из раннего и среднего триаса известны только миоцидариды. Из раннего триаса описано два вида (Пакистан, Соляной кряж; США, штат Юта), а из среднего – только один вид этого семейства (ладинский ярус, Швейцария). Разнообразие морских ежей увеличилось в позднем триасе. Однако подавляющее большинство их принадлежало отряду Cidaroida, для которого характерны простые амбулакральные пластинки и интерамбулакральные выросты околочелюстного пояса – апофизы. Основные материалы по позднетриасовым ежам происходят из слоев St. Cassian (карнийский ярус, Доломитовые Альпы, Италия). Двум семействам отряда Cidaroida, появившимся в карнийском веке – Cidaridae и Psychocidaridae свойственен жесткий панцирь – признак, характерный для мезо-кайнозойских представителей отряда. Весьма своеобразный по морфологии вид Tiarechinus princeps Neumayr из низов карнийского яруса относится к Tiarechinidae – единственному семейству в отряде Plesiocidaroida. Появление первого представителя мезо-кайнозойского отряда Pedinoida произошло в норийском веке (Hemipedina hudsoni Kier, Аравийский п-ов). Он обладает сложными амбулакральными пластинками диадематоидного типа и выростами околочелюстного пояса в амбулакральных полях – аурикулами. И еще один вид мезозойского отряда Hemicidaroida – Pseudodiadema silbinense Stefanini (семейство Pseudodiadematidae) появился во второй половине рэтского века. Таким образом, появление очень редких и локально распространенных представителей типично мезозойских правильных морских ежей относится к самому концу триаса [4, 5].

Начало юры характеризуется еще большим увеличением таксономического разнообразия по сравнению с поздним триасом (рис. 1, 2). Важными предпосылками для развития юрских и более поздних групп были морфологические инновации, возникшие у морских ежей в среднем и позднем триасе: жесткий панцирь, челюстной аппарат с килеватыми зубами, околочелюстной пояс с аурикулами, сложные амбулакральные пластинки. Эти особенности обусловили эффективное выполнение функций локомоции, питания и дыхания.

Рассмотрим основные события морфологической эволюции правильных морских ежей в юрском периоде. Произошло многообразное усложнение амбулакральных пластинок в нескольких группах, относящихся к надотрядам Diadematacea и Echinacea. Это значительно увеличило количество амбулакральных ножек, у которых возникли присасывательные диски, что позволило освоить разные биотопы, в том числе места с интенсивным гидродинамическим режимом, например, коралловые рифы. Усилению амбулакральной системы способствовало развитие перистомальных компенсаторных мешков, которые раньше считались жабрами, отчего представители двух упомянутых надотрядов иногда называют наружножаберными морскими ежами. В челюстном аппарате у Echinacea появились килеватые (стиродонтные) зубы и увеличился foramen magnum в пирамидках, произошло усиление мышц аппарата. Это способствовало интенсификации процесса захвата пици [2, 3].

Одно из самых значительных событий в эволюции класса Echinoidea – появление в ранней юре неправильных морских ежей. Подавляющее большинство правильных морских ежей – обитатели поверхности дна. Они принадлежат преимущественно к пастбищной пищевой цепи; неправильные – пере-
Юрская система России: проблемы стратиграфии и палеогеографии



Рис. 1. Распространение отрядов морских ежей в начале мезозоя (Кіег, 1977, изменено).

шли к жизни на рыхлых грунтах, к закапывающемуся образу жизни и освоили детритную пищевую цепь. Их «правильные» предки, по-видимому, были всеядными оппортунистическими формами. Неправильные морские ежи, по-видимому, являются монофилетической группой (подкласс Irregularia). Основная синапоморфия – челюстной аппарат с алмазовидными зубами. Морфологический ряд раннесреднеюрских форм: Loriolella (в. плинсбах) – Eodiadema (н. юра) – Plesiechinus (плинсбах –бат) – Eogaleropygus (ср. тоар) – Galeropygus (тоар – оксфорд) отражает основные черты ранней эволюции Irregularia: уплощение панциря, развитие задней борозды, дифференциацию покрова игл и амбулакральных ножек, редукцию челюстного аппарата. Все указанные роды были эндоциклическими формами, т.е. перипрокт (как у правильных ежей) был со всех сторон окружен пластинками апикальной системы. Экзоцикличность возникла в средней – поздней юре. Эти изменения отражают постепенное совершенствование приспособлений к обитанию на рыхлых субстратах. В средней юре четко обособились четыре основных эволюционных ствола: Holectypoida, Cassiduloida, Holasteroida и Spatangoida – отряды, которые успешно развивались в более поздние эпохи мезозоя и кайнозоя [1]. Эволюционный пик в развитии морских ежей, которые относятся к юрскому периоду, хорошо виден на рис. 1 и 2. Он вполне сопоставим с таковыми, которые наблюдаются в ордовике и в зоцене, и не только в классе морских ежей, но и во многих других группах морских беспозвоночных. Быстрые темпы эволюции правильных морских ежей, появление неправильных ежей несомненно связаны с обширными юрскими морскими трансгрессиями, изменением трофических свойств грунтов, что было обусловлено увеличением первичной продукции в океане, которая, в свою очередь, была связана с прогрессивным развитием морских сообществ и, в частности, с появлением таких групп, как кокколитофориды и планктонные фораминиферы.

Работа выполнена в рамках программы Президиума РАН «Происхождение и эволюция биосферы» и поддержана РФФИ (гранты 05-04-49244, 06-05-64641, 06-05-39015) и Фондом содействия отечественной науке.



#### Юрская система России: проблемы стратиграфии и палеогеографии

Рис. 2. Динамика родового разнообразия морских ежей в триасе и юре. По вертикальной оси – число родов, известных из данного подъяруса. На данном графике рэтский ярус рассматривается как верхняя часть норийского (T<sub>3</sub>n<sub>3</sub>) (по базе данных Дж. Сепкоски, 1992).

#### Литература

p.

1. Соловьев А.Н. (1993) Особенности эволюции морских ежей при переходе от Regularia к Irregularia // Бюлл. МОИП, Отд. геол. 1993. Т. 68. вып. 1. С. 133.

2. Соловьев А.Н., Марков А.В. (2004) Ранние этапы эволюции неправильных морских ежей // Экосистемные перестройки и эволюция биосферы. Вып. 6. М.: ПИН РАН. 2004. С. 77-86.

3. Соловьев А.Н., Марков А.В. (2006) Трофические особенности морских ежей на разных этапах исторического развития класса // Эволюция биосферы и биоразнообразия. К 70-летию А.Ю.Розанова. М.: тов-во научн. изданий КМК. 2006. С. 316-333.

4. Kier P.M. (1977) Triassic Echinoids // Smithsonian Contributions to Paleobiology. N 30. 1977. 88

5. Kier P.M. (1984) Echinoids from the Triassic (St. Cassian) of Italy, their lantern supports, and a revised phylogeny of Triassic Echinoids // Smithsonian Contributions to Paleobiology. N 56. 1984. P. 1-41.

## Стародубцева И.А.

## Государственный геологический музей им. В.И. Вернадского РАН, Москва, Россия, e-mail: ira@sgm.ru ИСТОРИЯ КОЛЛЕКЦИЙ К РАБОТЕ А.П. ПАВЛОВА «ЮРСКИЕ И НИЖНЕ-МЕЛОВЫЕ СЕРНАLOPODA СЕВЕРНОЙ СИБИРИ»

### I.A. Starodubtseva

Vernsdsky State Geological Museum, Moscow, Russia The history of collections to the monography "Jurassic and Lower Cretaceons Cephalopoda of Northern Sibiria" by prof. A.P. Pavlow

Коллекции, послужившие основой этой монографии, были собраны двумя известными исследователями севера – бароном Э.В. Толлем и И.П. Толмачёвым. Впоследствии эти коллекции были переданы Ф.Н. Чернышёвым и И.П. Толмачёвым для изучения профессору Императорского Московского университета А.П. Павлову. Большая часть ископаемых была собрана Э.В. Толлем в 1893 г. во время его экспедиции на Новосибирские острова и побережье Ледовитого океана.

В 1892 г. Э.В. Толль был назначен руководителем экспедиции, организованной Императорской Академией наук для исследования трупа мамонта, обнаруженного к востоку от устья р. Яны, и доставки его в Санкт-Петербург. «На случай же неудовлетворительных результатов непосредственного исследования местонахождения мамонта Академия допускала изучение мало или вовсе неизвестных частей Сибири, именно нетронутый со времён "большой северной экспедиции" бассейн реки Анабар» [3, с. 436].

В конце 1892 г. Э.В. Толль совместно с Е.И. Шилейко, отвечавшим «за определение астрономических пунктов, маршрутную съемку и магнитные наблюдения», выехали из Санкт-Петербурга и в феврале следующего года прибыли в Якутск. Оттуда в начале марта экспедиция отправилась на север и через три месяца прибыла в устье р. Яны, в сел. Казачье. Осмотрев остатки мамонта, которые не представляли собой целого экземпляра, Толль решил расширить маршрут экспедиции и переправиться по льду на Новосибирские острова. Участники экспедиции покинули материк у мыса Святой Нос и отправились на о. Б. Ляховский, а затем на о. Котельный и через месяц, в конце мая вернулись на материк. Началась вторая часть экспедиции – через Хараулахский хребет до р. Лены, далее от Булуна вниз по Лене до Кумах-Сура. По одному из протоков переправились через дельту этой величавой, по словам Толля, реки, и «длинный караван, состоявший из полсотни вьючных и верховых оленей, тронулся на запад в край, не пройденный ни единым из европейских путешественников со времен Лаптева и Прончищева» [3, с. 442-443]. В конце августа экспедиция достигла главной цели – Анабарской бухты. Толль писал, что «теперь для удовлетворительного исполнения нашей главной задачи не доставало только хорошей погоды и ясного неба. И – как на заказ – погода стала отличною на целый месяц; до 20 сентября было почти без исключения ясное небо и теплые дни» [3, с. 443]. Закончив геологические и геогафические работы на Анабаре (удалось пройти вверх по реке до впадения в нее р. Уджи), экспедиция тронулась в обратный путь – до Хатанги через р. Попигай, к Енисею и в конце декабря 1893 г. возвратилась в Петербург. Экспедиция продолжалась год, ее участники преодолели путь почти в 24 000 км, и при таком протяженном и трудном маршруте геологические наблюдения были беглыми, по определению Толля, «научными рекогносцировочными». Но были «сняты маршрутной съемкой около 4000 верст, не считая 400 верст магистральной съемки лейтенанта Шилейко по реке Анабар. Маршрут опирается на 38 астрономически определнных пунктов, рядом с которыми шли и магнитные наблюдения. Веден также гипсометрический маршрут и метеорологический журнал. Исследованный край иллюстрируется 150 фотографиями. Собраны коллекции по преимуществу палеонтологические и геологические, а также этнографические, зоологические и ботанические» [3, с. 444-445].

Область исследований относилась к Якутской и Енисейской губерниям – к Верхоянскому и Туруханскому округам, граница между которыми проходила по р. Анабар. Во время экспедиции Э.В. Толлю удалось, в том числе, открыть на р. Анабар мезозойские отложения, которые ранее были известны благодаря работам А. Чекановского только до устья Оленёка. Толль проследил их в дельте Лены и от устья Оленёка до Анабара.

«Анабарский мезозой имеет особенный интерес, отмечал Толль, Он представлен здесь палеонтологически богатыми юрскими и меловыми, а именно-оксфордскими и неокомскими отложениями. Разработка собранного мною материала даст ответ на разные интересные вопросы истории земного шара. Так, например, этот материал разрешает в положительном смысле вопрос, поднятый покойным Неймайером о климатических зонах юрского периода: найденная в некомских слоях фауна указывает теперь определенный возраст целому ряду интересных мезозойских форм, раньше только валунами собранных в Северной Сибири» [3, с. 446].

Результаты, полученные в ходе этой экспедиции, Э.В. Толль отразил в статье «Очерк геологии Ново-Сибирских островов и важнейшие задачи исследования полярных стран» [4]. Кратко характеризуя геологию исследованного района, Толль указал и на выходы юрских и нижнемеловых отложений, слагающих Анабарское плоскогорье [4, с. 10-11]. Обработка анабарских коллекций аммонитов была начата А.О. Михальским, который определил среди них нижнеюрские, оксфордские и нижнемеловые формы, но довести работу до конца не успел. Эти коллекции, а также коллекции И.П. Толмачёва, собранные в начале 1900-х гг., были переданы для обработки А.П. Павлову.

В 1914 г. вышла в свет работа А.П. Павлова, посвященная описанию аммонитов и белемнитов севера Сибири. Подавлющее число изученных экземпляров происходит из мезозойских отложений бассейна р. Анабар и Анабарской губы, и два аммонита рода Polyptychites (из коллекции И.П. Толмачёва) – с мыса Пакса (северная оконечность п-ва Нордвик) и один – с мыса Св. Преображения у восточного входа в Хатангскую бухту. В предисловии к работе А.П. Павлов писал: «Из числа описанных в этом сочинении экземпляров одни превосходно сохранились, другие сохранились далеко не полно и некоторые представлены только отпечатками и обломками, которые, быть может, и не заслуживали бы описания, если бы происходили из местностей более доступных; но в данном случае едва ли можно было надеяться на возможность заменить в скором времени плохие экземпляры лучшими, почему я и решился описать все экземпляры, допускавшие хотя бы приблизительное определение или обнаруживавшие признаки еще не описанных видов» [2]. А.П. Павловым было изучено и описано около 80 экземпляров головоногих; выделено три новых вида белемнитов, 20 новых видов аммонитов и два новых рода аммонитов – Tollia и Temnoptychites.

Подводя итог проделанной работе, А.П. Павлов отметил, что изучение лейасовых форм «совершенно не изменило наших представлений о типе северной лейасовой фауны», а «изучение ископаемых верхней юры и нижнего мела дало возможность констатировать не только присутствие оксфорда и неокома и необычайное фаунистическое богатство этих ярусов в северно-сибирском мезозое, но указать также на существование и других ярусов (нижний келловей, нижний портланд), а в неокоме наметить и более дробные подразделения» [2, с. 66].

Краткие биографические сведения об авторах коллекций:

Толль Эдуард Васильевич (1858-1902) – окончил в 1882 г. Дерптский (ныне Тартуский) университет. В 1885 и 1886 гг. участвовал в экспедициях под руководством А.А. Бунге на Новосибирские острова в качестве геолога и помощника начальника экспедиции. Проведенные им геологические исследования позволили установить там развитие силурийских, девонских, триасовых, юрских, третичных и четвертичных отложений. Ископаемые девона и силура с о-ва Котельный он обрабатывал сам. В 1887 г. Толль был назначен хранителем Минералогического музея Академии наук и командирован в Германию, где выступил на Съезде немецких геологов с докладом о геологических результатах экспедиции 1885-86 гг. С 1888 по 1892 г. он проводил исследования в Прибалтике и в Санкт-Петербургской губернии по поручению Геологического комитета, штатным сотрудником которого стал в 1889 г. после сдачи магистерского экзамена. В 1892-93 гг. Толль возглавил экспедицию на Новосибирские острова и побережье Ледовитого океана. За эту экспедицию был награжден Большой серебряной медалью им. Н.М. Пржевальского. В 1897 г. опубликовал крупную работу, посвященную ископаемому льду и стал основоположником учения о формировании ископаемых льдов. В 1900 г. Э.В. Толль возглавил экспедицию на шхуне «Заря», целью которой было поиск и изучение острова, виденного им к северу от о. Котельный – легендарной «Земли Санникова». Эта экспедиция стала последней для Э.В. Толля. Поисками пропавших участников этой экспедиции руководил А.В. Колчак, который в 1903 г. нашел их последнюю стоянку на острове Беннетта, где были обнаружены дневники и обширные палеонтологические и геологические коллекции.

<u>Толмачёв Иннокентий Павлович</u> (1872-1950) – в 1893 г., после окончания гимназии в г. Иркутске, поступил в Императорский Санкт-Петербургский университет на физико-математический факульте. В 1896 г. стажировался в Лейпциге по петрографии. После окончания университета в 1897 г. работал ассистентом на кафедре геологии Юрьевского (бывшего Дерптского, ныне Тартуского) университета. В 1899 г. стал хранителем Геологического музея Академии наук и в том же году прошел стажировку по палеонтологии в Мюнхене. В 1905 и 1909 гг. Толмачев руководил Хатангской (исследовал территорию между Хатангой и Анабаром) и Чукотской экспедициями, в 1914-1916 гг. – Семиреченской экспедицией, позднее проводил геологические исследования на Северном Кавказе и Кольском полуострове. Был первым исследователем Кузнецкого Алатау. И.П. Толмачев стал инициатором создания в 1914 г. Постоянной полярной комиссии Академии наук. В 1919 г. он возглавил Комиссию по изучению и практическому использованию производительных сил Севера. В 1922 г. он, по приглашению проф. Ч. Шухерта, И.П. Толмачёв переехал в США. В том же году он стал куратором палеонтологических коллекций в Музее Карнеги в Питтсбурге и проработал на этой должности до 1945 г. Одновременно он сотрудничал с университетом в Питтсбурге, где читал лекции по палентологии и географии, а также как приглашённый профессор преподавал в Техасском Технологическом колледже и в Рутгеровском Универсиситете в Нью-Джерси [1; 5].

#### Литература

1. Красникова О.А. (2006) Академия наук и исследования в Арктике: деятельность Полярной комиссии в 1914-1936 гг. // Вопросы истории естествознания и техники. 2006. № 4. С. 64-81.

2. Павлов А.П. (1914) Юрские и нижнемеловые Cephalopoda Северной Сибири // Зап. Имп. АН, сер. 8, т. 21, № 4. СПб. 1914. 68 с.

3. Толль Э.В. (1894) Экспедиция Императорской Академии наук 1893 года на Ново-Сибирские острова и побережье Ледовитого океана // Изв. Имп. Русск. Геогр. Об-ва, т. 30. СПб. 1894. С. 435-451.

4. Толль Э.В. (1899) Очерк геологии Ново-Сибирских островов и важнейшие задачи исследования полярных стран // Зап. Импер. Акад. наук. 8 сер. 1899. Т. 9. № 1. С. 1-20.

5. Johnson H. Memorial to Innokenty Pavlovich Tolmachoff (1952) // Proceed. vol. Geol. Soc. America. Annual Rep. for 1952. 1953. Pp. 147-154.



## Г.М. Татьянин, А.Ф. Беженцев, Е.В. Полковникова, Е.Н. Габышева, К.П. Лялюк, О.Н. Костеша

Томский государственный университет (ТГУ), Томск, Россия, e-mail: gmt@mail.tsu.ru СТРАТИГРАФИЯ И ФАЦИИ ВЕРХНЕЮРСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ КАЙМЫСОВ-СКОЙ НЕФТЕГАЗОНОСНОЙ ОБЛАСТИ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ

G.M. Tatvanin, A.F. Bezhentsev, E.V. Polkovnikova, E.N. Gabysheva, K.P. Lyalyuk, **O.N. Kostesha** 

Tomsk State University (TSU), Tomsk, Russia

Stratigraphy and facies of the Upper Jurassic deposits within Kaimysovskaya oil-andgas bearing region of the Western Siberia

Комплексные биофациальные исследования верхнеюрских отложений были выполнены в опорных скважинах Каймысовской НГО: Западно-Катыльгинской-705; Катыльгинской-207, 481; Первомайской-895, 2281, 2288; Нижнепервомайской-1; Онтонигайской-6; Волковской-2 и Лонтынь-Яхской-107. Кроме традиционных методов литофациальных исследований использованы новые методики выделения палино- и ихнофаций. Для расчленения разрезов использована стратиграфическая схема [3] и материалы авторов [2]. Уточнен возраст пластов-коллекторов надугольной толщи верхневасюганской подсвиты в скважинах Катыльгинская-207, Лонтынь-Яхская-107, Нижнепервомайская-1, Волковская-2. Проведена ревизия палеонтологических коллекций и препаратов из других скважин одноименных площадей. При выяснении экологии позднеюрских фораминифер использован метод количественного подсчета фораминиферовых таксонов на уровне семейств и родов. Батиметрические характеристики бассейна осадконакопления (по фораминиферам) приводятся с учетом работы Ф.В. Киприяновой и др. [1], по данным палинофациальных исследований (глубина, приближение-удаление берега, гидродинамический режим) и всей имеющейся палеонтологической и литологической информации.

Биостратиграфическое расчленение надугольной толщи верхневасюганской подсвиты, георгиевской и баженовской свит: отложения, подстилающие пласт Ю1<sup>2м</sup> (нижний оксфорд) – скв. Нижнепервомайская-1; пласт Ю1<sup>2м</sup> (нижний оксфорд); межпластовая перемычка, подстилающая пласт Ю1<sup>2</sup> (нижний-средний оксфорд) – скв. Волковская-2, Лонтынь-Яхская-61, 63, Первомайская-264, 268, 273, Западно-Катыльгинская-107, 108, Катыльгинская-97; межпластовая перемычка, подстилающая пласт Ю<sub>1</sub><sup>2</sup> (средний оксфорд) – скв. Катыльгинская-207, Первомайская-268; пласт Ю<sub>1</sub><sup>2</sup> (средний оксфорд); межпластовая перемычка, подстилающая пласт Ю<sub>1</sub><sup>1</sup> (средний-верхний оксфорд) – скв. Лонтынь-Яхская-107, Первомайская-269, Западно-Катыльгинская-110, Катыльгинская-94, 99; пласт Ю<sub>1</sub><sup>1</sup> (верхний оксфорд) – скв. Первомайская-268, Нижнепервомайская-1, Дуклинская-2 и др.; георгиевской свита: пласт Ю<sub>1</sub><sup>0</sup> (верхи верхнего оксфорда-низы нижнего кимериджа) – скв. Первомайская-268, Лонтынь-Яхская-67; низы баженовской свиты (нижний-средний подъярусы волжского яруса) - скв. Первомайская-268, Западно-Катыльгинская-107. Выделение и прослеживание биофаций, литофаций, палинофаций и ихнофаций позволяет охарактеризовать, дополняя и контролируя, изменения условий осадконакопления.

В надугольной части васюганской свиты в составе подстилающих пласт Ю1<sup>2м</sup> отложений выделены переходные фации, в пластах  ${\rm IO_1^{2M}}, {\rm IO_1^2}, {\rm IO_1^1},$  в межпластовых перемычках и в перекрывающих отложениях – фации внутреннего шельфа. В составе георгиевской свиты (пласт Ю<sub>1</sub><sup>0</sup>) выделены фации внутреннего шельфа, в составе баженовской – фации внешнего шельфа. **Нижний оксфорд.** Мощный пласт Ю<sub>1</sub><sup>2м</sup> и подстилающие его отложения.

Фациальный анализ отложений, подстилающих мощный пласт Ю1<sup>2м</sup>, показал, что они представлены фацией алевритоглинистых, с прослоями песчаных, осадков внутридельтового залива (скважины Нижнепервомайская-1, Онтонигайская-6, Катыльгинская-481). Стратиграфический диапазон дельтовых отложений межугольной толщи установлен по положению в разрезе. Подстилающие и перекрывающие межугольную толщу морские отложения охарактеризованы фауной аммонитов и комплексами фораминифер нижнего оксфорда [2].

Состав фораминиферового палеоценоза (скв. Нижнепервомайская-1) характеризует условия внутридельтового залива как мелководно-морские (возможно опреснение) условия средней сублиторали (глубины не более 40–60 м), временами со спокойным гидродинамическим режимом и развитием дизоксийных условий, умеренно-холодной температурой придонных вод. Палеоценоз фораминифер рекурвоидесо-трохамминовый, литуолидо-трохамминидовый (комплекс с *Trochammina oxfordiana*). Отмечается значительное развитие ихнофоссилий *Palaeophycus* ихнофации *Cruziana*.

Пласт  ${\rm Ю_1}^{2{\rm M}}$  представлен преимущественно фацией песчано-алевритовых осадков зоны волнений (подводных валов) прибрежной части моря, формирующихся в предфронтальной зоне пляжа и переходной зоне. Отмечено развитие ихнофоссилий *Skolithos* и *Ophiomorpha* (ихнофация *Skolithos*) (скв. Нижнепервомайская-1). В основании мощного пласта  ${\rm Ю_1}^{2{\rm M}}$  развита фация песчаных отложений пляжа (скважины Первомайская-2281, Нижнепервомайская-1, Онтонигайская-6, Западно-Катыльгинская-705).

В верхней части пласта Ю<sub>1</sub><sup>2м</sup> развиты фации переходной зоны, которая представлена фацией алевритовых и аргиллитовых осадков внутреннего шельфа (подводных ложбин), относится к межпластовой перемычке, и генетически связана с пластом Ю<sub>1</sub><sup>2м</sup>.

**Нижний–средний оксфорд.** Межпластовая перемычка (нижняя часть), подстилающая маломощный пласт Ю<sub>1</sub><sup>2</sup>. Фациальный анализ межпластовой перемычки, подстилающей пласт Ю<sub>1</sub><sup>2</sup> (скважины Волковская-2, Катыльгинская-207), показал, что она представлена фациальными типами пород, формирующимися в переходной зоне: фации алевритовых и аргиллитовых осадков внутреннего шельфа (подводных ложбин), с подчиненным участием песчано-алевритовых осадков зоны волнений (подводных валов) прибрежной части моря – маломощный пласт Ю<sub>1</sub><sup>2</sup> (скважины Катыльгинская-481, Катыльгинская-207, Волковская-2).

Рекурвоидесо-крибростомоидесовый, литуолидо-нодозариидовый палеоценоз фораминифер (комплекс с *Cribrostomoides* cf. *canui*, *Recurvoides* ex gr. *disputabilis*, *Lenticulina subpolonica*) (скв. Волковская-2); нодозариидовый палеоценоз фораминифер (комплекс с многочисленными лентикулинами) (скв. Лонтынь-Яхская-63), с остатками гастропод, скафопод и червей – все эти палеонтологические находки определяют мелководно-морские условия верхней–средней сублиторали (глубина 40–80 м) с умеренной, возможно затрудненной аэрацией и умеренно-теплой температурой придонных вод.

Средний оксфорд. Межпластовая перемычка (верхняя часть), подстилающая маломощный пласт  $W_1^2$ , и время развития пласта  $W_1^2$ . Перемычка представлена фациальными типами пород, формирующимися преимущественно в переходной зоне – фацией алевритовых и глинистых осадков внутреннего шельфа (подводных ложбин). Трохаммино-рекурвоидесовый палеоценоз фораминифер с присутствием толипаммин (комплекс *Ammodiscus thomsi, Tolypammina svetlanae*) (скв. Катыльгинская-207) свидетельствует о прибрежно-морских условиях верхней–средней сублиторали (глубина 40–60 м) с подвижной гидродинамикой и умеренно низкой температурой придонных вод. Ихнофация *Cruziana*, многочисленные ихнофоссилии *Chondrites* фиксируют периоды затишья.

Пласт Ю<sup>1</sup> преимущественно представлен фацией песчано-алевритовых осадков зоны волнений (подводных валов) прибрежной части моря (предфронтальная зона пляжа) в скважинах Катыльгинская-207, Нижнепервомайская-1; переходной зоны – в скважинах Катыльгинская-481, Волковская-2, Онтонигайская-6.

**Средний–верхний оксфорд.** Межпластовая перемычка (верхняя часть), подстилающая пласт  $\text{Ю}_1^1$ ; низы пласта  $\text{Ю}_1^1$ . В межпластовой перемычке выделены фации переходной зоны (скважины Катыльгинская-207, 481; Нижнепервомайская-1; Волковская-2; Лонтынь-Яхская-107) и, в единичном случае, – фации приморских озер и внутридельтового залива (скв. Западно-Катыльгинская-705).

Фауна переходной зоны: аммониты, двустворки, скафоподы, фораминиферы (рекурвоидесокрибростомоидесовый, литуолидо-нодозариидовый палеоценоз фораминифер (комплексы с *Tolypammina svetlanae* и *Recurvoides disputabilis*) в скв. Волковская-2; комплекс с *Recurvoides disputabilis* в скв. Лонтынь-Яхская-107), остракоды *Pyrocytheridea glabella* (скв. Лонтынь-Яхская-107), гастроподы, черви, в единичных случаях встречены фрагменты морских лилий (скв. Волковская-2). Редкие ихнофоссилии *Chondrites* ихнофации *Cruziana*. Все эти палеонтологические находки свидетельствуют о мелководно-морских, приближенных к берегу условиях верхней–средней сублиторали (глубина 40–80 м) с активной, временами затрудненной гидродинамикой и умеренно теплой температурой придонных вод.

**Верхний оксфорд.** Пласт Ю<sub>1</sub><sup>1</sup> преимущественно представлен фацией песчано-алевритовых осадков зоны волнений (подводных валов) прибрежной части моря и значительно реже – фацией алевритовых и глинистых осадков внутреннего шельфа (подводных ложбин) и, в единичном случае, фацией песчаных отложений нижнего пляжа (скв. Западно-Катыльгинская-705).

Развитие рекурвоидесо-лентикулинового, литуолидо-нодозариидового (комплекс с *Recurvoides disputabilis*) (скв. Нижнепервомайская-1), нодозариидового палеоценоза фораминифер (скв. Катыльгин-

ская-102) определяет существование морского бассейна с нормальной соленостью, глубины которого не превышали 20–50 м, с преимущественно активной, реже затрудненной гидродинамикой придонных вод, хорошо прогреваемым дном, с приближением и удалением береговой линии. В отложениях, подстилающих пласт Ю<sub>1</sub><sup>1</sup> (скв. Лонтынь-Яхская-107), найдены ихнофоссилии *Planolites* (в составе ихнофаций *Cruziana*). В самих песчаниках пласта Ю<sub>1</sub><sup>1</sup> (предфронтальная зона пляжа) широко развиты ихнофоссилии *Skolithos* и *Ophiomorpha*, ихнофация *Skolithos*.

Верхний оксфорд-кимеридж. Пласт  $W_1^0$  (барабинская пачка). Пласт  $W_1^0$  представлен фацией песчаных и песчано-глауконитовых отложений внутреннего шельфа, связанных с конденсированными разрезами, формирующимися в обстановке трансгрессирующего шельфа (скважины Первомайская-895, 2281, 2288; Нижнепервомайская-1; Онтонигайская-6; Западно-Катыльгинская-705; Волковская-2). Фауна аргиллитов основания барабинской пачки: аммониты, литуолидо-нодозариидовый фораминиферовый палеоценоз, двустворки (скв. Лонтынь-Яхская-67). В самих песчаниках отмечены аммониты, белемниты, двустворки. Формирование барабинской пачки, по данным биофациальных и палинофациальных исследований, происходило как в относительно мелководно-морских условиях в прибрежной зоне верхней–средней сублиторали, удаленных от береговой линии (скв. Первомайская-2281) и приближенных к береговой линии (скв. Первомайская-895), спокойных, тихих, так и в умеренно-глубоководных, приближенных к береговой линии, с более-менее активным гидродинамическим режимом (скв. Волковская-2).

**Нижний–средний подъярусы волжского яруса.** Фациальный анализ низов баженовской свиты показал, чтоэти отложения представлены фацией илисто-глинистых и глинистых осадков внешнего шельфа (скважины Первомайская-2281, 895, 2288; Нижнепервомайская-1; Онтонигайская-6; Волковская-2).

#### Литература

1. Киприянова Ф.В., Белоусова Н.А., Богомякова Е.Д. и др. (1974) К вопросу экологии мезозойских фораминифер Западно-Сибирской равнины // Образ жизни и закономерности расселения современной и ископаемой микрофауны. Тр. ИГиГ СО АН СССР. 1974. Вып.333. С.157-165.

2. Татьянин Г.М., Полковникова Е.В., Габышева Е.Н. (2006) Новые материалы по биостратиграфии келловей-оксфордских отложений юго-востока Западной Сибири (Томская область) // Геология и полезные ископаемые южной Сибири. Вестник ТГУ. 2006. №104. С.22-32.

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



# Е.М. Тесакова<sup>1</sup>, Ф. Атропс<sup>2</sup>, Г. Мелендез<sup>3</sup>

<sup>1</sup> МГУ им. М.В. Ломоносова, геологический факультет, Москва, Россия; ostracon@rambler.ru <sup>2</sup>Centre Sciences de la Terre, Fac. Sciences de Lyon-1, Villeurbanne, France.

<sup>3</sup> Depto. de Geología (Paleontología), Universidad de Zaragoza, Zaragoza, España. gmelende@unizar.es

# ОСТРАКОДЫ ИЗ ПОГРАНИЧНЫХ КЕЛЛОВЕЙ-ОКСФОРДСКИХ ОТЛОЖЕ-НИЙ ЦЕНТРАЛЬНОЙ РОССИИ И ЮЖНОЙ ФРАНЦИИ: СХОДСТВО И РАЗ-ЛИЧИЯ

# E.M. Tesakova<sup>1</sup>, F. Atrops<sup>2</sup>, G. Melendez<sup>3</sup>

<sup>1</sup> Moscow State University, Geological Fac. (MSU), Moscow, Russia; ostracon@rambler.ru

<sup>2</sup> Centre Sciences de la Terre, Fac. Sciences de Lyon-1, Villeurbanne, France.

<sup>3</sup> Depto. de Geología (Paleontología), Universidad de Zaragoza, Zaragoza, España. gmelende@unizar.es

The ostracods of the Callovian/Oxfordian boundary from Central Russia and Southern France: the similarities and differences

Из пяти европейских разрезов, претендующих на роль стратотипического для границы между келловеем и оксфордом, остракоды послойно изучены только в двух: Дубки (Саратовская обл., Россия) и Савурнон (Прованс, Франция). Остракоды из центральной России весьма представительны (рис.1). В Дубках обильно представлены 26 видов, автохтонно погребенных остракод, весьма хорошей сохранности [1, 2, 3].

В южной Франции, напротив, фауна остракод весьма малочисленна, хотя присутствует во всех изученных образцах (рис. 2). Всего в 21 образце, отобранных из зоны lamberti, биогоризонта paucicostatum и зоны scarburgense, встречено 93 достоверных экземпляра остракод. Сохранность материала настолько плоха, что оказалось проблематичным определить не только виды, но и роды, а зачастую даже семейства. Около половины экземпляров раздавлены, с наростами кристаллов, частично растворены или обломаны. Другие представляют собой целые раковины, либо отдельные створки, заполненные изнутри породой, поэтому наблюдение внутренних структур оказалось невозможно. Тем не менее, общие очертания раковин, а в ряде случаев и фрагментарно сохранившаяся скульптура, позволяют различить 28 различных форм, представленных единично. В результате две из них определены до вида: Cytherella cf. suprajurassica Oertli, 1957 и Neurocythere cf. caesa subsp. А (Lutze, 1960). Все прочие оставлены в открытой номенклатуре: Paracypris sp., Cytherura? sp. B Oertli, 1957, Bairdia sp.1, B. sp.2, B. sp.3, Tethysia? sp., Gen. sp.1, Gen. sp.2, Gen. sp.3, Gen. sp.4, Gen. sp.5, Gen. sp.6, Gen. sp.7, Gen. sp.8, Gen. sp.9, Gen. sp.10, Gen. sp.11, Gen. sp.12, Gen. sp.13, Gen. sp.14, Gen. sp.15, Gen. sp.16, Gen. sp.17, Gen. sp.18, Gen. sp.19, Gen. sp.20. Поэтому на настоящем уровне изученности стратиграфического значения остракоды из Савурнона не имеют, за исключением Cytherella suprajurassica и Cytherura? sp., В, известных из верхнего оксфорда – нижнего кимериджа Парижского бассейна [5], a Neurocythere caesa subsp. А – из среднего келловея (зона jason) С.-З. Германии [4].

Общих видов между сравниваемыми разрезами нет ни одного, но такие роды как *Cytherella*, *Neurocythere*, *Paracypris* и *Tethysia* встречены в обоих. Остальные остракоды из Дубков и Савурнона, по-видимому, совершенно различны на надродовом уровне. На фоне такого разительного несходства фаун и их количественных характеристик, удивляет почти одинаковое разнообразие - 26 видов в Дубках и 27(?) в Савурноне. Но при этом надо учесть, что в Савурноне изучен гораздо более узкий интервал разреза (paucicostatum и scarburgense), чем в Дубках (подзоны henrici - bukowskii). Поэтому, если мы выделим в последнем аналогичный интервал, то встретим в нем только 10 видов остракод. Таким образом, если принять определения остракод из Савурнона как верные, то французские остракоды оказываются в это время вдвое разнообразнее среднерусских.

Сохранность французского комплекса поднимает отдельный вопрос о его автохтонности. Действительно, внешний вид его компонентов дает основания в ней сомневаться. Однако нужно учесть, что, во-первых, плохая сохранность свойственна всем остракодам на всех уровнях разреза. Будь часть из них переотложена, она бы отличалась сохранностью от инситной. Значит, либо переотложены все экземпляры до единого, либо комплекс автохтонный, и его плохая сохранность связана со спецификой захоронения в плотных карбонатных фациях и методикой отмывки. И, во-вторых, распределение остракод по разрезу, описанное ниже, настолько сходно с таковым из Дубков (где они однозначно автохтонны), что объяснить это простым совпадением нельзя. Поэтому мы склоняемся в пользу предположения об автохтонности французского ориктоценоза.

Остракоды Савурнона распределены по разрезу крайне неравномерно. В нем отчетливо выделяются две части, весьма различные по разнообразию и количеству остракод (рис. 2). В нижней – обр. 19а – 23-с-1 – встречены 23 формы, верхняя же часть – обр. 25-1 – 27-5 – почти в два раза беднее и содержит 13 форм. Количественные оценки отличаются еще сильнее. Если в нижней части встречено 77 экземпляров, то в верхней их только 17. Это в 4,5 раза меньше, то есть количественное обеднение составило около 77%. Изменения разнообразия и общего числа экземпляров по разрезу представлены на графике, где очень хорошо видны две вышеупомянутые части (рис. 2). Очевидно, что остракоды отреагировали на некое событие, произошедшее на рубеже средней и поздней юры, но эта реакция запаздывает по сравнению с перестройкой в сообществах аммонитов. Граница между келловеем и оксфордом проводится по нижней границе аммонитовой подзоны scarburgense. Но наиболее существенная перестройка фауны остракод произошла позднее, внутри подзоны scarburgense, у кровли биогоризонта *redcliffense*.

Разрез Дубки охватывает гораздо больший диапазон времени – подзоны henrici, lamberti, scarburgense, praecordatum и bukowskii, но мощности отдельных горизонтов в нем меньше. Остракоды известны во всех его подзонах и биогоризонтах, но дробность изучения внутри подразделений существенно ниже, чем в Савурноне. Поэтому прямое сравнение динамики изменения остракодовых сообществ из биогоризонтов *lamberti* и *scarburgense* на имеющемся материале невозможно (рис. 3).

Однако общие тенденции развития остракодовых фаун в этих двух разрезах на удивление схожи. В Дубках также отчетливо различаются две неравнозначные по таксономическому и количественному показателям части разреза, отвечающие верхнему келловею и нижнему оксфорду. И хотя по распределению стратиграфически значимых видов остракод граница между келловеем и оксфордом в Дубках совпадает с таковой по аммонитам (= основание подзоны scarburgense), но наиболее существенная перестройка остракодовых комплексов здесь также происходит позже – в средней части биогоризонта *alphaecordatum*.

Подводя итог сравнения остракод из центральной России и южной Франции, нужно отметить с одной стороны практически полное несовпадение их состава, но с другой – поразительное сходство в распределении по разрезу. Однако кардинальные изменения в структуре сообществ остракод из Франции и России произошли не одновременно. В Савурноне это событие зафиксировано ниже (у кровли биогоризонта *redcliffense*), чем в Дубках (средняя часть биогоризонта *alphaecordatum*) (рис. 3).

Все в целом, по-видимому, может свидетельствовать, во-первых, о весьма различных придонных обстановках в этих регионах. Во-вторых, примерно одинаковой глубине формирования разрезов, поскольку реагировали остракоды на морскую регрессию начала оксфорда сходным образом. Но более ранняя реакция на нее южнофранцузской биоты свидетельствует о несколько меньшей глубине их обитания по сравнению со среднерусскими.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ № 06-05-64284 (Россия) и CGL 2004-02694/ВТЕ (МЕС-СSIC, Испания).

#### Литература

1. Тесакова Е.М., Рогов М.А. (2006а) Комплексы остракод и аммонитов из опорного разреза верхнего келловея-нижнего оксфорда у п. Дубки (Саратовское Поволжье): сходства и различия динамики изменений и их возможные причины // В: Алексеев А.С. (Ред.) Годичное собрание секц. Палеонт. МОИП совм. с ПИН РАН «ПАЛЕОСТРАТ-2006» (Москва, 30 января 2006г.). Тез. докл. М: Изд-во МГУ. С.27-28.

2. Тесакова Е.М., Рогов М.А. (2006б) Палеоэкологический анализ остракод верхнего келловея-нижнего оксфорда разреза Дубки (Саратовское Поволжье) // Палеонтология, биостратиграфия и палеогеография бореального мезозоя: Материалы науч. сес., г. Новосибирск, 26–28 апр., 2006 г. Новосибирск: Академическое изд-во "Гео", 2006. С.53-55.

3. Тесакова Е.М. (2007) Верхнекелловейские и нижнеоксфордские остракоды разреза Дубки (Саратовское Поволжье): стратиграфия, палеоэкология, эвстатические циклы, палеобиогеография // Стратиграфия. Геол. корреляция [в печати].

4. Lutze G.F. (1960) Zur Stratigraphie und Paläontologie des Callovien und Oxfordien in Nordwest-Deutschland // Geol. Jb. Bd. 77. S.391-532.

5 Oertli H.J. (1957) Ostracodes du Jurassique supérieur du basin de Paris (sondage Vernon 1) // Rev. Inst. Franc. Petr. V.12. № 6. Р.647-689.Подписи к рисункам:

Рис. 1 Распространение остракод по разрезу Дубки.









Юрская система России: проблемы стратиграфии и палеогеографии

Рис. 3 Сравнение трендов развития остракод на границе келловея и оксфорда в центральной России и южной Франции.

# Е.М Тесакова<sup>1</sup>, М. Франц<sup>2</sup>, Е. Байкина<sup>1</sup>, Е. Бехер<sup>2</sup>

<sup>1</sup>МГУ им. М.В. Ломоносова, геологический факультет, Москва, Россия; ostracon@rambler.ru <sup>2</sup>Regierungspräsidium Freiburg, Abt. 9: Landesamt für Geologie, Rohstoffe und Bergbau (LGRB), Ref. 92: Landesgeologie, Freiburg i. Br., Germany, e-mail: Matthias.Franz@rpf.bwl.de **НОВЫЙ ВЗГЛЯД НА БАТСКИХ ОСТРАКОД ПОЛЬШИ** 

# E. M. Tesakova<sup>1</sup>, M. Franz<sup>2</sup>, E. Baykina<sup>1</sup>, E. Beher<sup>2</sup>

<sup>1</sup> Moscow State University, Geological Fac. (MSU), Moscow, Russia <sup>2</sup>Regierungspräsidium Freiburg, Abt. 9: Landesamt für Geologie, Rohstoffe und Bergbau (LGRB), Ref. 92: Landesgeologie, Freiburg i. Br., Germany

## The new view on the Bathonian ostracods of Poland

По материалам геологической экскурсии, прошедшей в рамках 7 международного геологического конгресса по юрской системе (Краков, 2006 г.), переизучены остракоды из классических среднеюрских разрезов Ченстоховской Юры. Выявлено более 100 видов автохтонно захороненных остракод хорошей сохранности (около 6 тыс. экземпляров), привязанных послойно практически ко всем аммонитовым зонам польского бата. Использование сканирующего микроскопа позволило существенно дополнить систематическую характеристику батских остракод Польши, ранее изученных Я. Блашчиком [8,9,10,11,12,13]. Нами выявлено более 50 форм, которые, по-видимому, являются новыми видами и нуждаются в описании. Кроме того, уточнены и расширены стратиграфические диапазоны изученных видов.

Особенный интерес представляет палеобиогеографический аспект исследования польских остракод, поскольку территория Польши занимала ключевое положение между западной и восточной частями юрского морского бассейна в Европе. Распространение польских остракод на территории других странах Западной и Восточной Европы изучено по собственным и литературным данным [1,2,3,4,5,6,7,8,9, 10,11,12,13,14,15,16,17,18,19]. В соответствии с ними, к немецкой ассоциации наиболее близки польские остракоды – 29 общих видов. Значительно меньше общих элементов обнаружено с Англией – 17, и Францией – 10. Кстати, остракоды южной Франции [2] не имеют общих форм с Польшей в батское время, общие виды установлены только в Парижском Бассейне. В то же время, с ближайшим восточным соседом – Украиной (Днепровско-Донецкая впадина (ДДВ)) – найдено всего пять общих видов. Совершенно очевидно, что максимальное сходство наблюдается между остракодами Польши и таковыми ближайшей западной территории, постепенно уменьшаясь к западу. Таким образом, можно судить о тесных связях польского моря с акваторией западноевропейского бассейна в батское время. Связь же с восточными акваториями была, напротив, сильно затруднена, возможно, носила спорадический характер.

Интересно, что украинские остракоды были не только разнообразнее в байосское время, но к тому же почти наполовину состояли из видов, общих с западноевропейскими ассоциациями (табл.1). Причем миграция байосских остракод происходила, по крайней мере частично, с востока на запад, поскольку ряд видов, встреченных в ДДВ в верхнем байосе, в Польше и Германии появляется только в бате. В бате происходит обеднение состава украинских остракод, влияние западноевропейских акваторий резко ослабевает, и в то же время появляются элементы, общие с восточными регионами. Это может свидетельствовать, например, об обмелении всего европейского моря, или хотя бы его восточной части, связанном с эвстатическими, либо тектоническими причинами. Если это предположение верно, то объясняются: 1) возникновение преграды между Польшей и Украиной; 2) ухудшение придонных условий в относительно мелководной украинской части акватории; 3) и, одновременно, улучшение таковых в относительно глубоководной части к западу от нее, где на дно начинают проникать теплые приповерхностные воды, облегчая миграцию остракод с востока на запад. В келловее на Украине среди эндемичных и общих с восточными территориями формами отмечено 10 видов остракод из байоса и бата Западной Европы (в том числе Польши), что может свидетельствовать об окончании изоляции между Польшей и Украиной, благодаря очередной трансгрессии.

Таким образом, на территории Польши можно предположить наличие субширотного пролива,

функционировавшего в байосе, почти исчезнувшего в бате и вновь открывшегося в келловее. Работа поддержана грантом РФФИ №06-05-64284.

Литература

1. Пяткова Д.М., Пермякова М.Н. (1978) Фораминиферы и остракоды юры Украины. Киев: Наук. думка. 288с.

2. Andreu B., Charcosset P., Ciszak R. (1999) Ostracodes du Bathonien moyen et superieur des Grands-Causses, sud de France. Associations et paleoenvironnements // Rev. du Micropal. V.42. №3. P.187-211.

3. Bate R.H. (1963a) Middle Jurassic Ostracoda from North Lincolnshire // Bull. Brit. Mus. (Nat. Hist.), Geol. V.8. №4. P.173-219.

4. Bate R.H. (1963b) Middle Jurassic Ostracoda from South Yorkshire // Bull. Brit. Mus. (Nat. Hist.), Geol. V.9. №2. P.21-46.

5. Bate R.H. (1963c) Middle Jurassic Ostracoda from the Grey Limestone series, Yorkshire // Bull. Brit. Mus. (Nat. Hist.), Geol. V.11. №3. P.75-126.

6. Bate R.H. (1967) The Bathonian upper estuarine series of Eastern England. Part I: Ostracoda // Bull. Brit. Mus. (Nat. Hist.), Geol. V.14. №2. P.21-66.

7. Bate R.H. (1969) Some Bathonian Ostracoda of England with a revision of the Jones 1884 and Jones et Sherborn 1888 collections // Bull. Brit. Mus. (Nat. Hist.), Geol. V.17. №8. P.377-437.

8. Bielecka W., Blaszyk J., Styk O. et al. (1988) Atlas of guide and characteristic fossils. Part 2b. Mezozoic, Jurassic. Warsaw. P.165-179, 359-376.

9. Blaszyk J. (1959) Two new Bathonian ostracods of the genus *Progonocythere* // Acta pal. Polonica. V.4. № 4. P.431-447.

10. Blaszyk J. (1967) Middle Jurassic ostracods of the Czestochowa region (Poland) // Acta pal. Polonica. V.12. № 1. P.4-75.

11. Blaszyk J. (1972) Middle and upper Vesulian ostracods of the genus *Glyptocythere* Brand et Malz of the Czestochowa region (Poland) // Acta pal. Polonica. V.17. №2. P.243-251.

12. Blaszyk J. (1978) Middle Jurassic ostracodes from the Flysch Carpathians, Southern Poland // Acta pal. Polonica. V.23. № 3. P.375-385.

13. Blaszyk J., Malz H. (1965) *Terquemula* n.g. eine neue Ostracoden-Gattung aus dem Ober-Bathonien // Senck. Leth. Bd.46. № 4-5. S.443-451.

14. Brand E. (1990) Biostratigraphische Untergliederung des Ober-Bathonium im Raum Hildesheim, Nordwestdeutschland mittels Ostracoden und Korrelation ihrer Vertikalreichweiten mit Ammoniten-Zonen // Geol. Jb. A 121. S.119-273.

15. Depeche F. (1985) Lias supérieur, Dogger, Malm // in: Atlas des ostracodes de France. Bull. Centr. Rech. Explor.-Prod. Elf-Aquitaine. Mem. 9. P.119-145.

16. Kaever M., Oekentorp K., Siegfrid P. (1976) Fossilien Westfalien. Invertebraten des Jura // Munster. Forsch. Geol. Paläont. H.40/41. 360 S.

17. Lord A. (2004) Middle Jurassic of Midford near Bath, Avon // in: D.J. Siveter, A.R. Lord (Eds). In the footsteps of T.R. Jones: Lower Palaeozoic of Shropshire and the Post-Palaeozoic of Avon, Dorset and Kent. Field Guide for the Thirteenth International Symposium on Ostracoda. Chatham 1997. Brit. Micropal. Soc. Field Guide №10. Revised and reprinted. P.42-45

18. Lutze G.F. (1967) Ein Emersion-Horizont im Bathonium von Hildesheim // Senck.leth. Bd.48. №6. S.535-548.

19. Triebel E. (1951) Ostracoden aus dem hoheren Dogger Deutschlands // Abh. senck. naturf. Ges. 485. P.87-101.

Табл. 1. Полный список байосских и батских остракод Днепровско-Донецкой впадины и их распространение в это время к западу и востоку от Украины. Список байосских и батских западноевропейских остракод, проникших на Украину только в келловее и оксфорде (по [1]).

Англия	Франция	Германия	Польша	Украина (Днепровско-Донецкая впадина (ДДВ))	Территории к востоку от Ук- раины (Курская обл., Поволжье, Мангышлак, Казаустан)				
Байос Виды, проникшие в Западную Европу из Украины									
		bt	bt	Pleurocythere (Pl.) favosa Tr. bs 3					
		bt	bt	Pl. (Pl.) connexa Tr. bs					
		al 2 av1	bt	Balowella pteriformis (BL) <b>bs3</b>					
-	CI 2-0X1 Balowella attendens (Lubimova, 1955)bs 3-cl 2								
	bs 3 bt Pleurocythere (Pl.) richteri Tr.bs 3								
		bs.	bs 3 – bt 1	Pl. (Pl.) regularis bs					
			bs 3 – bt	Cytheropteron tenuis Bl.bs 3					
bs		bs		Ljubimovella piriformis Malz, 1961bs					
		h. 2	bs 3 – bt.	Procytheridea czestochowiensis Bl.bs 3					
		DS 3		Glyptocythere tuberodenting Br. et M. in Br. et Fabrion					
		bs 3		1962 bs 3 Glyatocythere regulariformis Br. et M. in Br. et Fabrion					
	bs 3 Gryptocythere regularitorinis BL et ML in Br. et Panrion, 1962 bs 3								
				эндемичные виды Fuhrbergiella (Pr.) postsauzei Perm. 1974bs 3					
				Palaeocytheridea subtilis Perm., 1974 <b>bs 3</b>					
				Palaeocytheridea rara Perm., 1974bs 3					
				Palaeocytheridea laevis Perm., 1974bs 3					
				Schuleridea krasnopavlovkaensis Perm., 1969bs 3					
				Glyptocythere aff. tuscila Brand et Malz, 1966bs					
				Glyptocythere crassicostata Perm., 1970bs 3					
				Glyptocythere multa Perm 1970bs 3					
				Glyptocythere aff tenuisulcata Br. et M in Br. et Fabrion					
				1962 bs 3					
				Procytheridea ukrainica Perm., 1969bs 3					
				Naviculina longa Lubimova, 1957bs 3					
				Southavea concentrica Perm., 1973bs 3					
				Southavea puncticulata Perm., 1973bs 3					
ha há	i	i	Бат. І	Виды, общие с Западной Европой	i				
DS-DI bt				Fastigatocythere juglandica (Jones 1884 <b>bt</b>					
DL			ht	Cytherella perennis Bl. <b>bt</b>					
			bt	Cytherella limpida Bl. <b>bt</b>					
	bt     Progonocythere posterio       bt     bt     Paracypris bajociana Ba		Progonocythere posteriohumilis Bl. bt						
			Paracypris bajociana Batebt						
		bs 3	bs 3 –bt	Pleurocythere (Pl.) impar Triebelbt 1					
	1	1	Виды,	проникшие на Украину с востока	ha há				
				Procytheridea tricostata (Habarova, 1955) <b>bs – bt 1</b>	DS-DI bs_bt_1				
				Procytheridea bajociensis (Habarova, 1955) <b>b</b> t	bs = bt T				
				Fuhrbergiella (Pr.) kizilkaspakensis (Mandelstam, 1947)	1				
				bt 1	bs				
				Palaeocytheridea bakirovi Mand., 1947bt 1;	bs 3 – bt				
			1	Эндемичные виды					
				Cytnerella oblonga, Perm., 1969 <b>bt</b>					
				Homogytheridea avalis (Lubimova, 1976 <b>bt</b>					
				Procytheridea concinna Perm 1974ht 1					
				Paranotacythere monocarinata (Perm., 1969) <b>bt</b>					
				Procytheridea kaptarenkae Perm., 1974bs – bt 1					
				Procytheridea ljubimovae Perm., 1974bt 1					
				Southavea batica Perm., 1973bt					
Келлове	й и Оксфор	д. Байосские і	і батские ви келлов	иды проникшие на Украину из Западной Европы черо ейской трансгрессии и в оксфорде	ез Польшу во время				
			bs-bt	Praeschuleridea lepida Bl.cl					
	bs-bt Praeschuleridea wartae Bl.cl								
		bt	bt	Parariscus octoporalis Bl.cl					
L4 2			bt	Gamaecytheridea / aiveolata (lerquem, 1886)cl I.					
Dt 3		ht	hs 3 _ ht	Policope of maculata Mullerox					
			ht	Paracypris procerus Bl.ox					
			bs-bt	Patellacythere amygdaliformis (Bl.)ox					
tr, bs, bt	bt	aal-ox	bs	P. vulsa ox					
bs-km	ox3-km	bt-cl	bt? km	Schuleridea triebeli (Steghaus, 1951) <b>)x-km</b>					



# Е.М. Тесакова<sup>1</sup>, А.С. Стреж<sup>1</sup>, Д.Б. Гуляев<sup>2</sup>

<sup>1</sup> МГУ им. М.В. Ломоносова, геологический факультет, Москва, Россия, e-mail: ostracon@rambler.ru <sup>2</sup> Научно-производственный центр «Недра» (ФГУП НПЦ «Недра»), Ярославль, Россия, e-mail: dgulvaev@rambler.ru

# НИЖНЕКЕЛЛОВЕЙСКИЕ ОСТРАКОДЫ КУРСКОЙ ОБЛАСТИ

## E.M. Tesakova<sup>1</sup>, A.S. Strezh<sup>1</sup>, D.B. Gulyaev<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Moscow State University, Geological Fac. (MSU), Moscow, Russia <sup>2</sup>Scientific production center «Nedra» (FSUE SPC «Nedra»), Yaroslavl, Russia Lower Callovian Ostracods from Kursk area

Нижнекелловейские остракоды центральной России известны только в Курской обл. (КМА) из зоны koenigi [6]. Из зоны subpatruus, первоначально выделенной в качестве верхней подзоны зоны elatmae [1, 5], остракоды до сих пор известны не были. Поэтому настоящее исследование, охватывающее отложения обеих этих зон, дополняет и расширяет предыдущую работу.

Материал – 11 проб из глин фатежской свиты – был отобран Д.Б.Гуляевым в карьере Михайловского рудника на территории КМА в 1994г.

Остракоды из зоны subpatruus выделяются в первый (I), наиболее представительный, комплекс, где определены 12 видов: Lophocythere scabra, Praeshuleridea wartae, Pleurocythere kurskensis, Parariscus octoporalis, Neurocythere flexicosta, N. catephracta, Galliaecytheridea legitima, G. prolongata, G. aff. spinosa, Procytherura reticulata, Aphelocythere aff. hamata, Rectocythere calloviense. Четыре из них (N. flexicosta, A. aff. hamata, P. reticulata, G. aff. spinosa) встречены только на этом уровне. Преобладают экземпляры вида L. scabra, составляющие 55% от общего числа остракод. Выше комплекс постепенно беднеет, сохраняя состав унаследованным из нижележащих пород. Так в зоне koenigi, подзоне gowerianus, выявлено семь видов, характеризующих второй (II) комплекс. В его верхней части перестают встречаться Pl. regularis, P. octoporalis u R. calloviense. На этом уровне не встречен N. catephracta. Незначительно сокращается общее количество экземпляров у всех видов. Отношение вида–доминанта L. scabra к остальным членам сообщества составляет немногим меньше половины. Третий (III) комплекс из подзоны curtilobus существенно беднее предыдущих – всего шесть видов, один из которых (Lophocythere interrupta) появляется впервые и составляет успешную конкуренцию прежнему доминанту.

В целом изученное сообщество являлось зрелым и стабильным, со сложной структурой (14 видов) и одним доминирующим видом, и обитало, по-видимому, в спокойных нормальноморских условиях сублиторали. Однако при рассмотрении разнообразия каждого комплекса в отдельности видно, что постепенно происходит его упрощение, от 13 видов в первом комплексе до 6 в третьем. Общая численность экземпляров во всех комплексах менялась незначительно. Как правило, сокращение разнообразия при стабильной численности говорит об ухудшении условий в зоне мелководья, то есть об обмелении. Но, как уже было показано ранее [2, 3, 4, 7], в позднем келловее, оксфорде, кимеридже и волге на Русской плите подобные изменения в сообществах остракод происходили, наоборот, при углублении бассейна. Таким образом, постепенное ухудшение условий обитания изученных остракод было связано, скорее всего, с прогрессирующей трансгрессией и углублением, приведшим к проникновению на дно холодной водной массы.

Изученные остракоды представляют собой достаточно однородную в стратиграфическом отношении ассоциацию. Виды *L. interrupta u N. flexicosta* известны из всего келловея [здесь и далее 6]; *L. scabra* и *N. catephracta* – от нижнего келловея до среднего оксфорда; *Pr. wartae*, *P. octoporalis u P. reticulata* – от бата до келловея. То есть эти виды встречаются вместе только начиная с нижнего келловея. *G. legitima* и *G. prolongata* известны со среднего келловея и распространены также в оксфорде. В Михайловском руднике они встречены по всему опробованному разрезу нижнего келловея и, судя по всему, просто ранее не были обнаружены на этом стратиграфическом уровне. Вид *A.* aff. *hamata* до сих пор был известен только в верхнем келловее Московской обл. и, видимо, имеет распространение по всему келловею. Остаются *Pl. kurskensis* sp. nov., *R. calloviense* sp. nov. и *G.* aff. *spinosa*, стратиграфическое распространение которых неизвестно. Они могут пока считаться собственно нижнекелловейскими.

Ранее изученные остракоды из нижнего келловея Курской области, принадлежат 10 видам (L. scabra, L. interrupta, N. catephracta, N. flexicosta, N. zmeinkensis, Pr. wartae, P. octoporalis, Procytherura sp., Pl. regularis, Pl. juvenes). На основании этого комплекса были выделены слои с Praeshuleridea wartae – Peurocythere regularis [6]. Известны остракоды были только из зоны koenigi.

При сравнении изученных остракод с ассоциацией слоев с *P. regularis – Pr. wartae* видно, что они в большой степени соответствуют друг другу. Такие виды как: *Pr. wartae*, *L. scabra*, *L. interrupta*, *N. catephracta*, *N. flexicosta*, *Pl. kurskensis*, *P. octoporalis*, *P. reticulata* являются общими. Вид *P. regularis*, выделенный как один из индексов слоев, был в свое время [6] определен ошибочно. На самом деле, это новый вид *P. kurskensis* sp. nov. Поэтому слои теперь следует называть *Pl. kurskensis – Pr. wartae*. Вид, названный ранее *Procytherura sp.* [6] переопределен как *Procytherura reticulata* Вгалd. Следует учесть, что основу вышеописанного нижнекелловейского комплекса образуют самые многочисленные виды — *L. scabra*, *Pr. wartae* и *P. kurskensis*, что также полностью соответствует данным, полученным ранее [6]. Таким образом, исследованный ориктоценоз принадлежит слоям с *Pl. kurskensis – Pr. wartae*.

Возникает вопрос о выделении комплекса остракод из зоны subpatruus в самостоятельные слои с фауной. Восемь из одиннадцати установленных здесь видов обнаружены и выше, в зоне koenigi. N. *flexicosta* и *Pr. reticulata* встречались в зоне koenigi этого разреза ранее [6]. Вид *A.* aff. *hamata* известен из верхнего келловея Московской обл., то есть распространен по всему келловею. Остается лишь один вид (*G.* aff. *spinosa*), встречающийся только на этом стратиграфическом уровне. Это не дает оснований для выделения комплекса остракод зоны subpatruus в самостоятельные слои с остракодами.

Таким образом, имеющийся материал позволил расширить диапазон слоев с Pr. wartae и Pl. kurskensis, включив в них зону subpatruus. Кроме того, удалось расширить и палеонтологическую характеристику этих слоев за счет видов G. legitima, G. prolongata, G. aff. spinosa, A. aff. hamata и R. calloviense до сих пор в слоях с Pl. kurskensis – Pr. wartae не встречавшимся.

Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ №06-05-64284.

#### Литература

1. Митта В.В., Стародубцева И.А. (1998) Полевые работы 1998 г. и биостратиграфия нижнего келловея Русской платформы // VM-Novitates. № 2. 20 с.

2. Тесакова Е.М., Рогов М.А. (2004) Палеоэкологический анализ верхнеюрских ассоциаций остракод и аммонитов Поволжья (разрез Городищи) // В: Калабин Г.В., Бессуднова З.А., Кандинов М.Н., Стародубцева И.А. (Ред.) Проблемы региональной геологии: музейный ракурс. М.: Акрополь. С.182–184.

3. Тесакова Е.М., Рогов М.А. (2006а) Комплексы остракод и аммонитов из опорного разреза верхнего келловея-нижнего оксфорда у п. Дубки (Саратовское Поволжье): сходства и различия динамики изменений и их возможные причины // В: Алексеев А.С. (Ред.) Годичное собрание секц. Палеонт. МОИП совм. с ПИН РАН «ПАЛЕОСТРАТ-2006» (Москва, 30 января 2006г.). Тез. докл. М: Изд-во МГУ. С.27-28.

4. Тесакова Е.М., Рогов М.А. (2006б) Палеоэкологический анализ остракод верхнего келловея-нижнего оксфорда разреза Дубки (Саратовское Поволжье) // Палеонтология, биостратиграфия и палеогеография бореального мезозоя: Материалы науч. сес., г. Новосибирск, 26–28 апр., 2006 г. Новосибирск: Академическое изд-во "Гео", 2006. С.53-55.

5. Mitta V.V. (1999) The genus *Cadochamoussetia* in the phylogeny of the Jurassic Cadoceratinae (Ammonoidea) // Advancing Research on Living and Fossil Cephalopods. N-Y.: Plenum Publishers. P.125-135.

6. Tesakova E. M. (2003) Callovian and Oxfordian Ostracodes from the Central Region of the Russian Plate // Paleontological Journal. Vol.37, suppl.2. P.107-227.

7. Tesakova E.M., Rogov M.A. (2005) Paleobiogeographical zonation of the Northern Eurasian seas in the Kimmeridgian using ostracods // Berliner paläobiol. abhand. Bd. 6. S. 117-118.



## А.Н. Трубицына, В.И. Ильина

Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука (ИНГГ) СО РАН, Новосибирск, Россия, e-mail: atrubicyna@ngs.ru

# БИОСТРАТИГРАФИЯ КЕЛЛОВЕЙ-ВЕРХНЕЮРСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ШАИМ-СКОГО НЕФТЕГАЗОНОСНОГО РАЙОНА (ЗАПАДНАЯ СИБИРЬ) ПО ДИНО-ЦИСТАМ

## A.N. Trubicyna, V.I. Ilyina

Trofimuk Institute of Petroleum Geology and Geophysics (IPGG) SB RAS, Novosibirsk, Russia Callovian–Upper Jurassic dinoflagellate cyst biostratigraphy of the Shaim Petroleum-Bearing Region (Western Siberia)

Изучение келловей-верхнеюрских диноцист Западной Сибири, начатое сравнительно недавно [1–3, 5], показало перспективность этой группы ископаемых водорослей для создания зональной автономной шкалы как стандарта для расчленения и корреляции отдельных интервалов верхней юры региона.

Материалом для исследования систематического состава диноцист послужила авторская коллекция образцов керна из разрезов абалакской и даниловской свит Шаимского района, вскрытых скважинами Тальниковая-10177, Лазаревская-10126, Вишьенская-10055, Даниловская-10554, Северо-Даниловская-10161. Детальный палинологический анализ позволил выявить геологическую последовательность из девяти комплексов диноцист в стратиграфическом диапазоне от нижнего келловея до верхневолжского подъяруса.

Наиболее древний из установленных нами динокомплексов, описанный из разреза скважины Даниловская-10554 (гл. 1794,8 м), содержит *Crussolia perireticulata* Arhus et al., *Evansia* sp., *Gonyaulacysta jurassica* subsp. *adecta* (Delf) Sarjeant, *Mendicodinium groenlandicum* (Pocock & Sarjeant) Davey, *Sirmoidinium grossii* Alberti и, соответствуя динозоне Fromea tornatilis, датируется нижним келловеем.

Выше по разрезу той же скважины (инт.. 1792,5–1791,0 м) обнаружен комплекс, включающий *Chytrosphaeridia hyaline* (Ranaud) Lentin & Wiliams, *Ctenidodinium* sp., *Endoscrinim galeritum* (Delf) Vozzhen., *Eshaisphaeridia* sp., *Fromea tornatilis* (Drugg) Lentin & Williams, *Gonyaulacysta* cf. *eisenakii* (Deflandre) Gorka, *Impletosphaeridium polytrichum* (Valensi) Islam, *Impletosphaeridium* sp., *Kalyptea* cf. *steagsta* Sarjeant, *Sentusidinium* sp., *Wanea accolaris* Dodek.. Вмещающие отложения датированы келловеем, предположительно – верхняя половина нижнего–средний келловей.

Верхнекелловейский возраст (предположительно, верхняя половина) определен для следующего вверх по разрезу динокомплекса, содержащего *Gonyaulacysta jurassica* subsp. *adecta* var. *longicornis* (Delf.) Sarjeant, *G. jurassica* subsp. *adecta*, *Impletosphaeridium* spp., *Paragonyaulacysta calloviense* Jonson & Hills, *Sirmiodinium grossii*, на основании появления в нем *Liesbergia liesbergenis* Berger и *Trichodinium scarburgensis* (Sarjeant) Williams et al. – диноцист, по данным изучения юрских разрезов Северо-Западной Европы, Русской платформы и Канады [5–8], появляющихся в верхах келловея и достигающих наибольшего распространения в нижнем оксфорде.

Вышележащий динокомплекс (скв. Даниловская-10554, гл. 1789,0 м) содержит *Chlamidophorella* sp., *Chitroesphaeridia* sp., *Crussolia deflandrei* Wolfard & Van Erve, *Cribroperidinium* sp., *Endoscrinium galeritum* (Defl.) Klement, *Escharisphaeridia* sp., *Evansia* sp., *Lithodinia* spp., *Gonyaulacysta jurassica* subsp. *adecta* var. *longicornis*, *Tubotuberella dangeardii* (Sarjeant) Stover & Evitt, *Wanea accolaris* Dodekova, *W.. fimbriata* Sarjeant, *W.. thysanota* Woolam и др. Появление *Wanea fimbriata* и *Crussolia deflandrei* наряду с присутствием *W.. thysanota* и *W.. accolaris* позволяет уверенно соотнести этот комплекс с самыми низами динозоны Wanea fimbriata – верхами динозоны W. thysanota. Таким образом, возраст вмещающих отложений определяется как пограничный между келловеем и оксфордом. Сходный комплекс диноцист установлен по разрезу скважины Тальниковая-10177 в интервале 1735–1731 м. Далее по керну скважины Даниловская-10554 на глубине 1788,0 м выявлен динокомплекс, охарактеризованный *Chitroesphaeridia* sp., *Evansia* sp., *Ctenidodinium* sp., *Gonyaulacysta jurassica* subsp. *adecta*, *Lithodinia* spp., *Mendicodinium groenlandicum* (Pocock & Sarjeant) Davey. Подобным систематическим составом отмечен и динокомплекс из разреза скважины Вишьенская-10055. Вмещающие отложения датированы верхним оксфордом.

Вышележащий образец (скв. Випьенская-10055, гл.. 2077,4 м), заключает следующий комплекс диноцист: *Chitroesphaeridia* sp., *Chlamidophorella* sp., *Eshaisphaeridia* sp., *Impletosphaeridium* sp., *Mendicodinium groenlandicum*, *Pareodinia ceratophora* subsp. scopaea (Sarjeant) Lentin & Williams, *Protobatioladinium westburiense* Nohr-Hansen, *Pareodinia* spp. Его геологический возраст определен как самые верхи оксфорда–низы кимериджа.

По разрезам трех скважин – Даниловской-10554 (инт. 1774,5–1781,0 м), Вишьенской-10055 (гл. 2077,4 м) и Лазаревской-10126 (инт. 2116–2118 м) – обнаружен комплекс диноцист, в целом характерный для динозоны Rhynchodiniopsis cladophora, установленной В.И. Ильиной в георгиевской свите (Ново-Надеждинская скв. 1) на юго-востоке Западной Сибири в стратиграфическом интервале нижнего и части верхнего кимериджа [4]. Комплекс включает наряду с *Rhynchodiniopsis cladophora* (Defl.) Below такие виды, как *Gonyaulacysta dualis* (Brid. et Fisch.) Stover et Evitt, *Prolixosphaeridium granulosum* (Defl..) Davey et al.., *Systematophora areolata* Klement, *Tubotuberella apatela* (Cooks. et Eisen) Sarjeant, *Rhynchodiniopsis cladophora* (Defl..) Below, *Chitroesphaeridia* sp., *Impletosphaeridium polytrichum* (Valensi) Islam, *Impletosphaeridium* spp., *Eshaisphaeridia* sp., *Gonyaulacysta jurassica* subsp. *adecta* var. *longicornis*, *Endoscrinium* sp.

Выявлен в изученном материале и динокомплекс, отвечающий динозоне Olygosphaeridium patulum, установленной В.И. Ильиной [4] в баженовской свите на юго-востоке Западной Сибири в пределах среднего подъяруса волжского яруса. Для этого комплекса характерно значительное содержание хоратных цист *Oligosphaeridium patulum* Riding and Thomas, первое появление *Muderongia* cf. *simplex* Alberti и *Dichadogonyaulax culmula*, указывающее на верхнюю половину средневолжского подъяруса в бореальных разрезах волжского яруса Польши [7]. Присутствуют также *Cassiculasphaeridia magna* Davey, *Gochteodinia mutabilis* Riley, *Kallosphaeridium* sp., *Leberidocysta* sp., *Neunffenia* sp., *Impletosphaeridium* sp., *Eshaisphaeridia* sp., *Chlamidophorella* sp., *Gonyaulacysta dualis* (Brideaux & Fisher) Stover & Evitt.. Возраст вмещающих отложений (скв. Вишьенская-10055, гл. 2064,0 м; скв. Даниловская-10554, инт. 1768,7–1773,2 м; скв. Лазаревская-10126, инт. 2101–2110 м; скв. Северо-Даниловская-10161, инт. 1696,4–1720,5 м) определен как средневолжский.

Самый молодой из изученных динокомплексов установлен в даниловской свите, вскрытой скважиной Вишьенская-10055 (гл.. 2007 м). Он установлен по появлению вида-индекса *Paragonyaulacysta borealis*. Соотнесение динокомплекса с динозоной Paragonyaulacysta borealis–Tubotuberella rhombiformis позволяет определить геологический возраст вмещающих отложений как верхневолжский.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект № 06-05-64224).

#### Литература

1. Ильина В.И. (1997) Основные этапы развития динофлагеллат в юрских морях Сибири // Эволюция жизни на Земле. Томск: Изд-во Том.. ун-та, 1997. С.104-105.

2. Ильина В.И. (1998) Зональное расчленение верхов келловея и оксфорда Пур-Тазовского междуречья

в Западной Сибири по цистам динофлагеллат // Актуальные вопросы геологии и географии Сибири. Т.1. Томск: Изд-во Том. ун-та, 1998. С. 215-218.

3. Ровнина Л.В., Пуртова С.И., Слабоспицкая Е.А. (1990) Микрофитопланктон пограничных отложений юры и мела Западной Сибири // Граница юры и мела. М.: Наука, 1990. С.36-43.

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

 Ilyina V.I. (1998) Dinoflagellate cyst biozonation of the uppermost Callovian and the Lower–Middle Oxfordian in West Siberia // Abstracts from the Sixth International Conference on Modern and Fossil Dinoflagellates Dino 6: Trondheim, June 1998. Rapp. bot. ser. 1998-1. Trondheim: NTNU, 1998, p.72-73.
Poulsen N.E. (1996) Dinoflagellate cysts from marine Jurassic deposits of Denmark and Poland. AASPF, Contribution series. 1996. No.31. 227 p.

7. Riding J.B., Fedorova V.A., Ilyina V.I. (1999) Jurassic and Lowermost Cretaceous dinoflagellate cyst biostratigraphy of the Russian Platform and Northen Siberia, Russia. Copyright 1999 by AASPF, Dallas, Texas.

8. Riley L.A., Fenton J.P.G. (1982) A dinocyst zonation for the Callovian to Middle Oxfordian succession (Jurassic) of northwest Europe // Palynology. 1982. V.6. P.193-202.

## О.С. Урман

Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А.Трофимука (ИНГГ) СО РАН, Новосибирск, Россия, e-mail: UrmanOS@ipgg.nsc.ru

# ВОЛЖСКИЕ ДВУСТВОРЧАТЫЕ МОЛЛЮСКИ РОДА *MELEAGRINELLA* ЮГО-ВОСТОКА ЗАПАДНОЙ СИБИРИ

#### **O.S.** Urman

Trofimuk Institute of Petroleum Geology and Geophysics (IPGG) SB RAS, Novosibirsk, Russia Volgian bivalves of the genus *Meleagrinella* from the south-east of West Siberia

В верхнеюрских толщах Западной Сибири весьма многочисленны раковины двустворчатых моллюсков рода *Meleagrinella*. Обычно верхнекимериджских представителей мелеагринелл определяют как *Meleagrinella subovalis* Zakharov. Мелеагринелл волжского возраста, обильных в песчаных прослоях марьяновской и яновстанской свит и фактически происходящих с одного стратиграфического уровня, А.С. Турбина описала как *Meleagrinella recta* и *Meleagrinella lata* [4].

При изучении представительной коллекции раковин *Meleagrinella* из верхневолжских отложений юго-востока Западной Сибири разграничить эти два вида оказалось весьма затруднительным, хотя, как указывала А.С. Турбина [4], *Meleagrinella lata* отличается от *Meleagrinella recta* более многочисленными, густо расположенными радиальными ребрами и отсутствием сетчатой скульптуры, образующейся при пересечении радиальных ребер и пластинчатых линий нарастания.

В нашем распоряжении находилась коллекция из 47 образцов, большинство из которых представлено массовыми скоплениями створок хорошей сохранности, разнообразно ориентированных, без признаков сортировки по весу и форме, сосредоточенных в 12 метрах песчаного пласта Ю<sub>м</sub> марьяновской свиты юго-востока Западной Сибири [6]. В этой коллекции найдены раковины, которые, если использовать диагностические признаки, предложенные А.С. Турбиной, можно отности к любому из выделенных ею видов, что заставило усомниться в необходимости разграничения их в волжском ярусе Западной Сибири. По нашему мнению предложенная ошибочная классификация явилась следствием недостаточного учета изменчивости видовых признаков.

Для окончательного решения вопроса нами с привлечением биометрии исследовались представительные выборки раковин *Meleagrinella* из нижней (142 экз.), средней (292 экз.) и верхней (453 экз.) частей песчаного пласта Ю<sub>м</sub>, в которых в изобилии представлены как мелкие экземпляры, так и крупные формы. Поскольку точные замеры всех раковин произвести не удалось, из-за деформаций и поломки части створок в процессе уплотнения породы, экземпляры были разделены на 5-ть групп по высоте раковины: очень мелкие (до 4 мм), мелкие (5–9 мм), средние (10–14 мм), крупные (15–19 мм) и очень крупные (более 20 мм).

Для каждой выборки было построено размерно-частотное распределение по высоте раковин (рис. 1). Все размерно-частотные гистограммы имеют одинаковый характер со сдвинутым влево максимумом (рис. 2а–в), что согласуется с теоретическими моделями динамики смертности в популяции [3, 5] и может свидетельствовать, учитывая особенности захоронения, о существовании единой популяции мелеагринелл на протяжении всего времени формирования песчаного пласта Ю<sub>м</sub>.

Для построения кривой коэффициента удлиненности из коллекции было выбрано 90 экземпляров хорошей сохранности, по которым замерялась длина и высота раковин (рис. 1). Гистограмма коэффициента удлиненности имеет нормальный характер распределения в случайной выборке из единой генеральной совокупности (рис. 2г). Сходство в распределении признаков приводит к выводу о генетической однородности изучаемых выборок. Поле корреляции длины и высоты (Д и В) так же, как и гистограмма коэффициента удлиненности, свидетельствует о гомогенности выборки, не имея существенных выбросов и разнолокализованных концентраций.

В изученных выборках, которые, по нашему мнению, происходят из единой ископаемой популяции, скульптура створок существенно варьирует. Здесь встречаются экземпляры как с разной степе-



Рис. 2. Размерно-частотные распределения раковин в выборках (а-в) и гистограмма коэффициента удлиненности (г).

По оси абсцисс – группы по высоте раковины: 1 – очень мелкие, менее 4 мм; 2 – мелкие, 5–9 мм; 3 – средние, 10–14 мм; 4 – крупные, 15–19 мм; 5 – очень крупные, более 20 мм. По оси ординат – процентное содержание в замеренной выборке: а – выборка из верхней части пласта Юм (453 экз.), б – выборка из средней части пласта Юм (292 экз.), в – выборка из нижней части пласта Юм (142 экз.).





Рис. 3. Поле корреляции длины и высоты раковин (многослойные круги – количество экземпляров).





Фототаблица. Скопление левых и правых створок *Meleagrinella* (x1): 1 – скв. Восток-3, обр. 23ф, инт. 2460,2–2473,0 м, 4,0 н.к., волжский ярус, средний подъярус, марьяновская свита; 2 – скв. Восток-3, обр. ВСТ-3-МФ 31, инт. 2460,2– 2473,0 м, 4,13 н.к., возраст и свита те же.

нью проявленности сетчатой скульптурой, так и без нее (только с радиальной). Сетчатая скульптура у молодых экземпляров хорошей сохранности четко выражена практически на всей поверхности раковины, у взрослых в большинстве случаев выражена слабо и в основном в нижней половине раковины и по нижнему краю, на ядрах же она вовсе не сохраняется (фототабл.). С возрастом у мелеагринелл количество радиальных ребер увеличивается, и они становятся резче. Для оценки частоты ребер была построена гистограмма коэффициента ребристости (рис. 4), которая также имеет нормальное распределение (в выборке из 25 экземпляров хорошей сохранности замерялось количество ребер на 10 мм по нижнему краю створки).

Таким образом, можно считать, что разделение малеагринелл из волжских отложений Западной Сибири на два вида на основании используемых признаков не состоятельно.

Возможно, следует объединить виды Meleagrinella lata и Meleagrinella recta под общим названием Meleagrinella recta, отличающегося от близких Meleagrinella ovalis (Phillips) из келловея–оксфорда и Meleagrinella subovalis Zakharov из кимериджа [1, 2] более длинным замочным краем и большим биссусным ушком правой створки. Meleagrinella recta весьма характерный вид для комплексов двустворок верхнесублиторальных фаций волжских отложений юго-востока Западной Сибири. Массовые скопления раковин этого вида в песчаниках пласта Ю<sub>м</sub> – реперный уровень в верхней части марьяновской свиты.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект № 06-05-64439).

#### Литература:

1. Атлас моллюсков и фораминифер морских отложений верхней юры и неокома Западно-Сибирской нефтегазоносной области. Москва: Недра, 1990. Т.1. 286 с.

2. Захаров В.А. (1966) Позднеюрские и раннемеловые двустворчатые моллюски севера Сибири (отряд Anisomyaria) и условия их существования. Москва: Наука, 1966. 187 с.

3. Захаров В.А. (1984) Тафономия и экология морских беспозвоночных: Учебное пособие. Новосибирск: Изд-во НГУ, 1984. 78 с.

4. Турбина А.С. (1984) Новые позднеюрские мелеагринеллы Западной Сибири // Новые виды древних беспозвоночных и растений нефтегазоносных провинций Сибири. Новосибирск: СНИИГГиМС, 1984. С.71-76.

5. Шурыгин Б.Н. (2005) Биогеография, фации и стратиграфия нижней и средней юры Сибири по двустворчатым моллюскам. Новосибирск: АИ "Гео", 2005. 154 с.

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



# Г.Д. Ухлова, С.Н. Варламов

# ОАО "Сибнефтегеофизика", Новосибирск, Россия, e-mail: Ukhlova@sibngf.ru СЕЙСМОСТРАТИГРАФИЧЕСКИЙ ПОДХОД К КОРРЕЛЯЦИИ ВЕРХНЕЮР-СКИХ СЕДИМЕНТАЦИОННЫХ КОМПЛЕКСОВ НА СЕВЕРО-ВОСТОКЕ ЗА-ПАДНО-СИБИРСКОЙ ПЛИТЫ

## G.D. Ukhlova, S.N. Varlamov

JSC "Sibneftegeophisika", Novosibirsk, Russia

Seismostratigraphic approach to correlation of the Upper Jurassic sediment complexes in the northeastern part of West Siberian Plate

Вопросы стратификации и генезиса верхнеюрско-неокомских отложений представляют собой предмет многолетних научных дискуссий, актуальных до настоящего времени. Конечной целью всех исследований ставится создание модели среды, наиболее приближенной к реальности, что, в свою очередь, позволяет прогнозировать ее определенные свойства. В настоящее время построение непротиворечивых геологических моделей возможно только на основе комплексной интерпретации результатов палеонтологических, литологических, сейсмических, скважинных и других видов исследований. При этом предполагается, что чем шире диапазон привлекаемых данных, тем более приближенной к реальности должна быть модель.

Целью нашего исследования является привлечение внимания к сейсмостратиграфическому анализу. Как известно, сейсмостратиграфический анализ основан на аксиоме изохронности сейсмических границ (при ненарушенном залегании слоев). С каждым годом качество получаемого сейсмического материала все возрастает, а в характеристиках сейсмических волн содержится неисчерпаемый объем информации о среде. Для построения стратиграфических моделей осадочного чехла в Западной Сибири необходимо, чтобы скважины были соединены непрерывной линией сейсмических профилей.

В данной работе представлены результаты изучения строения келловей-верхнеюрских отложений в переходной области от Пурпейско-Васюганского структурно-фациального района (СФР) к Тазо-Хетскому. Полученные результаты основываются на данных бурения скважин и материалов детальных сейсморазведочных работ в модификациях МОГТ-2Д и МОГТ-3Д.

В соответствии со стратиграфической схемой 2004 г., для Пурпейско-Васюганского СФР характерно развитие васюганской, георгиевской и баженовской свит, а для Тазо-Хетского – точинской, сиговской и яновстанской. Так как в Пурпейско-Васюганском и Тазо-Хетском районах выделяются разные свиты и пласты (разного возраста в соответствии со схемой 2004 г.), для построения сейсмогеологической модели изучаемого интервала разреза необходимо определить и выделить изохронные поверхности. В данном случае, в переходном районе (впрочем, как и во многих других) свиты и пласты не являются основными картируемыми подразделениями. Поэтому предлагается выделять седиментационные комплексы (сиквенсы, циклиты), которые представляют собой стратиграфическую единицу, сложенную согласной последовательностью генетически связанных слоев и ограниченную в кровле и подошве изохронными поверхностями. На изучаемой территории в продуктивных келловей-берриасский отложениях выделяются три седиментационных комплекса: васюганский, георгиевский и яновстанский. Названия комплексов даны в соответствии с горизонтами и свитами. Границы всех трех комплексов приурочены к отражающим горизонтам и следятся на сейсмических разрезах, как в Тазо-Хетском, так и в Пурпейско-Васюганском районах (рис.):

- отражающий горизонт Т подошва васюганского комплекса;
- отражающий горизонт  ${\rm E}_1{}^{40}$  кровля васюганского комплекса; отражающий горизонт  ${\rm E}_1{}^{20}$  кровля георгиевского комплекса;
- отражающий горизонт Бя (Б) кровля яновстанского комплекса.

На рисунке представлен стратифицированный временной разрез по композитному сейсмическо-

му профилю, на котором можно проследить все вышеперечисленные отражающие горизонты, и, как следствие, составить представление о латеральном изменении свойств в седиментационных комплекcax.

Границы васюганского комплекса отождествлены с отражающими горизонтами Т и  ${\rm E_1}^{40}$ . Комплекс делится на две части: нижнюю, преимущественно глинистую, к которой относятся точинская свита на востоке и нижневасюганская подсвита на западе, и верхнюю, преимущественно песчаную, к которой относятся нижнесиговская подсвита на востоке и верхневасюганская подсвита на западе. По рисунку волнового поля васюганский комплекс в Пурпейско-Васюганском СФР практически не отличается от такового в Тазо-Хетском (рис.). Отражающий горизонт  ${\rm E_1}^{40}$  сопоставляется с эрозионной поверхностью, под которой залегают

Отражающий горизонт  ${\rm E_1}^{40}$  сопоставляется с эрозионной поверхностью, под которой залегают песчаники Ю<sub>1</sub>. О наличии поверхностей размыва и диастем на этом стратиграфическом уровне свидетельствуют исследования керна, проведенные специалистами ООО "СибГеонафт". В последнее время многие исследователи придерживаются представлений о косослоистом строении верхнеюрских отложений, что не нашло отражения в стратиграфической схеме 2004 г. В соответствии с этой точкой зрения, песчаные пласты в васюганском горизонте представляют собой пологонаклонные линзы, выклинивающиеся как на запад вниз по падению, так и на восток вверх по восстанию. Так как линзы имеют очень небольшой наклон и большую ширину, то закартировать их по данным сейсморазведки, тем более профильной (МОГТ-2Д), не всегда удается.

Границы георгиевского комплекса отождествлены с отражающими горизонтами  ${\rm E_1}^{40}$  и  ${\rm E_1}^{20}$ . В Пурпейско-Васюганском СФР комплекс представлен преимущественно глинистыми породами георгиевской свиты, а в Тазо-Хетском – переслаиванием песчаников, алевролитов и глин верхнесиговской подсвиты. В Тазо-Хетском СФР георгиевский комплекс, так же, как и нижележащий, состоит из двух частей: нижней – преимущественно глинистой и верхней – преимущественно песчаной.

В георгиевском комплексе Тазо-Хетского СФР косослоисть проявлена уже более явно, чем в нижележащем. Данный комплекс характеризуется черепицеобразным рисунком волнового поля, т.е. между двумя реперными границами  ${\rm E_1}^{40}$  и  ${\rm E_1}^{20}$  располагается серия наклонных отражающих границ, сменяющих друг друга в западном направлении.

Над георгиевским комплексом залегает яновстанский, границы которого отождествлены с отражающими горизонтами Б<sub>1</sub><sup>20</sup> и Бя. В Пурпейско-Васюганском СФР комплекс представлен аргиллитами баженовской свиты. На изучаемой территории баженовская свита имеет двучленное строение: верхняя часть представлена битуминозными высокорадиоактивными аргиллитами, а нижняя – обычными, слаборадиоактивными аргиллитами. В центральных районах Западной Сибири того же Пурпейско-Васюганского района баженовская свита представлена только битуминозными высокорадиоактивными аргиллитами небольшой мощности (25–30 м).

К кровле баженовской свиты приурочен сейсмический отражающий горизонт Б, выделяемый на временных разрезах как опорный на большей части Западно-Сибирской плиты. Данный горизонт прослежен на восток, где в пределах Тазо-Хетского СФР распространена яновстанская свита, являющаяся стратиграфическим аналогом баженовской свиты. По сейсмическим разрезам картируется переход отложений от одной свиты к другой. Переходная зона небольшая и составляет порядка 10 км. Это, прежде всего, выражается в изменении интенсивности отражения, приуроченного к кровле рассматриваемого комплекса, и изменении рисунка сейсмической записи. В ряде случаев, в том числе и на площади исследований, к переходной зоне приурочена серия тектонических нарушений, осложняющих корреляцию отражающих горизонтов. Тем не менее, можно утверждать, что сейсмические горизонты Б и Бя картируют одну и ту же сейсмическую границу, степень выраженности которой на временных разрезах определяется литологическим составом подстилающих отложений. По сейсмическим разрезам наблюдается резкое увеличение мощности рассматриваемого интервала на восток и появление большого количества отражений между ОГ  ${\rm E_1}^{40}$  и Бя (который на западе индексируется как Б).

Выделение кровли яновстанской свиты в разрезах скважин представляет собой спорный вопрос, который осложняется еще и тем, что яновстанская свита в том виде, как она выделена в скважинестратотипе Туруханской-1, на запад не прослеживается.

В пределах Тазо-Хетского СФР отражающий горизонт Бя приурочен к кровлям песчаных пластов. В этом интервале выделяется серия наклонных непротяженных осей синфазности, расположенных черепицеобразно. Таким образом, можно утверждать, что кровля яновстанской свиты не является изохронной, а представляет собой отдельные черепицеобразно залегающие линзы. Тем не менее, учитывая хронологическую значимость отражающих границ, отражения Б и Бя контролируют близкий стратиграфический уровень. По волновой картине и по каротажным диаграммам этот уровень отличается от ниже- и вышележащих отложений, что позволяет выделить его в отдельный яновстанский комплекс. Существенное различие литологического состава (битуминозные аргиллиты на западе и глинистопесчаные отложения на востоке) объясняется лишь разными условиями седиментации.



Юрская система России: проблемы стратиграфии и палеогеографии

Рис. Сейсмогеологический разрез строения верхнеюрских отложений переходной зоны от Пурпейско-Васюганского СФР к Тазо-Хетскому СФР: стратифицированный сейсмический разрез (А) и геологический разрез (Б).

Вас. – васюганская свита; г., георг. – георгиевская свита; б., баж. – баженовская свита; точ. – точинская свита.



# <u>Л.С. Чернова</u>, М.М. Потлова, Н.А. Иванова, В.В. Пустыльникова, В.В. Ефременкова, Э.В. Кокаулина, Л.Г. Козлова, Т.А. Окулова, Д.Г. Чураков Сибирский научно-исследовательский институт геологии, геофизики и минерального сырья (СНИИГГиМС), Новосибирск, Россия, e-mail: lschernova@mail.ru

# ИСТОРИЯ РАЗВИТИЯ КРУПНЫХ ПОЛОЖИТЕЛЬНЫХ СТРУКТУР В ПОЗД-НЕЮРСКОЕ ВРЕМЯ В ЮГО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ

# L.S. Chernova, M.M. Potlova, N.A. Ivanova, V.V. Pustilnikova, V.V. Efremenkova, E.V. Kokaulina, L.G. Kozlova, T.A. Okulova, D.G. Churakov

Siberian Research Institute of Geology, Geophysics and Mineral Resources (SNIIGGIMS), Novosibirsk, Russia **Evolution of large positive structures in the Late Jurassic in south-eastern West Siberia** 

В комплексе палеогеографических и литолого-фациальных реконструкций с целью выявления условий формирования песчаных и глинистых тел в течение коротких временных интервалов большое внимание уделяется воссозданию истории седиментационных бассейнов и формированию положительных структур.

На важность изучения тектонической истории регионов, в том числе и положительных поднятий, обращается внимание в работах В.Е. Хаина [3]. История тектонического развития юго-восточных районов Западной Сибири отражена в монографической сводке В.А. Конторовича [2]. В ней использованы сейсмические данные, региональные структурные карты, карты мощностей и данные глубокого бурения. В позднеюрское время рельеф дна бассейна был сравнительно нивелирован, а тектонические процессы имели региональный характер и вертикальную направленность, что предопределило формирование положительных и отрицательных тектонических элементов. Локальные тектонические подвижки играли незначительную роль. Тектонические процессы в течение юры, предопределяя палеорельеф исследуемой территории, оказывали существенное влияние на формирование резервуаров нефти и газа.

Васюганская свита келловей-оксфордского возраста представлена нижне- и верхневасюганской подсвитами. Верхняя подсвита подразделяется на подугольную, межугольную и надугольную пачки [1]. Нижняя подсвита сложена преимущественно темно-серыми до черных аргиллитами с редкими прослоями алевролитов и маломощных песчаников. С запада на восток на рассматриваемой территории мощность глинистой части нижневасюганской подсвиты постепенно сокращается с 55 м до нескольких метров. Причем нижняя подсвита подразделена на три пачки. Верхняя из них имеет локальное распространение. В ее составе выделяются пласты  $\mathrm{KO}_{1}^{5-6}$ . Средняя – наиболее выдержанная – глинистая, а нижняя присутствует лишь во впадинах. В составе верхневасюганской подсвиты на крупных положительных структурах в различных условиях формировались пласты:  $\mathrm{KO}_{1}^{4}$ ,  $\mathrm{KO}_{1}^{3}$  в подугольной толще,  $\mathrm{KO}_{1}^{2}$ ,  $\mathrm{KO}_{1}^{1}$  – в надугольной. Межугольная толща представлена угольным пластом или песчано-алевритово-глинистой толщей, сложенной чередованием песчаников, алевролитов, углисто-глинистых пород и углей, которая с запада на восток от Каймысовского свода к Парабельскому мегавалу возрастает в мощности до 40 м. Причем, в песчаных телах обычно наблюдается уменьшение зернистости пород снизу вверх по разрезу, что характерно для палеорусловых фаций.

В монографической сводке [1] отражена смена палеогеографических условий в подугольных регрессивных, межугольных и надугольных трансгрессивных толщах. Выявлена зональность и смена палеогеографических ситуаций при их формировании. Для выяснения истории развития крупных положительных структур нами реконструированы обстановоки осадконакопления для каждого из четырех пластов верхневасюганской подсвиты. При этом учитывались мощности песчаных тел, их строение, литолого-минералогические характеристики с использованием седиментационных [4] и терригенноминералогических [5] моделей алевритово-песчаных комплексов, их локализация в бассейне осадконакопления, наличие признаков угленосности и развитие угольных пластов.

По уровню палеорельефа в бассейне осадконакопления и фациальной принадлежности район исследований условно подразделен нами на пять групп. В первую группу вошли участки бассейна с

наиболее погруженным дном (мелководно-морские), во вторую – возвышенные участки морского дна (прибрежно-морские), в третью – переходные от морских к континентальным (дельты и устьевые бары) осадкам, в четвертую – континентальные (русловые, пойменные, озерно-болотные), в пятую группу отнесены участки со следами размывов песчаных тел.

Пласт Ю1<sup>4</sup> в пределах крупных положительных структур (Каймысовского свода, Средневасюганского и Парабельского мегавалов) формировался в различных условиях. На большей части территории Каймысовского свода преобладали мелководно-морские и локально прибрежно-морские условия, что свидетельствует о выровненном рельефе дна бассейна осадконакопления. В северной части Каймысовского свода, в районе Оленьей и Столбовой площадей, были сравнительно приподнятые участки с зарождением речной сети и меандрирующих палеопотоков. В этот же период времени в западных районах Средневасюганского мегавала условия были более мористые. Здесь формировались песчаные тела второго уровня с образованием прибрежных баров регрессивного и трансгрессивного типов на фоне выровненного рельефа дна бассейна и широким развитием песков регрессивного типа. В восточной части сосредоточены осадки переходного типа с развитием дельтового комплекса (третий уровень) с широкими лопастями. Лишь в юго-западной и северо-восточной участках мегавала образовывались отложения речных долин в ассоциации с прирусловыми песками и пойменными отложениями. На Парабельском мегавалу пласт Ю<sub>1</sub><sup>4</sup> в основном представлен отложениями палеорусловых потоков северозападного направления, отложениями прирусловых отмелей, стариц и пойменно-озерно-болотными типами фаций (четвертый уровень). Лишь на западном склоне мегавала прослеживаются переходные отложения дельтового комплекса и прибрежно-морского генезиса (третий и второй уровни).

Седиментационная модель формирования раннеоксфордского пласта Ю1<sup>3</sup> на Каймысовском своде существенно изменилась. Мелководно-морские и прибрежно-морские отложения с формированием песков барового типа и прибрежных баров (второй уровень) приурочены лишь к склоновым участкам свода. Центральная часть свода интенсивно приподнималась над уровнем моря, и широкой полосой с юга на север формировалась аллювиальная равнина, на которой прослежены палеорусла и пойменноозерно-болотные типы фаций (четвертый уровень). Они сменяются к северу, в районе Столбовой и Оленьей площадей, на аллювиально-дельтовый комплекс с формированием песчаных пластов повышенной мощности. На Средневасюганском мегавалу распределение типов фаций в целом сохранилось, изменились лишь их границы. Так, в запалных районах сохраняются прибрежные бары регрессивного и трансгрессивного типов с широким распространением песков регрессивного и локально трансгрессивного типов (второй уровень). Постепенно сужаются лопасти палеодельт, и в южной части формируется дельтовый комплекс с заболачиванием участков и образованием пойменно-озерно-болотных фаций. На юге, юго-западе мегавала, а также в северной его части широкое распространение получили русловые, пойменные, а в южной части дополнительно и пойменно-озерно-болотные фации (четвертый уровень). Развитие Парабельского мегавала на время формирования пласта Ю1<sup>3</sup> было унаследовано, сохранив направление палеорусел и границы заливных пойм и пойменно-озерно-болотных фаций. На его западных склонах по-прежнему формируются песчаные тела прибрежно-морского генезиса и переходного дельтового комплекса (второй и третий уровни).

На территории Каймысовского свода в период формирования пласта Ю<sub>1</sub><sup>2</sup> (поздний оксфорд) произошли существенные изменения. Большая часть свода в это время испытывала значительные погружения, особенно в его западной части, где преобладали мелководно-морские и прибрежно-морские условия переменной гидродинамической активности. Отложения прибрежных баров отмечаются в районе Катыльгинской, Дуклинской, локально – на Столбовой и Оленьей площадях, а также в районе Ломовой и Грушевой поднятий (второй уровень). В центральной и особенно в восточной частях свода выделяются крупные участки заболоченных лагун и маршей. В районе Катыльгинской и Столбовой площадей по-прежнему сохраняется речная система с локальным зарастанием водоемов, которая прослеживается также на Карасевской и Павловской площадях (четвертый уровень). На Средневасюганском мегавалу во время формирования пласта Ю1<sup>2</sup> палеогеографическая ситуация существенно изменилась. Так, прибрежно-морские отложения Е формировавшиеся в изменчивой по линамике водной среде приурочены к западному борту и его центральной части (первый уровень). На большей территории югозапада и юго-востока, а также в северной половине Средневасюганского мегавала доминировал континентальный режим осадконакопления с преобладанием пойменно-озерно-болотных типов фаций с редкой речной системой, вдоль которой формировались прирусловые пески. В районе Мыльджинской площади от крупной дельты сохранились лишь следы редких протоков, сложенные алевритово-песчаным тонко-мелкозернистым материалом (четвертый уровень). На большей части территории Парабельского мегавала пласт Ю1<sup>2</sup> формировался в континентальных палеорусловых условиях. Эти обстановки протягивались с юго-востока на северо-запад в виде трех речных артерий с прирусловыми песками, разделенных пойменно-озерно-болотными фациями. В восточном и юго-западном направлении они сменялись фациями заливных пойм. На западном склоне Парабельского мегавала континентальные отложения переходят в дельтовый комплекс и прибрежно-морские отложения с преобладанием регрессивных песков барового типа (второй и третий уровни).

Пласт Ю<sub>1</sub><sup>1</sup> (оксфорд-кимеридж) на Каймысовском своде сформировался в прибрежно-морских условиях изменчивого водного режима. На северо-западе, в районе Весенней, Первомайской, локально - на Лонтынь-Яхской, Западно-Катыльгинской площадях, песчаные пласты формировались в приливноотливной зоне и зоне пляжевых отмелей. Восточнее развиты песчаные тела – результат формирования прибрежных баров (второй уровень). На остальной территории Каймысовского свода в условиях средней и пониженной гидродинамической активности образовывались алевритово-песчаные тела прибрежно-морского генезиса. На Средневасюганском мегавалу пласт Ю<sub>1</sub><sup>1</sup> имеет незначительные мощности (2-8 м), сложен средне-мелкозернистыми и мелкозернистыми песчаниками с прослоями алевролитов и аргиллитов. Они образуют регрессивные песчаные тела барового типа, сформировавшиеся в условиях средней, пониженной и низкой гидродинамической активности. Они располагаются по территории свода в виде мозаичных пятен. С востока на запад до Средневасюганской площади полосовидно прослеживаются участки, на которых сохранялся континентальный режим с формированием песчаных тел палеоруслового типа (четвертый уровень). На территории Парабельского мегавала условия осадконакопления сменились преимущественно на прибрежно-морские, с преобладанием регрессивных песков барового типа. Континентальный режим со слабо развитой речной системой и прилегающими к ней песками разлива и пойменно-озерно-болотными фациями сохранился в южной части мегавала.

Проведенный анализ позволил выявить оптимальные уровни развития положительных структур (второй, третий, локально – четвертый уровни), к которым приурочены песчаные тела с благоприятными и оптимальными колекторскими свойствами.

#### Литература

1. Даненберг Е.Е., Белозеров В.Б., Брылина Н.А. (2006) Геологическое строение и нефтегазоносность верхнеюрско-нижнемеловых отложений юго-востока Западно-Сибирской плиты (Томская область). Томск: Изд-во ТПУ, 2006. 291 с.

2. Конторович В.А. (2002) Тектоника и нефтегазоносность мезозойско-кайнозойских отложений юговосточных районов Западной Сибири. Новосибирск: Изд-во СО РАН, филиал "Гео", 2002. 253 с.

3. Хаин В.Е. (1973) Общая геотектоника. М.: Недра, 1973. 511 с.

4. Чернова Л.С. (1980) Генетические модели микрофаций континентальных и прибрежно-морских отложений Сибирской платформы // Тр. СНИИГГиМС. Новосибирск: СНИИГГиМС, 1980. Вып.280. С.5-26. 5. Чернова Л.С., Иванова Н.А. (2006) Терригенно-минералогические модели фациальных комплексов продуктивных горизонтов к прогнозу качества коллекторов // Осадочные процессы: седиментогенез, литогенез, рудогенез (эволюция, типизация, диагностика, моделирование): Тез. докл. М.: ГЕОС, 2006, с.224-226.



#### В.А.Шатров, В.И. Сиротин, Г.В. Войцеховский

Воронежский государственный университет (ВГУ), геологический факультет,Воронеж, Россия, еmail: ogg@geol.vsu.ru

# РЕДКОЗЕМЕЛЬНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ В ГЛИНАХ СРЕДНЕЙ ЮРЫ: ИНДИКА-ТОРНЫЕ ВОЗМОЖНОСТИ ДЛЯ РЕКОНСТРУКЦИЙ ОСАДКООБРАЗОВА-НИЯ

## V.A. Shatrov, V.I.Sirotin, G.V.Voitzekhovsky

Voronezh State University, Geological faculty, Voronezh, Russia Rare earth elements in the dogger clays: indicative capacities applicable for reconstruction of sediment formation environment

Отложения юрского возраста широко распространены в пределах Воронежской антеклизы. Они характеризуются различными фациями: континентальными, прибрежно- и мелководно-морскими [7,8]. В работе рассматривается возможность применения редкоземельных элементов для уточнения и детализации обстановок седиментации в батском и келловейском веках на площади Лебединского (г. Старый Оскол, Белгородская обл.) и Михайловского (г. Железногорск, Курская обл.) железорудных карьеров.

Батский ярус (Михайловский карьер) сложен песками серого цвета, косослоистыми, углистыми, с прослоями и линзами черных углистых глин, бурого угля и обломками древесины, для нижней части разреза характерны маломощные прослои гравелита с включениями пирита. Осадкообразование происходило в переходных от континентальных до прибрежно- и мелководно-морских обстановках, сменившиеся условиями обширного мелководно-морского бассейна [9]. Нижняя часть келловейского яруса (Михайловский карьер) сложена разнозернистыми, часто гравелитистыми песками и переотложенными мартитовыми рудами протерозоя, выше переходящими в серые известковистые глины, с остатками фауны и прослоями известняков, мощностью до 1 метра. Рентгеноструктурный анализ показывает присутствие в составе глин келловейского и батского ярусов кварца, мусковита, каолинита, гидрослюд. Осадки батского и келловейского века формировались в прибрежно-морских условиях Е в водах с нормальной соленостью и слабым до среднего гидродинамическим режимом [7,9]. Келловейский ярус в пределах Лебединского карьера сложен глинами, серого до черного цвета, горизонтально- и прерывистогоризонтально слоистыми, в различной степени алевритистыми и песчанистыми, слюдистыми, с многочисленными остатками углефицированной растительности, переслаивающимися с маломощными прослоями мелкозернистых песков и глинистых алевритов кварцевого состава. Мощность яруса - 12-15 м. Фации характеризуют обширный мелководно-морской бассейн нормальной солености, опресненный в прибрежных частях, отвечающий максимуму морской трансгрессии юрского периода [9,15].

Лантаноиды хорошо зарекомендовали себя при определении условий осадкообразования девонских и меловых отложений в пределах Воронежской антеклизы [12,13,14]. Применяются следующие индикаторы оценки составов лантаноидов в осадочных породах. 1)  $\sum$ (REE+Y) - зависит от состава размываемых пород, фракционирования лантаноидов в зоне гипергенеза, уменьшается в более мористых отложениях; 2) La/Yb, La/Sm, Ce/Sm, Yb/Sm, Y/Sm - индикаторы глубоководности, удаленности от береговой линии обстановок седиментации: для прибрежных условий возрастают La/Yb, La/Sm, Ce/Sm, yбывают Yb/ Sm, Y/Sm; для более удаленных и глубоководных - наблюдается обратная зависимость; 3)  $\sum$ Ce/ $\sum$ Y, где  $\sum$ Ce:(La-Eu),  $\sum$ Y:(Gd-Lu, Y) - индикатор климата: <2,5 - аридный; 2,5-4,0 - семигумидный-семиаридный; >4 – гумидный; 4)Ce/Ce\*, где Ce/Ce\*=Ce<sub>N</sub>/(La<sub>N</sub>+Pr<sub>N</sub>)/2, нормировано к глинам платформ по Ю.А. Балашову (1976) [1] - индикатор обстановок осадкообразования, Ce/Ce\*~0,9-1,3 – характеризуют окраинноконтинентальные обстановки [16]; 5) Eu/Eu\*, где Eu/Eu\* = Eu<sub>N</sub>/(Sm<sub>N</sub>+Gd<sub>N</sub>)/2 (нормировано к хондриту) [17] - индикатор поступления глубинного вещества в осадки (гидротермы, восходящие флюидные потоки, вулканиты, обломки базитов и гипербазитов); среднее для осадочных пород фанерозоя - 0,61-0,72 [2], для постархейских осадочных пород - 0,65 [10]; 6) Ce/La - характеризует соотношение гидрогенного и гидро-

	1//7	1//8	1//5	SH-10	SH-13
№ пробы	батский ярус		келловейский ярус		
	Михайл	овский к	арьер Лебединский карьер		
? (REE+Y)	199,6	188,6	190,3	213,7	155,9
Ce/La	2,0	2,0	1,97	6,0	2,17
La/Yb	16,52	15,42	16,67	15,67	15,26
Eu/Eu*	0,73	0,78	0,62	0,74	0,7
Ce/Ce*	1,08	1,09	1,01	1,19	1,12
?Ce/?Y	4,72	5,33	4,4	5,45	5,84
La/Sm	5,85	6,38	4,86	6,1	5,8
Ce/Sm	11,69	12,76	9,58	13,25	12,6
Yb/Sm	0,35	0,41	0,29	0,39	0,38
Y/Sm	2,77	2,59	2,5	1,56	1,62
Eu/Sm	0,23	0,24	0,19	0,25	0,24

Таблица 1. Значения коэффициентов в глинах средней юры

термального воздействия на осадки/конкреции Мирового океана: для гидрогенных образований Ce/La >2; для гидротермальных <2 [3]; 7) Eu/Sm – характеризует проницаемость земной коры для восходящих флюидных потоков, в современных процессах: 2,19-3,18 - в гидротермальных раствоpax; 0,2-0,25 - для Fe-Mnоксигидроокисных конкреций глубоководных зон Мирового океана; 0,21 - для мелководных Fe-Mn конкреций, мелководных вод Мирового океана, вод речного стока, среднего глинистого сланца [4]; применяются следующие значения Eu/Sm: >0,3

характеризуют высокую проницаемость, 0,25 - среднюю, 0,2 – слабую; 8) Графики распределения - для снятия влияния различной распространенности лантаноидов в природе (правило Оддо-Гаркинса), составы редких земель нормируются на состав лантаноидов в глинах платформ, по Ю.А. Балашову (1976) [1]; 9) Диаграмма LREE-MREE-(HREEx10) - позволяет выделять поля, отвечающие определенным обстановкам осадконакопления [13].

Распределение лантаноидов в глинах однотипно: слабо выраженный избыток легких и средних земель, дефицит тяжелых. Хорошо проявлена близость спектров лантаноидов к линии отношения проба/глины платформ. Средние значения: å(REE+Y)-189,6 г/т,  $\sum$ Ce/ $\sum$ Y-5,15, Eu/Eu\*-0,71, Ce/Ce\* - 1,1, Eu/Sm - 0,23, Ce/La -2,83. Вариации La/Yb, La/Sm, Ce/Sm, Yb/Sm, Y/Sm небольшие, характеризуют незначительные изменения фациальных обстановок (табл. 1.). å(REE+Y) соответствует среднему в глинах платформ (199,0 г/т) [1].  $\sum$ Ce/ $\sum$ Y и Ce/Ce\* характеризуют осадконакопление в обстановке эпиконтинентального морского бассейна в условиях гумидного климата. Eu/Eu\*, Eu/Sm, Ce/La>2 подтверждают отсутствие эндогенного материала при осадконакоплении. Фигуративные точки составов лантаноидов глин на диаграмме LREE-MREE-(HREEx10) (рис. 1.) образуют плотный рой, определяющий близкие условия седиментации, соответствующие достаточно мелководным, возможно прибрежно-морским обстановкам. Хорошо проявлена схожесть обстановок осадконакопления юры и мела, что подтверждается совпадением полей фигуративных точек пород юры и мела на диаграмме.

С полученными на основании распределения лантаноидов выводами согласуются и данные изотопной геохимии: обр. SH-13 ( $\delta^{13}$  C- -25,19 ‰;  $\delta^{34}$  S - +20,78 ‰); обр. SH-10 ( $\delta^{34}$  S- -1,67 ‰). Значения изотопного состава углерода  $\delta^{13}$ C соответствуют содержанию в морских, озерных организмах, пресноводном планктоне [5], что подтверждает большую роль континентального материала при формировании отложений; изотопный состав серы  $\delta^{34}$ S соответствует морским условиям осадконакопления [6].



Рис. 1. Фигуративные точки составов лантаноидов глин на диаграмме LREE-MREE-(HREEx10). Условные обозначения: 1 - батский ярус, 2 - келловейский ярус: 3 - поле развития осадочных пород мела Воронежской антеклизы.

Реконструированные условия образования глинистых пород юрского возраста совпадают с результатами ранее проведенных работ [7,9], что подтверждает возможность применения лантаноидов для палеогеографических исследований.

#### Литература

Балашов Ю.А. Геохимия редкоземельных элементов. М.: Наука, 1976. 268 с.

Балашов Ю.А. Изотопно-геохимическая эволюция мантии и коры Земли . М.: Наука, 1985. 224 с.

Бутузова Г.Ю. Гидротермально-осадочное рудообразование в рифтовой зоне Красного моря. М.: ГЕОС, 1998. 312 с. (Тр. ГИН РАН; Вып. 508).

Варенцов И.М., Дриц В.А., Горшков А.И., Андреев Ю.К Мп-Fe-корки Атлантики: геохимия редких земель и аспекты генезиса, подводная гора Крылова // Литология и полезные ископаемые. № 5. 1989. С. 24-36.

Галимов Э.И., Кодина Л.А. Исследование органического вещества и газов в осадочных толщах дна Мирового океана. М.: Наука, 1982. 228 с.

Глобальный геохимический цикл серы и влияние на него деятельности человека. М.: Наука, 1983. 424 с. Преображенская В.Н. Стратиграфия отложений юры и низов нижнего мела территории ЦЧО. Воронеж: Изд-во Воронеж. ун-та, 1966. 282 с.

Савко А.Д. Геология Воронежской антеклизы // Воронеж: изд-во Воронеж. ун-та, 2002. 165 с. (Труды НИИ геологии ВГУ; Вып. 12.)

Савко А.Д., Мануковский С.В., Мизин А.И. и др. Литология и фации донеогеновых отложений Воронежской антеклизы // Воронеж: изд-во Воронеж. ун-та, 2001.201 с. (Труды НИИ геологии ВГУ; Вып. 3.) Тейлор С.Р. . Мак-Леннан С.М. Континентальная кора: ее состав и эволюция. - М.: Мир, 1988. 384 с.

Шатров В.А., Войцеховский Г.В. Индикационные возможности микроэлементов для реконструкций обстановок образования меловых толщ (на примере Воронежской антеклизы) // Третье Всероссийское совещание «Меловая система России и ближнего зарубежья: проблемы стратиграфии и палеогеографии». (Саратов, 26-30 сентября, 2006). Тезисы докладов. Саратов, 2006. С.152-153.

Шатров В.А. Редкоземельные элементы как индикаторы условий образования осадочных пород палеозоя-мезозоя (на примере осадочного чехла Воронежской антеклизы)// Осадочные процессы: седиментогенез, литогенез, рудогенез (эволюция, типизация, диагностика, моделирование) Материалы 4-го Всероссийского литологического совещания (Москва, 7-9 ноября 2006 г). Т.1. М. ГЕОС, 2006. С.385-388.

Шатров В.А. Редкоземельные элементы как индикаторы условий образования метаосадочных пород нижнего протерозоя // Доклады Академии Наук. Т. 397. № 3. 2004. С. 396-399.

Шатров В.А. Сиротин В.И., Войцеховский Г.В., Зеленская А.Н, Реконструкция обстановок осадкообразования отложений девона геохимическими методами (на примере опорных разрезов Воронежской антеклизы) // Геохимия. №8. 2005. С. 856-864.

Шевырев Л.Т. Савко, А.Д., Шишов А.В. Эволюция тектонической структуры Воронежской антеклизы и ее эндогенный рудогенез. Воронеж: изд-во Воронеж. ун-та, 2004. 191 с. (Труды НИИ геологии ВГУ; Вып. 25.).

Murray R.W. Buchholtz ten Brink M.R., Jones D.L. et al. Rare earth elements as indicators of different marine depositional environments in chert and shale // Geology. 1990. -V.18. - P 268-271.

Sun S.S. McDonough W.F. Chemical and isotopic systematic of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes // Magmatism in the Oceanic Basin / A.D. Saunders and M.J. Norry, eds. / Geol. Soc. Sp. Publ. 1989. V.42. P.313-345.

## Б.Н. Шурыгин, Б.Л. Никитенко

Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А.Трофимука (ИНГГ) СО РАН, Новосибирск, Россия, e-mail: ShuryginBN@ipgg.nsc.ru, NikitenkoBL@ipgg.nsc.ru

# ПРИНЦИПЫ ЗОНАЛЬНОГО РАСЧЛЕНЕНИЯ ЮРЫ СИБИРИ (НА ПРИМЕРЕ ШКАЛ ПО МАКРО- И МИКРОБЕНТОСУ)

### B.N. Shurygin, B.L. Nikitenko

Trofimuk Institute of Petroleum Geology and Geophysics (IPGG) SB RAS, Novosibirsk, Russia The concept of zonal subdivision of Jurassic of Siberia (by the example of scales on macro- and microbenthos)

В основе стратиграфических шкал юры Сибири лежит зональная аммонитовая шкала. Однако находки аммонитов достаточно редки, и биостратоны по аммонитам в сибирских разрезах зачастую не имеют смыкаемых границ. В этом случае их находки служат для датировки реперных уровней, позволяющих увязывать биостратоны, установленные по другим группам фоссилий, с общей стратиграфической шкалой [5-8]. В связи с большой частотой встречаемости, большим таксономическим разнообразием и относительно высокими темпами эволюции отдельных групп шкалы по бентосным группам (двустворкам, фораминиферам, остракодам), как правило, являются наиболее эффективным инструментом для оперативного расчленения и корреляции разрезов, особенно на "закрытых" территориях (по керну скважин). Все разнообразие биостратиграфических зон, включая параллельные зоны по аммонитам, двустворкам (b-зоны), фораминиферам (f-зоны), остракодам (o-зоны), палинозоны и т.п., рассматривается не только как ступени к обоснованию зоны (=хронозоны) как части яруса, но и как операционная биособытийной природы комбинация шкал, используемая непосредственно при биостратиграфическом расчленении, опознавании реперных уровней (точек отсчета) при расчленении по каротажу, при внутри- и межрегиональной корреляциях юры Сибири [1, 5, 8]. Естественно, что при этом все разнообразие независимых методов расчленения и корреляции разрезов используется и для взаимного контроля (обратная связь).

В основу выделения биостратонов по парастратиграфическим группам положено выявление последовательности комплексов фоссилий, специфики структурных особенностей ассоциаций (сходных по таксономическому составу) и неповторимой последовательности перестроек структуры этих ассоциаций во времени. Выделенные биостратоны по парастратиграфическим группам рассматриваются как зоны совместного распространения, тейльзоны, акме-зоны, экозоны, либо комплекс параллельных филозон [3-9; и др.]. На основе оценки общих закономерностей эволюции катен бентоса (смена таксонов, жизненных форм и доминантов в отдельных звеньях), реконструированных для сибирских палеоморей, автономные зональные шкалы по различным группам бентоса могут быть составлены из политаксонных зон. Разработка зональных шкал по парастратиграфическим группам велась путем прослеживания реперных уровней (соответствуют моментам нивелировок бореальной биоты) и сопоставления зон, зажатых между реперами [5-7]. Выделенные таким образом зоны по парастратиграфическим группам по своему содержанию нередко соответствуют экозонам по В.А. Красилову [2]: интервал разреза, охарактеризованный определенной сопряженностью рекурренции фаций и рекурренции ассоциаций (рис. 1). В принципе, полная палеонтологическая характеристика зон содержится в элементарном циклите 1-го типа или в полуциклите 3-го типа. Границы этих зон (обычно нижние) проводятся по появлению новых ассоциаций, новых таксонов (как в результате филогенеза, так и иммиграций) как границы интервалов совпадения эпибол характерных видов (из ядер палеосообществ) и т.д. [3-9].

В операционном плане в разрезах фиксируются не поверхности смены таксономического состава комплексов (биогоризонты – по Х. Хедбергу), а последовательности слоев (толщ), отличающихся по таксономическому составу, по структуре комплексов фоссилий, по закономерности смены комплексов в рекуррирующих фациях (рис. 1). Границы между смежными биостратонами в последовательности всегда имеют больший или меньший (в зависимости от рекуррирования фаций) интервал неопределен-

#### ности (рис. 2) [5].

Датировка зон по парагруппам относительно подразделений общей стратиграфической шкалы и оценка их стратиграфического объема проводилась по находкам в них аммонитов и с использованием реперных уровней самих шкал по парагруппам, хорошо сопоставляемых с таковыми в разрезах смежных регионов, включая и страторегионы стандарта [8, 9]. Хорошими реперами служат некоторые уровни разреза юры с удивительно однотипными характеристиками не только комплексов фауны, но и литологическими. Как реперные использовались и критические рубежи, которые фиксируют начало резких перестроек сообществ бентоса по всему бореальному бассейну. Фактически для определения объемов зон фиксируется последовательность и сочетание результатов событий разной природы (хорологической – проникновение мигрантов; экосистемной – перестройка сообществ, смена доминантов, расцвет какого-либо таксона или жизненной формы; филогенетической – автохтонное появление нового таксона) [3–9].

Параллельно выделялись зоны узкого и широкого диапазонов с разной характеристикой комплексов для разных фаций (рис. 1, 3). Обязательно при корреляциях сопоставление последовательности биостратонов с последовательностью, а не зоны с зоной. При таком принципе корреляции (как корреляционный признак используется последовательность событий) вероятность ошибочных сопоставлений существенно уменьшается, особенно если используется набор взаимоконтролирующих и взаимозаменяющих последовательностей биостратонов независимых параллельных шкал по разным парастратиграфическим группам [1, 8].

При удаленных межрегиональных корреляциях зональные шкалы по бентосу можно рассматривать как "биособытийные" шкалы, в которых реперные интервалы охарактеризованы неповторимой последовательностью результатов сочетаний биологических событий разной (независимой друг от друга) природы (филогенетической, хорологической и экосистемной). Именно фиксированная последовательность событий разной природы имеет, по-видимому, наибольшую изохронность при опознавании в разных регионах.

Нечто подобное реализуется в последнее время при конструировании шкал по аммонитам. Как правило, главным здесь является привлечение морфогенетических преобразований филогенетической природы. Принцип основного звена, используемый при разграничении видов, предполагает установление узла дивергенции. Обычно на всех филогенетических схемах по аммонитам пунктирными линиями. уходящими ниже границ аммонитовых зон, соединяют вид-индекс зоны с предковым видом. Этим обращается внимание на то, что новый диагностический морфологический признак формируется не мгновенно. Соответственно, даже если не учитывать время на географическое распространение нового фенотипа, считая время миграции несущественным, в некотором диапазоне близ узла дивергенции всегда будет интервал неопределенности проведения границы фило- или фенозон (рис. 2). Для устранения этого противоречия постулируемой изохронности границ аммонитовых зон в некоторых работах по аммонитам приводятся филогенетические схемы, в которых окончание филолинии предкового вида по горизонтали соединяют с началом филолинии потомка. Логика таких схем не совсем ясна, поскольку в этом случае нужно предполагать либо возникновение потомка от уже вымершего предка, либо одномоментное массовое (во всех популяциях) преобразование предкового фенотипа в хорошо отличимый фенотип потомка. Сочетание филогенетических и миграционных событий в преобразовании комплексов аммонитов используется в последнее время при построении аммонитовых шкал с выделением биогоризонтов (не в смысле Х. Хедберга). В разрезах определяется последовательность появления (филогенетического или хорологического) хорошо отличимых фенов аммонитов, которая потом и используется для корреляции. В этом случае предполагается необязательность смыкаемости границ биогоризонтов, но обязательность корреляции последовательности с последовательностью. Этот подход близок к тому, что используется при конструировании шкал по бентосу, при построении которых используется еще дополнительно и события экосистемной природы.

Границы выделенных по разным группам фоссилий биостратонов зачастую не совпадают друг с другом. При анализе всего комплекса параллельных зональных шкал это несовпадение границ, в идеальном случае, дает возможность опознавать и прослеживать очень узкие внутризональные интервалы, анализируя коинтервалы смежных зон [5, 8, 9] (рис. 3).

Работа выполнена при поддержке РФФИ (проекты № 06-05-64291, 06-05-64439).

#### Литература

1. Захаров В.А., Богомолов Ю.И., Ильина В.И. и др. (1997) Бореальный зональный стандарт и биостратиграфия мезозоя Сибири // Геология и геофизика. 1997. Т.38. №5. С.927-956.

2. Красилов В.А. (1977) Эволюция и биостратиграфия. М.: Наука, 1977. 256 с.

3. Никитенко Б.Л. (1992) Зональная шкала нижней и средней юры на севере Сибири по фораминиферам // Геология и геофизика. 1992. №1. С.3-14.



Юрская система России: проблемы стратиграфии и палеогеографии

Рис. 1. Комбинация параллельных зональных шкал, принцип конструирования шкал с использованием анализа распределения бентоса по биономическим зонам, анализ перестройки катен бентоса во времени (правая часть рисунка) и использование комбинации шкал для региональной корреляции.



Рис. 2. Схема выделения стратонов по бентосу в разнофациальных разрезах: 1 – приближенных к палеоберегу; 2 – удаленных от палеоберега.



Рис. 3. Использование комбинации параллельных зональных шкал для детального расчленения (определения коинтервалов): (...) – биостратоны, взаимозаменяемые в комбинации;

{...} – биостратоны, определяющие более широкие интервалы перекрытия.

4. Никитенко Б.Л. (1994) Ранне- и среднеюрские остракоды севера Сибири: основные закономерности эволюции и зональная шкала // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1994. №2(4). С.38-55.

5. Шурыгин Б.Н. (2005) Биогеография, фации и стратиграфия нижней и средней юры по двустворчатым моллюскам. Новосибирск: АИ "Гео", 2005. 154 с.

6. Шурыгин Б.Н. (1987) Зональная шкала нижней юры и аалена на севере Сибири по двустворкам // Геология и геофизика. 1987. №6. С.3-11.

7. Шурыгин Б.Н. (1989) Проблемы создания зональных шкал юры на севере Сибири по двустворкам // Ярусные и зональные шкалы бореального мезозоя СССР. М.: Наука, 1989. С.74-82.

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

9. Nikitenko B.L., Shurygin B.N. (1994) The Use of Parallel Biozonal Scales for Refined Correlation in the Jurassic of the Boreal Realm // 1992 ICAM Proceeding. Anchorage, Alaska, 1994. P.33-38.


# <u>Б.Н. Шурыгин</u>, Б.Л. Никитенко, А.С. Алифиров, А.Е. Игольников, Н.К. Лебедева, Е.Б. Пещевицкая, А.Ю. Попов

Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А.Трофимука (ИНГГ) СО РАН, Новосибирск, Россия, e-mail: ShuryginBN@ipgg.nsc.ru

НОВЫЙ РАЗРЕЗ ПРИГРАНИЧНЫХ ТОЛЩ ВОЛЖСКОГО И БЕРРИАССКО-ГО ЯРУСОВ БОЛЬШЕХЕТСКОЙ МЕГАСИНЕКЛИЗЫ (ЗАПАДНАЯ СИБИРЬ): КОМПЛЕКСНАЯ ПАЛЕОНТОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА, ЛИТО-, БИО- И ХЕМОСТРАТИГРАФИЯ

B.N. Shurygin, B.L. Nikitenko, A.S. Alifirov, A.E. Igolnikov, N.K. Lebedeva, E.B. Pestchevitskaya, A.Y. Popov

Trofimuk Institute of Petroleum Geology and Geophysics (IPGG) SB RAS, Novosibirsk, Russia The new section of Volgian and Berriasian of Bolshehetskaya Syneclise (Western Siberia): complex paleontologic characteristic, litho-, bio- and chemostratigraphy

За последние 50 лет в различных геологических организациях был накоплен уникальный и лишь частично опубликованный палеонтолого-стратиграфический материал по юре и мелу северовостока Западной Сибири, включая и территории Большехетской мегасинеклизы. Поступление основной массы материала с этих территорий (уже частично утраченного), его обработка и последующие публикации приходятся на конец 50-х – начало 70-х годов. Поэтому изучение новых разрезов весьма актуально не только с целью получения новых оригинальных сведений, но и для ревизии и обобщения накопленных в прошлом столетии материалов с современных позиций.

Так, использование комплекса высокоразрешающих зональных шкал юры и мела Сибири, разработанных в последнее десятилетие по разным группам фоссилий [2], позволило с большой точностью и дробностью выполнить расчленение разреза юры и мела, вскрытого в скв. ХМП-2099 (рис.). В скважине керном охарактеризованы верхи малышевской свиты, сиговская и яновстанская свиты, охватывающие интервал от верхов верхнего байоса по низы бореального берриаса. Комплексирование полученных биостратиграфических данных и интерпретации ГИС позволило надежно обосновать положение границ яновстанской свиты, объемлющей волжские и нижнюю часть берриасских отложений. Волжские и нижняя часть берриасских отложений хорошо охарактеризованы керном, насыщенным обильными комплексами макро-, микрофауны и палиноморф.

Яновстанская свита определена в интервале 3638,8-4115,5 м и представлена преимущественно алевроаргиллитами и аргиллитами. Верхняя ее граница проводится по падению ГК. В керне встречены многочисленные аммониты (особенно в верхах свиты) средне- и верхневолжского подъярусов и нижней части берриаса. Обильны двустворчатые моллюски волжско-берриасских бухиазон и фораминиферы. Были найдены аммониты зон Surites analogus, Hectoroceras kochi, Chetaites sibiricus-Praetollia maynci, Subcraspedites maurynijensis-S. pulcher, Craspedites taimyrensis, Laugeites groenlandicus, Dorsoplanites maximus-Dorsoplanites ilovaiskii [1]. Анализ разнообразных двустворок позволил проследить в разрезе практически непрерывную последовательность берриасских b-зон: Buchia jasikovi, B. okensis, В. volgensis. Ниже установлены b-зоны B. unschensis, B. obliqua, B. mosquensis-B. russiensis, а в подстилающей сиговской свите – В. tenuistriata, В. concentrica-Praebuchia kirghisensis. По фораминиферам в яновстанской свите установлены f-зоны Valanginella tatarica, Gaudryina gerkei-Trochammina rosaceaformis, Ammodiscus veteranus-Evolutinella emeljanzevi, Dorothia tortuosa, Trochammina septentrionalis. В подстилающих отложениях обнаружены также комплексы f-зон Pseudolamarckina lopsiensis, Ammodiscus thomsi-Tolypammina svetlanae и Trochammina aff. praesquamata. Палинологические исследования позволили выделить два биостратона по диноцистам (слои с Paragonvaulacvsta borealis-Cyclonephelium cuculliforme и с Wallodinium krutzschii) и два палинкомплекса – берриасский и верхневолжский.



Биостратиграфическое расчленение яновстанской свиты в разрезе скв. ХМП-2099

Рис. ]

Юрская система России: проблемы стратиграфии и палеогеографии

254

Стратиграфические объемы и положение границ биостратонов, выделенных по разным группам фоссилий, не совпадают. Это позволило с высокой точностью обосновать ярусное и подъярусное расчленение разреза и обосновать положение границы верхневолжского подъяруса и бореального берриаса. Судя по комплексам макро-, микрофауны и палиноморф граница юры и мела, приходящаяся на верхи яновстанской свиты в зоне ее распространения, в изученном разрезе проходит близ глубин 3684– 3688 м.

Оценка вариаций  $d^{13}C_{\text{карб}}$  была проведена путем пересчета аналитических данных по  $d^{13}C_{\text{орг}}$ . Сравнение полученных показателей со сводной для верхней юры и неокома кривой изменения  $d^{13}C_{\text{карб}}$  [4] показывает ряд общих закономерностей. В нижней части яновстанской свиты фиксируется тренд на снижение величин  $d^{13}C$  до 2,3‰, который совпадает с общемировым трендом, хорошо описанным в мировой литературе, где отмечаются вариации изотопов близ границы кимериджского и волжского ярусов. В нижней половине средневолжского подъяруса в изученном разрезе фиксируется негативный сдвиг (до -1,5‰). В большинстве бассейнов мира в этом стратиграфическом интервале также отмечаются минимальные значения  $d^{13}C_{\text{карб}}$ . В верхней части средневолжского подъяруса, верхневолжском подъярусе и нижней части берриаса изученных отложений прослеживается тренд на увеличение  $d^{13}C$  вверх по разрезу (0,7 и 0,9‰ – в верхней части средневолжского подъяруса; 0,4 и 1,0‰ – в верхневолжском подъярусе; до 2,7‰ – в берриасе). Сходная ситуация наблюдается и в других бассейнах мира, что свидетельствует о глобальном характере этого изотопного тренда.

Для верхней части средневолжского подъяруса, верхневолжского подъяруса и берриаса характер изменения d<sup>13</sup>C<sub>карб</sub> на Русской платформе [3] довольно хорошо коррелируется с полученными нами данными, что позволяет с высокой степенью детальности сопоставлять оба разреза и подтвердить положение границы юры и мела в изученном разрезе, установленное по биостратиграфическим данным.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проекты № 06-05-64224, 06-05-64291, 06-05-64439).

#### Литература

1. Алифиров А.С., Игольников А.Е. (2007) Новые находки волжских и берриасских аммонитов из яновстанской свиты севера Западной Сибири // В настоящем сборнике.

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

3. Grocke D.R., Price G.D., Ruffell A.H. et al. (2003) Isotopic evidence for Late Jurassic–Early Cretaceous climate change // Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeecol. 2003. V.202. P.97-118.

4. Podlaha O.G., Mutterlose J., Jan V. (1998) Preservation of d<sup>18</sup>O and d<sup>13</sup>C in belemnite rostra from the Jurassic/Early Cretaceous successions // Amer. J. Sci. 1998. V.298. P.324-347.



# <u>Б.Н. Шурыгин</u>, Б.Л. Никитенко, С.В. Меледина, В.П. Девятов, Н.К. Лебедева, О.С. Дзюба

Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А.Трофимука (ИНГГ) СО РАН, Новосибирск, Россия, e-mail: ShuryginBN@jpgg.nsc.ru

### РЕГИОНАЛЬНАЯ СТРАТИГРАФИЧЕСКАЯ СХЕМА ЮРЫ ВОСТОЧНОЙ СИ-БИРИ

B.N. Shurygin, B.L. Nikitenko, S.V. Meledina, V.P. Devyatov, N.K. Lebedeva, O.S. Dzyuba

Trofimuk Institute of Petroleum Geology and Geophysics (IPGG) SB RAS, Novosibirsk, Russia Regional Stratigraphic Jurassic Chart of the Eastern Siberia

Последние официально принятые схемы юры Восточной Сибири утверждались на стратиграфическом совещании в 1978 г. [2]. Со времени утверждения стратиграфических схем накоплено много новых сведений, меняющих представления о характере региональных и местных стратиграфических подразделений. Аммонитовая шкала стала существенно более дробной, изменилась трактовка возраста некоторых зон и зонального содержания отдельных подъярусов бореальной юры. Еще более существенно преобразованы юрские шкалы по белемнитам, двустворчатым моллюскам, фораминиферам, остракодам, спорово-пыльцевым комплексам. Через региональную аммонитовую шкалу проводится корреляция с международным стандартом всех автономных шкал, основанных для юры на белемнитах, двустворках, фораминиферах, остракодах, спорово-пыльцевых комплексах и диноцистах [1, 3]. На этой основе пересмотрены объем и положение границ горизонтов.

Базой для обособления региональных горизонтов послужило стратиграфическое расчленение юры в Лено-Енисейской фациальной области (Усть-Енисейский район). Глинистые горизонты в морских областях имеют относительно резкую в литологическом отношении нижнюю границу, местами, возможно, с диастемами, и постепенную верхнюю, чаще, видимо, полихронную. Песчаные горизонты – это образования этапов крупных и продолжительных регрессий. В областях морского осадконакопления они представлены циклично построенными мелководно-морскими образованиями с остатками морской фауны. В переходных фациальных областях количество углей и мегакластов в них резко возрастает и достигает максимума в континентальных. К настоящему времени юра Сибири полностью расчленена на местные стратиграфические подразделения – серии, свиты, подсвиты, пачки (рис. 1, 2), которые до 70-х годов выделялись практически только в континентальных отложениях, тогда как морские осадочные толщи с фауной ранее делились (часто условно) на стратоны общей шкалы. Составлены новые схемы фациального районирования Восточной Сибири, на которых вся территория разбита на фациальные области трех типов: морская, переходная и континентальная с присущими для каждой из них особенностями седиментогенеза и местными схемами литостратиграфии (рис. 1–4).

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проекты № 06-05-64224, 06-05-64291, 06-05-64439).

#### Литература

1. Захаров В.А., Богомолов Ю.И., Ильина В.И. и др. (1997) Бореальный зональный стандарт и биостратиграфия мезозоя Сибири // Геология и геофизика. 1997. Т.38. №5. С.927-956.

2. Решения 3-го Межведомственного регионального стратиграфического совещания по мезозою и кайнозою Средней Сибири. Новосибирск, 1981. 91 с.

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



Юрская система России: проблемы стратиграфии и палеогеографии

Рис. 1. Макет региональной стратиграфической схемы нижней и средней юры Восточной Сибири.





Юрская система России: проблемы стратиграфии и палеогеографии

Рис. 3. Схема фациального районирования нижней и средней (без келловея) юры Восточной Сибири [3, с уточнениями].



Рис. 4. Схема фациального районирования келловея и верхней юры Сибири [3, с уточнениями].

#### Щербаков Э.С.

Коми государственный педагогический институт (КГПИ), Сыктывкар, Россия, e-mail: kspi@parma.ru

## ХАРАКТЕРИСТИКА СЕДИМЕНТАЦИОННЫХ ПРОЦЕССОВ В РАННЕЙ-СРЕДНЕЙ ЮРЕ ТИМАНО-ПЕЧОРСКОГО СЕДИМЕНТАЦИОННОГО БАС-СЕЙНА (ПО ТЕРРИГЕННЫМ МИНЕРАЛАМ)

Sherbakov E.S.

Komi State Pedagogical Institute, Sytyvkar, Russia, e-mail: kspi@parma.ru Sedimentary processes characteristics in early-middle jurassic of Timano-Pechorsky sedimentation basin (according to terrigenous minerals)

История юрского осадконакопления в пределах ТПСБ рассмотрена в монографиях В.А. Дедеева с соавторами [1], Тимано-Печорский.... [4] и ряде других работ. Э.С. Щербаков и С.В. Лыюров [5,6] проанализировали распределение 20 терригенных минералов в отложениях келловейского яруса, выделили основные и второстепенные минеральные ассоциации и пришли к выводу, что влияние Тимана и Урала на осадконакопление в ТПСБ в келловее было примерно одинаковым. В настоящей работе рассматривается более широкий стратиграфический диапазон на основании литолого-стратиграфических разрезов скважин, гранулометрических и минералогических анализов пород, обобщенных и интерпретированных Э.С. Щербаковым по работам геологов УТЭ (Калантар и др.) и организаций проводивших бурение скважин, привлечены и данные минералогических анализов, собранные С.В. Лыюровым, часть которых опубликована в наших совместных работах [5, 6, 7].

Раннеюрская седиментация началась в тоарском веке и характеризовалась преобладанием в осадках ильменитовой ассоциации (Ilm от 39 до 50%), в которой в меньших количествах накапливались гранаты, хромшпинелиды, эпидот.

В средней юре, после перерыва в ааленском веке, на большей части территории ТПСБ была распространена ильменит-эпидотовая ассоциация, но от юръяхинской площади к середине погребенного Колвинского вала протягивалось овальное пятно, занятое гранат-ильменитовой ассоциацией (рис.1). Мелкие пятна ильменитовой ассоциации отмечены в других районах. В то же время сформировался транзитный перенос материала с лейкоксен-ильменитовой ассоциацией от Среднего Тимана и с ильменит-гранатовой ассоциацией с Северного Тимана с северному окончанию Шапкина-Юръяхинского вала.

В келловейском веке произошли некоторые заметные изменения в распределении минералов по площади бассейна. В начале века вдоль Тимана узкой полосой протягивались пески с ильменитовой ассоциацией, восточнее ее на территории Ижма-Печорской синеклизы, была распространена эпидотильменитовая ассоциация.

Еще восточнее в разрезах скважин эпидот-ильменитовая ассоциация чередовалась с ильменитэпидотовой, но нередко эпидот в осадках отсутствовал. Для изучения причин такого распределения использован градационный ряд минералов по профилю пляж-шельф, у острова Сапело, на восточном побережье США [2]. Распределение минералов характеризуется тем, что при удалении от тыловой зоны пляжа к шельфовым илам постепенно уменьшается содержание эпидота при возрастании содержаний граната и циркона. В нашем случае роль циркона выполняет ильменит, а для сравнения процессов, протекавших в бассейне седиментации, использовано отношение эпидота к ильмениту. Этот индекс (E), отражающий смену процессов осадконакопления в разных седиментационных обстановках, меняется от 30 (29.6) до 0. На гряде Чернышова и юге Колвинского мегавала содержания эпидота максимальное, а изолинии E, т.е. эпидотовой и ильменит-эпидотовой ассоциаций, образуют тела похожие на конусы выноса, в которых E колеблется от 6 до 30. Западнее, в Хорейверской впадине, средней части Колвинского вала и вдоль восточного края Шапкино-Юръяхинского вала E колеблется от 0.96 до 0. Здесь в глинистых алевролитах и глинах, сопоставляемых с илами зоны переходной от пляжа к шельфу сформировалась ильменитовая ассоциация. Среди глин и глинистых алевролитов встречаются слои алевро-



Юрская система России: проблемы стратиграфии и палеогеографии

Рис.1. Распределение минеральных ассоциаций на территории ТПСБ в начале келловейского века.

литов песчаных с E от 1 до 33, что может быть объяснено отложением их материала из штормовых потоков, возникавших при очень сильных штормах.

Переход к пляжам можно видеть в скв. 126 Чичирёль, где E=0.96, за ним к западу, в скв. 125 Грубешор установлены песчаные алевролиты с E=1.1-1.43, содержащие примесь крупного песка и даже гравия. Такие алевролиты образуют тела непостоянной мощности разделенные глинистыми слоями с эпидотовым индексом меньше 1. Они прослежены до северного окончания Шапкино-Юръяхинского вала и, затем на запад, до Нарьянмарской площади. С продвижением на запад эти тела занимают все более высокое стратиграфическое положение. Это особенно хорошо заметно при продвижении от южного окончания Шапкино-Юръяхинского вала через Малоземельско-Колгуевскую моноклиналь к Седуяхинскому валу. Так в скважине 108 Выдшор алевролиты и песчаные алевролиты залегают вверху разреза, а подстилающие их глины обладают однообразным гранулометрическим составом, свидетельствующем о постоянстве спокойных условий их накопления.

Западнее в скв. 50 Просундуй появляются новые слои песчанистых алевролитов и песков с Е = 1.5-4, указывающие на поступление обломочного материала с Северного Тимана (рис.2).

В келловейское время седиментационные процессы сформировали отложения, переходные между илами шельфа, сменяющиеся на образования отмелей или барьерных островов, за которыми располагался бассейн лагунного типа с очень спокойной седиментацией. Можно констатировать, что каждому процессу осадконакопления соответствуют определенные значения эпидот/ильменитового отношения. В алеврито-глинистых илах переходной зоны это значение не превышает единицы, E=1-2 свойственно отложениям пляжей, а в бассейне со спокойной седиментацией Е возрастает до 3-х и более. В телах, образованных в условиях повышенных скоростей осадконакопления (конусы выноса) Е колеблется от 6 до 30.

Изучение распространения терригенных минералов в ранне-среднеюрское время на территории ТПСБ позволяет восстановить следующую историю осадконакопления. В ранней юре, тоарском веке заполнялась впадина на северо-востоке территории, которая в средней юре, байосский и батский века, преобразовалась в морской бассейн, постепенно заполнивший всю площадь ТПСБ. В келловейском веке в этом бассейне, на месте Шапкино-Юръяхинского вала, образовалась цепь барьерных островов с



Юрская система России: проблемы стратиграфии и палеогеографии

Рис. 2. Распределение минеральных ассоциаций на территории ТПСБ во конце келловейского века. 1. ильменитовая (преобладание ильменита над всеми минералами), 2. гранат-ильменитовая, 3. гранат-лейкоксен-ильменитовая, 4. ильменит-эпидотовая с E=1-2, 5. ильменит-эпидотовая с E=2-3. 6. эпидотовая с E>3.

переходной зоной к востоку и северу от нее с бассейном лагунного типа на западе.

В средней юре источниками сноса обломочного материала служили Тиманская и Уральская палеовозвышенности, но его распределение по площади ТПСБ контролировалось динамикой вод и рельефом дна.

Сравнение морфологии дна келловейского морского бассейна со строением предъюрской поверхности свидетельствуют о том, что основные формы рельефа дна юрского моря повторяют структуры, сформировавшиеся в доюрское время.

#### Литература

1. Дедеев В.А., Молин В.А., Розанов В.И. (1997) Юрская песчаная толща европейского севера России. Сыктывкар, 1997, 80с.

2. Рейнек Г.Э., Сингх И.Б. (1981) Обстановки терригенного осадконакопления. Москва: Наука, 1981, 439 с.

3. Структура платформенного чехла Европейского севера СССР (1982). Л.: "Наука", Ленинград, 1982, 200с.

4. Тимано-Печорский седиментационный бассейн (2002). (объяснительная записка к "Атласу геологических карт", - 2000. Ухта, 2002, 120с.

5. Щербаков Э.С., Лыюров С.В. Распределение обломочных акцессорных минералов в келловейских осадках Печорского седиментационного бассейна // "Юрская система России: проблемы стратиграфии и палеогеографии". М.: Геологический институт РАН, 21-22 ноября 2005г.

6. Щербаков Э.С., Глухов Ю.В., Лыюров С.В. Гидравлическая крупность обломочных зерен и ее влияние на накопление аллотигенных минералов в осадке // Теория, история, философия и практика минералогии. Материалы IV Международного семинара. Сыктывкар, Республика Коми, 17-20 мая 2006, Геопринт 2006, С. 206-208.

7. Щербаков Э.С., Глухов Ю.В., Лыюров С.В. Гидравлическая крупность оболочных зерен и ее роль в формировании алмазоносной россыпи Ичет-Ю и месторождения Чернокурка // Вестник Института гео-



# <u>Э.С. Щербаков<sup>1</sup></u>, Ю.В. Глухов<sup>2</sup>

<sup>Т</sup>Коми государственный педагогический институт (КГПИ), географо-биологический факультет, Сыктывкар, Россия, e-mail: kspi@parma.ru

### <sup>2</sup>Институт геологии КНЦ УрО РАН, Сыктывкар, Россия, e-mail: glukhov@geo.komisc.ru ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИЕ ОБСТАНОВКИ В СРЕДНЕЙ ЮРЕ НА ТЕРРИТО-РИИ СЫСОЛЬСКОЙ ВПАДИНЫ (ПО ТЕРРИГЕННЫМ МИНЕРАЛАМ)

## E.S. Shcherbakov<sup>1</sup>, U.V. Glukhov<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Komi State Pedagogical Institute, Syktyvkar, Russia <sup>2</sup>Institute of Geology of Komi Science Center of Ural Branch of RAS, Syktyvkar, Russia **Paleogeographical Conditions in the Middle Jurassic on the Territory of Sysola Syneclise (according to terrigenious minerals)** 

Вопросами терригенной минералогии и палеогеографии средней юры европейского севера России занимались многие геологи, взгляды которых обобщенны В.А. Дедеевым с соавторами [1].

В настоящей работе показаны возможности использования динамической диаграммы [2], для определения условий осадконакопления по распределению обломочных минералов.

Терригенная толща юры Сысольской впадины (сысольская свита, J<sub>2</sub>ss) привлекает внимание геологов как литолого-информативный интервал, подстилающий сланценосные отложения, а также и как потенциальный коллектор золота и алмазов.

Базальные золотоносные галечно-гравийные слои, вскрытые шурфами в разрезе Бездубово (рис. I), характеризуются плохой сортировкой обломков, их различной окатанностью и разнообразным составом (кварц, кварциты и кремни, материал древних пород, вместе с которым встречаются окремненные известняки карбона и песчаники триаса). Заполнитель – песчано-алеврито-глинистая масса, составляющая 50-60 % породы, в которой глина распространена весьма неравномерно или образует отдельные обломки 5Ч10-15 см. Слои гравия достигают мощности 50 см и выклиниваются на расстоянии 10-15 м. Их разделяют и перекрывают линзы и слои разнозернистых кварцевых песков мощностью от 3 до 40 см, в которых косая слоистость, падает в разных румбах. Во всех типах пород средний размер обломков увеличивается от подошвы к кровле с максимумом размеров в средней части слоя, что характерно для отложений конусов выноса временных потоков. Мощность толщи около 10 м.

Стратиграфически выше, с перерывом в наблюдениях, в разрезе Грива, залегают кварцевые пески с однонаправленной косой слоистостью, падающей по азимутам от 90° до 220°. Встречаются слои с диагональной слоистостью, характерной для песчаных дюн, падающей на ЮЗ-СЗ 230-З30°. В верхних слоях песков встречаются эрозионные врезы, с галькой кремня, кварца и обломками синих глин. Видимая мощность песков – 11 м.

Выше, на разных горизонтах песков с «крупной» слоистостью залегает пачка тонкого переслаивания песков мелкозернистых с мелкой пологой косой или волнистой слоистостью и алевролитов тонко горизонтально слоистых с редкими прослоями глин. Видимая мощность пачки – 11 м.

В разрезе Ельбаза обнажаются светлые разнозернистые пески с крупной косой слоистостью и перекрывающие их глины, переслаивающиеся с мелкозернистыми песками и алевролитами. Переслаивание мелкозернистых песков и алевролитов с прослоями глин слагает обрыв в центре с. Чухлэм. Из образцов глин всех разрезов, кроме Бездубово, Л.А. Селъковой определены микрофоссилии конца байосского – начала батского веков.

На р. Сысола (с. Вотча, с. Иб) обнажаются темные и синие глины с прослоями песков от 1 до 30 см, в которых иногда встречаются многочисленные обрывки растений. Над глинами залегают пески с разнонаправленной клиновидной косой слоистостью. В глинах Л.А. Сельковой определены два раннекелловейских палинокомплекса, включающих морской фитопланктон при отсутствии пресноводного.

Акцессорные минералы изучались в пробах из косослоистых песков объемом 10-20 л. Определено до 30 наименований минералов, обрующих две минеральные ассоциации: 1) лейкоксен-цирконставролит-ильменит-кианитовую в базальных слоях и 2) лейкоксен-ставролит-ильменит-гранат-кианитэпидотовую в вышележащих песках. Устойчивые минералы – лейкоксен, ставролит, кианит, ильменит и циркон, значительно отличающиеся по «гидравлической» крупности, использованы для определения динамики среды осаждения с помощью динамической диаграммы (рис. 2). Практически все пробы расположились в пределах поля «направленных водных потоков на суше». При этом золотоносные галечники, гравий и пески Бездубово заняли верхнюю часть поля, а мелкозернистые пески остальных разрезов оказались приуроченными к полю «слабых временных потоков». Изучавшиеся попутно пески пойм и надпойменных террас рек Сысолы и Лузы расположились также в поле «слабых временных потоков». Только пески разреза с. Иб, имеющие морское происхождение, попали в поле «волнений морского мелководья».

Источником обломочного материала служили горные породы Балтийского пенеплена и Прибалтийской денудационной равнины. Сысольская впадина в байосском веке представляла собой пролювиальную равнину, в долинах которой временные потоки многократно переоткладывали влекомый ими материал. В батском веке равнина преобразовалась в озерно-пролювиальную, а в келловейском веке по долинным понижениям в СЗ направлении началась трансгрессия морского бассейна, достигшая максимума к концу этого времени. Климат был теплым с ярко выраженным сезонным распределением осадков.

#### Литература

1. Дедеев В.А., Молин В.А., Розанов В.И. (1997) Юрская песчаная толща европейского севера России. Сыктывкар.1997, 73 с.

2. Щербаков Э.С., Глухов Ю.В., Лыюров С.В. (2006) Гидравлическая крупность обломочных зерен и ее влияние на накопление аллотигенных минералов в осадке // Теория, история, философия и практика минералогии. Сыктывкар: Геопринт, 2006. С. 206-208.



Рис. 1. Схема доюрского рельефа Сысольской впадины

1. изогипсы подошвы сысольской впадины ("Структура платформенного чехла..." 1982);

2. изопахиты сысольской свиты: а – 90 м, б – 80 м;

3. скважины, вскрывшие свиту на полную мощность;

4. разрезы: 1 – Бездубово, 2 – Грива, 3 – Вотча (Ягдор – 1), 4 – Вотча (Ягдор – 2), 5 - Иб (Каргорт), 6 – Чухлэм, 7 – Ельбаза, 8 – Вухтым.

264



Рис. 2. Динамическая диаграмма псефитовых и псаммитовых отложений сысольской свиты и четвертичных осадков

Le + St + Ky – суммарное содержание лейкоксена, ставролита и кианита;

Zr + Ilm – суммарное содержание циркона и ильменита.

I - поле осадков, отлагавшихся под действием направленных потоков: Ia – осадки русловые и временных потоков, Iб – осадки слабых временных потоков; II – поле осадков, образовавшихся в относительно спокойных гидродинамических условиях: IIa – лагунные осадки, IIб – осадки морских течений и относительно глубоководных отложений, III - поле осадков интенсивных движений морской воды: IIIa – осадки волнений морского мелководья, IIIб – баровые и дельтовые осадки.



### П.А. Ян, А.Л. Бейзель, Л.Г. Вакуленко, О.В. Бурлева

Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А.Трофимука (ИНГГ) СО РАН, Новосибирск, Россия, e-mail: YanPA@ipgg.nsc.ru

## ЛИТОЛОГИЧЕСКИЕ ПРИЗНАКИ ТЕКТОНО-КЛИМАТИЧЕСКИХ СОБЫТИЙ В БАТ-ПОЗДНЕЮРСКОЙ ИСТОРИИ ЗАПАДНО-СИБИРСКОГО СЕДИМЕН-ТАЦИОННОГО БАССЕЙНА

#### P.A. Yan, A.L. Beisel, L.G. Vakulenko, O.V. Burleva

Trofimuk Institute of Petroleum Geology and Geophysics (IPGG) SB RAS, Novosibirsk, Russia Lithological Characters of the Geotectonic-Climatic Events in Bathonian–Late Jurassic History of the Western Siberia Sedimentary Basin

В позднебат-позднеюрской истории развития Западно-Сибирского осадочного бассейна было два ярких события, отразившихся на всем бассейне или на большей его части, которые обычно связывают с келловейской и кимериджской трансгрессиями. На этих этапах в бассейне наблюдается резкое увеличение площадей морского седиментогенеза, фиксируются перемены в климате, значительно изменяются условия обитания фауны и флоры. В верхнебат-кимериджских отложениях Западной Сибири выделяют васюганский и георгиевский региональные стратиграфические горизонты. Васюганский горизонт представлен континентальной тяжинской, континентальными и переходными от морских к континентальным наунакской и татарской, преимущественно морскими васюганской, точинской свитами, нижнесиговской и нижнеабалакской подсвитами [5]. Георгиевский горизонт сложен только морскими марьяновской, георгиевской свитами, верхнесиговской и верхнеабалакской подсвитами. Характерной чертой обоих горизонтов является наличие в основании морских свит, в меньшей степени в основании свит переходного генезиса, базальных отложений весьма специфического состава: пахомовской (пласт  $\mathrm{M_2}^0$ ) и барабинской (пласт  $\mathrm{M_1}^0$ ) пачек, имеющих широчайшее площадное распространение при очень небольшой толщине (обычно 1–2 м, редко до 10 м).

Пахомовская пачка обычно представлена слабо сортированными глинистыми песчаниками и алевролитами буровато- и зеленовато-серого цвета, часто интенсивно биотурбированными, кальцитизированными, сидеритизированными, пиритизированными, с глауконитом, карбонатными оолитами, рострами белемнитов, раковинами морских двустворок и многочисленными фораминиферами. Нижняя граница пачки изохронная, соответствует верхам верхнего бата, верхняя скользит до верхов среднегонизов верхнего келловея [5]. На подстилающих трансгрессивных отложениях верхней части малышевского горизонта она часто залегает с видимыми следами размыва, но без нарушения стратиграфической последовательности, что доказано палинологическими и фаунистическими определениями. Выше пахомовской пачки залегает конденсированная глинистая пачка нижневасюганской и нижнеабалакской подсвит. Пахомовская пачка почти повсеместно распространена в центральных районах Западной Сибири. В краевых частях бассейна, в районах распространения татарской и наунакской свит она обычно отсутствует. В северном и северо-западном направлениях пачка выделяется по палеонтологическими и геофизическим признакам, но имеет уже не столь ярко выраженный литологический облик.

Барабинская пачка представлена песчаниками и алевролитами зеленовато-серыми, плохо сортированными, глинистыми, глауконитовыми, часто биотурбированными, иногда пиритизированными, карбонатизированными, с фосфатом. Характерно большое количество белемнитов, реже двустворок и аммонитов. Нижняя граница пачки изохронная, соответствует середине верхнего оксфорда, верхняя скользит вплоть до верхов нижнего кимериджа. На подстилающих отложениях часто залегает с видимыми в керне следами размыва, при этом стратиграфическое несогласие, по разным данным, может достигать в объеме двух и более подъярусов. Зона распространения барабинской пачки значительно шире, чем пахомовской. Она уверенно выделяется в Казым-Кондинском, Фроловско-Тамбейском, Пурпейско-Васюганском, Омском, Сильгинском, Ажарминском и Тазо-Хетском структурно-фациальных районах. Перекрывается барабинская пачка глинистыми отложениями георгиевской, марьяновской свит, верхнеабалакской подсвиты. Лишь в Тазо-Хетском районе пачка разделяет алеврито-песчаную сиговскую свиту на две подсвиты.



В настоящей работе формирование бат-верхнеюрских отложений Западной Сибири рассматривается с позиций тектоно-климатической модели [2]. Позднемалышевское время характеризуется выровненным рельефом в области сноса, дефицитным балансом материала в береговой зоне, и, как следствие, развитием постепенной (миграционной) трансгрессии, которая отчетливо фиксируется детальными седиментационными исследованиями горизонта Ю<sub>2</sub> в Широтном Приобье (рис.). Тем не менее, область распространения морских фаций далеко не достигала тех пределов, с которых началось затем накопление морских осадков нижневасюганской подсвиты. На рубеже малышевского и васюганского времени произошли крупные региональные и межрегиональные перестройки структурного плана территории. обусловленные быстрыми поднятиями в области сноса на юге Сибирской платформы и опусканиями в Западно-Сибирском осадочном бассейне, которые привели к резкой «скачкообразной» трансгрессии, практически мгновенной в масштабе геологического времени. «Омоложение» рельефа и возникновение новых барьеров на континенте привело к увеличению количества атмосферных осадков и водности рек. Совместное действие тектонического и климатического факторов спровоцировало импульс водного и твердого стока, названного А.Л. Бейзелем [2] тектоно-климатической фазой (ТКФ). Импульс имеет асимметричный характер: в начале сток резко возрастает, затем постепенно сокращается в течение всего цикла. Механизм образования импульсов стока в общем виде рассмотрен в работе [1]. При впадении рек в морской бассейн происходило торможение флювиальных потоков, твердые частицы в массовом количестве осаждались в устьевых зонах речных систем. При этом тонкий глинистый материал очень быстро усваивался бассейном и перераспределялся по всему шельфу. Песчано-алевритовый осадок тормозился и накапливался вдоль береговой линии, формируя под воздействием приливно-отливных и волновых процессов пляжи, баровые постройки и другие прибрежно-морские геоморфологические единицы. В результате резкого увеличения привноса в морской бассейн осветленной пресной речной воды формировался пикноклин. В современной океанологии под эти термином понимается скачок плотности воды, обусловленный изменениями температуры и/или солености морских вод [3]. В интервале глубин, отвечающих скачку плотности воды резко возрастает биопродуктивность, поскольку оседающие сверху частицы планктона «плавают» на поверхности пикноклина. Планктон привлекает остальных обитателей моря. В тех участках, где пикноклин выходит на морское дно, во-первых, происходит расцвет бентосных организмов, а во-вторых, формируются своеобразные аутигенные компоненты донных осадков (глауконит, фосфоритовые конкреции и т.д.). Наконец, на поверхности раздела слоев воды с разной плотностью образуются внутренние волны, что в местах выхода пикноклина на дно приводит к размыву донных осадков вплоть до полной их эрозии. Это выражается в соответствующих седиментологических признаках. Иными словами, формируется полный комплекс свойств осадков и биоценозов, характерный для ультрамелководных фаций, но на существенных глубинах. Полный набор таких признаков характерен для пахомовской и барабинской пачек.

Подводя итог, можно сформулировать следующие характерные литологические признаки «пикноклиновых» пачек, сформированных в самом начале тектоно-климатических фаз. Состав: «мусорные» плохосортированные глинисто-песчано-алевритовые породы. Часто в породообразующих концентрациях присутствует кальцит, сидерит, пирит. Текстура: характерна мелко- и крупнокомковатая текстура, образованная интенсивной биотурбацией осадка. Среди идентифицируемых ихнофоссилий наиболее распространены *Skolithos*. Реликты первичной слоистости и слойчатости, наличие внутренних эрозионных поверхностей указывает на переменчиво-активный гидродинамический режим осадконакопления. Органические остатки: многочисленные ростры белемнитов, в меньшей степени распространены реофильные двустворки, нередко наблюдаемые в прижизненных захоронениях. Иногда в небольших количествах встречаются мелкие и крупные остатки растительности. Минеральные включения: характерны различные минералы железа: карбонаты, сульфиды, алюмосиликаты, которые образуют мелкие и крупные конкреции, примазки. Встречены строматолиты, оолиты, онколиты, бактериальные формы фосфоритов и глауконита [4].

Работа выполнена при поддержке Фонда содействия отечественной науке.

#### Литература

1. Бейзель А.Л. (2006) Изменения интенсивности сноса осадков – основной фактор образования осадочных комплексов (на материале юры Западной Сибири) // Геология, геофизика и разработка нефтяных и газовых месторождений. 2006. №5-6. С.34-44.

2. Бейзель А.Л. (2007) Двойственная тектоно-климатическая природа импульсов сноса как основа этапности формирования экосистем // В настоящем сборнике.

3. Емельянов Е.М. (1998) Барьерные зоны в океане. Калининград: Янтарный сказ, 1998. 416 с.

4. Занин Ю.Н., Эдер В.Г., Замирайлова А.Г. (2004) Бактериальные формы в глауконитах из верхнеюрских отложений Западно-Сибирской плиты // Геология и геофизика. 2004. Т.45. №6. С.774-777.

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



#### О.П. Гончаренко, С.В. Астаркин, А.Г. Маникин

Middle Volga area (eastern part of the Russian Plate)

Саратовский госуниверситет (СГУ), геологический факультет, Саратов, Россия, e-mail: mag1983@list.ru

## ТЕРРИГЕННО-МИНЕРАЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ВОЛЖСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ (ВЕРХНЯЯ ЮРА) СРЕДНЕГО ПОВОЛЖЬЯ (ВОСТОЧНАЯ ЧАСТЬ РУССКОЙ ПЛИТЫ)

**O.P.Goncharenko, S.V.Astarkin, A.G. Manikin** Saratov State University, geological faculty, Saratov, Russia **Terrigenois-mineralogical characteristics of the Volgin deposits (Upper Jurassic) of the** 

Известно, что поздняя юра - ранний мел во многих областях характеризовались низким уровнем моря, в результате чего образовались полуограниченные эпиконтинентальные моря. Современные представления о характере динамики морских вод и формировании осадков в морях в течение поздней юры и раннего мела неоднозначны и требуют дальнейшего изучения. В связи с этим волжский бассейн Среднего Поволжья представляет собой интересный объект для исследований. С целью реконструкции палеогеографических условий седиментации и выявления регионально-зональной локализации терригенно-минералогических ассоциаций в волжском бассейне нами использовался метод изучения минералов в тяжелой фракции пород и иммерсионный анализ минералов. Проведен анализ ассоциаций минеральных компонентов тяжелой фракции по вертикали изученных разрезов и по акватории волжского бассейна Среднего Поволжья, выявлены количественные соотношения терригенно-минералогических компонентов и количественные соотношения петрографических типов пород питающих провинций. Материалом данного сообщения послужили результаты изучения разрезов волжских отложений Саратовской (п. Дубки), Самарской (п. Кашпир) и Ульяновской (п. Городище) областей.

Изучение минералов тяжелой фракции позволило установить, что волжские породы в целом характеризуются присутствием как комплекса устойчивых минералов – циркона, рутила и дистена, наряду с турмалином, ставролитом, ильменитом, лейкоксеном, так и неустойчивых - пироксенов, амфиболов, эпидотов. Качественный состав акцессорных минералов в волжских отложениях практически не менялся, за исключением анатаза, установленного только в верхневолжских породах. Однако стоит обратить внимание на некоторые отличия в распределение минералов в разновозрастных волжских отложениях. И, прежде всего на различное содержание в составе тяжелой фракции устойчивых и неустойчивых минералов (К <sub>н/у</sub>), соотношение которых определяется, как известно, в основном, динамикой водной среды (табл. 1).

Нижневолжские отложения Ульяновской и Самарской областей характеризуются в основном преобладанием неустойчивых (65-80 %) относительно устойчивых минералов (25-45 %). Более сложная картина в распределение минералов по разрезам отмечается в средне- и верхневолжских отложениях. Нижняя часть отложений средней волги (зона Panderi) практически не отличается от нижневолжских отложений – К <sub>н/у</sub> остается прежним 2,3. В средней части зоны Panderi, (табл. 1) устанавливается резкое изменение в сторону увеличения роли устойчивых минералов (К <sub>н/у</sub> = 0,06). Для зоны Virgatites virgatus значения К <sub>н/у</sub> различаются для южной и северной частей палеобассейна. Средневолжские отложения Саратовской и Самарской областей характеризуются в основном преобладанием в тяжелой фракции комплекса устойчивых минералов (до 80%), а в отложениях Ульяновской области содержание устойчивых минералов составляет 50 – 60 %. Если средневолжские отложения в целом характеризуются увеличением количества суммы прозрачных минералов: рутила, циркона, дистена, турмалина, то для верхневолжских отложений отмечается увеличение роли ильменита и ставролита и появляется анатаз.

Таблица. 1.

Коэффициенты устойчивости минералов (Кн/у)							
Ярус	Подъярус	Зона Саратовская Самарская область область		Ульяновская область			
Валанжинский	нижний			0,18/5			
Волжский	верхний			0,18/7	0,16/6		
	средний	Virgatus	0,12/13	0,1/8	0,12/12		
		Dondori		0,06/5	0,05/21		
		randen			1,4/8		
	нижний			2,3/15	2,3/20		

Примечание: 0,12/13, где 0,12-среднее значение Кн/у;13-количество анализов

Анализ распределения значений коэффициентов источников сноса по разрезу отражает разнообразие минерального состава материала, поступающего в палеобассейн, что свидетельствует о различных источниках сноса и об изменении интенсивности процесса осадконакопления (табл. 2). Петрофондовые коэффициенты указывают на участие в образовании осадков пород метаморфического, магматического и осадочного комплексов. Учитывая морфологические особенности минералов тяжелой и легкой фракций (различная степень окатанности и признаки хорошей сохранности кристаллографических форм или отдельных граней минералов) и анализ полученного фактического материала позволяет предполагать об участие в формирование средневолжских осадков Уральского материала (табл. 2) в результате перемыва зоны конденсации Жигулевского свода, сложенного продуктами разрушения уральских триасовых отложений, а в образование верхневолжских – Воронежского материала.

Таблица 2. Петрофондовые коэффициенты. Условные обозначения: Zr – циркон; Rut – рутил; Tur – турмалин; Dis – дистен; Gr – гранат; St – ставролит

			Саратовская область			Самарская облсть					Ульяновская область						
Apyc	Подъярус	Зона	Zr/Rut	Zr/Tur	Tur/Rut	Zr/(Dis+St)	Zr/Gr	Zr/Rut	Zr/Tur	Tur/Rut	Zr/(Dis+St)	Zr/Gr	Zr/Rut	Zr/Tur	Tur/Rut	Zr/(Dis+St)	Zr/Gr
$egin{array}{c} K_1 \\ v \end{array}$								0,7	1,8	0,4	1,8	1,5					
	$V_3$							0,7	2,6	0,3	3,5	2,2	0,7	2,6	0,3	3,7	2,5
		Virgatus	0,7	2,8	0,3	0,6	0,1	0,5	2,4	0,3	0,4	3,0	0,8	2,2	0,4	1,7	3,1
Lv	$I_{2}$ V <sub>2</sub>	Panderi						0,6	2,5	0,3	0,5	4,1	0,6	2,7	0,3	0,6	4,0
334		1 underr											1,5	1,23	1,2	1,19	1,2
	$V_1$							1,1	1,3	0,9	3,2	-	1,2	1,2	1	0,9	

Таким образом, формирование отложений волжского яруса связано с регрессивной стадией развития палеобассейна, которая периодически осложнялась эвстатическими колебаниями уровня моря. Основными источниками сноса могли быть породы магматического, метаморфического и осадочного комплексов. Формирование нижне- и средневолжских осадков происходило при участие Воронежского и Уральского материала, а при образование верхневолжских – увеличивается роль Воронежского материала.



## О.С. Дзюба<sup>1</sup>, В.А. Захаров<sup>2</sup>, М. Костак<sup>3</sup>

<sup>1</sup>Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А..Трофимука (ИНГГ) СО РАН, Новосибирск, Россия, e-mail: DzyubaOS@ipgg..nsc..ru

<sup>2</sup>Геологический институт (ГИН) РАН, Москва, Россия, e-mail: zakharov@ginras..ru

<sup>3</sup>Институт геологии и палеонтологии, Карлов университет, Прага, Чешская Республика, e-mail: kostys@centrum.cz

## БЕЛЕМНИТЫ ПОГРАНИЧНЫХ ЮРСКО-МЕЛОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ П-ОВА НОРДВИК (СЕВЕРНАЯ СИБИРЬ)

## O.S. Dzyuba<sup>1</sup>, V.A. Zakharov<sup>2</sup>, M. Košťák<sup>3</sup>

<sup>1</sup>Trofimuk Institute of Petroleum Geology and Geophysics (IPGG) SB RAS, Novosibirsk, Russia <sup>2</sup>Geological Institute (GIN) of RAS, Moscow, Russia <sup>3</sup>Institute of Geology and Palaeontology, Charles University Prague, Czech Republic **Belemnites of the Jurassic/Cretaceous boundary interval from Nordvik Peninsula** (Northern Siberia)

На п-ове Нордвик расположен самый полный разрез пограничных юрско-меловых бореальных отложений, в котором установлена непрерывная последовательность бореальных зон по аммонитам и бухиям [2]. Зональная шкала верхней юры и бореального берриаса по белемнитам также разработана на разрезах Северной Сибири [1]. Белемниты на п-ове Нордвик изучались в разные годы В.Н.Саксом, Т.И.Нальняевой, О.В.Шенфилем, О.С.Дзюба. В 2003 г. полевым отрядом из Геологического института РАН (Москва) и Карлова Университета (Прага) была собрана новая коллекция моллюсков на мысе Урдюк-Хая (п-ов Нордвик).

Благодаря находкам аммонитов уточнен возраст основания разреза, где впервые обнаружен средний оксфорд [5] и среднеоксфордский комплекс белемнитов Нордвика и Сибири в целом (рис.). Сибирские таксоны оказались довольно близкими среднеоксфордским белемнитам Русской плиты. Уточнилось стратиграфическое распространение таких верхнеюрских видов, как *Cylindroteuthis* (*Cylindroteuthis*) cuspidata Sachs et Naln.., *C. (Arctoteuthis) septentrionalis* Bodyl., *Simobelus (Simobelus) mamillaris* (Eichw..), важных для циркумарктической корреляции разрезов. Вид *S. (Liobelus) prolateralis* (Gust.) обнаружен на том же стратиграфическом уровне, что и в европейских разрезах (см. рис.). В волжских слоях установлен *Lagonibelus (Lagonibelus) parvulus* (Gust..), до сих пор известный только в разрезах Русской плиты, где он распространен в приграничном интервале нижне- и средневолжского подъярусов. Вблизи кимеридж-волжской границы найден *Cylindroteuthis (Arctoteuthis*) sp. nov., очень близкий *Belemnites porrectus*, определенный А.П.Павловым (1892, р. 223, pl.4(1), fig.3, 4) [4] из слоев «F» Спитона (Англия) по профилю Г.Лэмлю.

Исходя из особенностей распространения белемнитов, можно заключить, что граница между кимериджским и волжским ярусами на п-ове Нордвик проходит в интервале 4,0–4,5 м ниже уровня 2D. Выше распространен типично волжский комплекс белемнитов. Возможно, границе соответствует горизонт с редкими фосфатно-известковистыми удлиненными конкрециями с окаменелой древесиной, который фиксируется в 4,2 м ниже уровня 2D. Резкая смена комплексов белемнитов вблизи кимериджволжской границы свидетельствует о выпадении значительной части разреза. Судя по сокращенной мощности волжских отложений, подстилающих зону Variabilis, здесь, по всей видимости, выпадает нижневолжский подъярус и нижняя часть средневолжского подъяруса. Седиментационные свидетельства перерыва не обнаружены.

Наиболее многочисленны и таксономически разнообразны белемниты в кимеридже и в зоне Variabilis средневолжского подъяруса. Увеличение их числа, очевидно, связано с трансгрессивными событиями и потеплением климата. В кимеридже это проявилось особенно широкомасштабно, поскольку резкий рост численности и разнообразия белемнитов отмечается и в Западно-Сибирском морском



272

бассейне. Самый бедный комплекс белемнитов на п-ове Нордвик установлен в пограничных слоях волжского яруса и бореального берриаса. Здесь распространены редкие представители длинноростровых родов *Cylindroteuthis* и *Lagonibelus*. Таксоны с более короткими рострами из родов *Pachyteuthis* и *Simobelus* отсутствуют. Последнее обстоятельство указывает на углубление и расширение бассейна. Каких-либо изменений в составе белемнитов, как и двустворок, фораминифер, диноцист на границе юры и мела в зонах Chetae/Sibiricus не наблюдается. Виды-индексы пограничных аммонитовых зон принадлежат одному роду аммонитов *Chetaites* и слабо различаются морфологически.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проекты № 06-05-64284, 06-05-64439) и программой РАН ОНЗ 14.

#### Литература

 Дзюба О.С. (2004) Белемниты (Cylindroteuthidae) и биостратиграфия средней и верхней юры Сибири. Новосибирск: Изд-во СО РАН, филиал "Гео", 2004. 203 с.
Захаров В.А., Нальняева Т.И., Шульгина Н.И. (1983) Новые данные по биостратиграфии верхнеюр-

2. Захаров В.А., Нальняева Т.И., Шульгина Н.И. (1983) Новые данные по биостратиграфии верхнеюрских и нижнемеловых отложений на п-ове Пакса, Анабарский залив // Палеобиогеография и биостратиграфия юры и мела Сибири. М.: Наука, 1983. С.56-99.

3. Хоша В., Прунер П., Захаров В.А. и др. Бореально-тетическая корреляция пограничного юрскомелового интервала по магнито- и биостратиграфическим данным // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2007. Т.15. №3. С..63-76.

4. Pavlow A.P., Lamplugh G.H. (1892) Argiles de Speeton et leurs equivalents // Bull. Soc. Natur. Moscou, 1892. 5. P.1-212.

5.. Rogov M.A., Wierzbowski A. (2007) The succession of ammonites of the genus *Amoeboceras* in the Upper Oxfordian–Kimmeridgian of the Nordvik section in northern Siberia // Volumina Jurassica. 2007 (in press).

## ОГЛАВЛЕНИЕ

В.А. Захаров. Предисловие.	3
<b>В.П.</b> Алексеев, Э.О. Амон. Бассейновая непалеонтологическая стратиграфия юры Северной Евразии: поиск и	4
значимость инвариантов	т
<b>А.С.</b> Алифиров, А.Е. Игольников. Новые находки волжских и берриасских аммонитов из яновстанской свиты	7
Севера Западной Сибири В.В. Аркадьев Граница юры и меда в Горном Крыму	10
В.А. Басов, Л.В. Василенко, Н.В. Куприянова, Б.Л. Никитенко, С.В. Меледина, Б.Н. Шурыгин.	10
Биостратиграфия юры и нижнего мела шельфа Баренцева моря	13
А.Л. Бейзель. Двойственная тектоно-климатическая природа импульсов сноса как основа этапности	17
формирования экосистем	17
<b>П.Ю. Белослудцев, В.Ф. Гришкевич.</b> Клиноформная модель верхней юры Широтного Приобья Западной	20
Сиоири и се поисково-разведочное значение <b>НЮ Блазии</b> . Предварители и је даци је по состару комплексор радионарий родукского аруса и берриаса	
пло: <i>пригип</i> . предварительные данные по составу комплексов раднолярии волжского яруса и осрриаса paspesa полуострова Норлвик (Арктическая Сибирь)	23
<i>E.B. Бугдаева, В.С. Маркевич</i> . Биота Жэхол: поздняя юра или ранний мел?	24
<i>Т.Ф. Букина, З.А. Яночкина</i> . Литофациальные комплексы как критерий внутрирегиональной корреляции	20
верхнеюрских сланценосных отложений Волжского бассейна	20
<b>Н.С.Бурдельная, Д.А.Бушнев, С.В.Лыюров</b> . Органическая геохимия горючих сланцев Синегорья как	28
показатель обстановки осадконакопления	20
<i>Л.Г. Вакуленко, И.С. Ельцов, П.А. Ян.</i> Седиментационная модель нижнеюрских отложений Ажарминского	31
структурно-фациального раиона (Западная Сиоирь) по материалам глубокого бурения	
U. С. <i>Ветошкина.</i> Лимический состав сидерита как показатель оостановки седиментации юрских отложений Нижневычеголской впалины, север Русской плиты	34
<i>Л.А. Вискова.</i> Среднеюрская радиация мшанок и некоторые особенности их развития на Русской платформе	36
<b>В.Я.Вукс.</b> Биозональная схема верхней юры Западного Кавказа: фораминифер и их фациальные особенности.	39
Л.А. Глинских. Биономическая дифференциация ассоциаций фораминифер на севере Западно-Сибирского	41
бассейна в ранней и средней юре	41
<b>В.С. Гриненко</b> . Алданский тип разреза юры: состояние, проблемы расчленения и корреляции (восток	43
Сибирской платформы)	
В.С. Гриненко, В.Г. Князев, В.П. Девятов, Б.Н. Шурыгин, С.В. Мелеоина, Б.Л. Никитенко, О.С. Дзюба.	46
ПЕ Голавов Новые данные по биостратиграфии отдожений верхнего бата и нижнего келдовед опорного.	
разреза Чуркинская Шелья (р. Пижма, бассейн Печоры)	49
<b>Я.М. Гутак.</b> Юрская система в юго-восточном Горном Алтае	59
<b>О.С. Дзюба.</b> Верхнеюрские белемниты из разреза Городище (Среднее Поволжье): новые данные.	62
А.В. Жабин, А.Е. Звонарев. Применение минерального и химического анализов при палеогеографических	65
реконструкциях (на примере отложений оксфордского яруса Воронежской антеклизы)	05
<b>В.А. Захаров</b> . Состояние ярусной и зональной шкалы юрской системы: глобальный и региональный аспекты.	68
В.А. Захаров, М.А. Рогов. Климатически обусловленная динамика ареалов моллюсков в пространстве и	75
времени в течение поздней юры (оксфорд-кимеридж) высоких широт Северного полушария. О Н Злобица, Обстановки осалконакопления верхнеюрских отпожений Енисей-Хатанского бассейна.	78
Злобина О.Н. Отложения верхней юры Енисей-Хатангского прогиба	81
<b>О.В.Золотова.</b> Палеогеография горизонта Ю2 верхневасюганской антиклизы и прилегающих депрессий	82
С.О. Зорина. Эвстатические и геодинамические особенности формирования средне- и верхнеюрских	07
отложений на востоке Русской плиты	0/
С.В. Иванцов. Тафономические особенности местонахождения среднеюрских позвоночных Никольское	90
В.Г. Изотов, Л.М. Ситдикова, Ю.В. Казанцев, П.А. Ян, Я.Г. Аухатов. Литогеодинамика верхнеюрских	92
отложении в зоне развития сводовых поднятии Среднего Приооья	02
<b>А А Касумзаде А Халафлы</b> Опорный патеомагнитный разрез средне верхнеюрских отложений Малого	95
Кавказа. Азербайлжан	97
<i>Г.Л. Кириллова</i> . Юрская система юго-востока азиатской части России: стратиграфия, палеогеография,	00
геодинамика	99
Д.Н.Киселев, М.А.Рогов. Последовательность аммонитов в пограничных горизонтах бата и келловея в	102
Среднем Поволжье	
и. Б. кислухин, Б.И. кислухин, Е.А. Брехунцова. Литофациальное районирование верхней юры севера Запалной Сибири	121
западной Сиойри. В.Г. Князев, Р.В. Кутыгин, С.В. Меледина. Зональная шкала верхнего бата и нижнего келловея Северной	
Сибири по аммонитам	124

<b>В.В. Крапивенцева</b> . Секвенсстратиграфия, литология и палеогеография юрских отложений Буреинского бассейна (Хабаровский край).	132
А.И. Кудаманов. К вопросу о строении "основной" залежи верхнеюрского продуктивного комплекса	135
месторождения Дружное.	127
<b>Л.К. Левчук. Б.Л. Никитенко. С.В. Меледина</b> . Летальная биостратиграфия келловея–верхней юры южной	157
части Казым-Кондинского фациального района (Западная Сибирь) по фораминиферам и аммонитам.	139
С.Ю. Малёнкина, А.А.Школин, А.А.Пекин. Новые данные о строении юрских отложений г. Москвы.	143
А.Г. Маникин, О.П. Гончаренко, С.В. Астаркин, А.В. Жабин. Условия формирования отложений волжского	147
яруса Среднего Поволжья (восточная часть Русской плиты)	
А.Г. Маникин, М.В. Пименов, О.П. Гончаренко, С.Ю. Маленкина, А.Ю. Гужиков, С.В. Астаркин. Препрарительные результаты терригенно-минералогических и петромагнитных исспелований верхнебатских-	150
нижнекелловейских отложений разреза Просек (Нижегородская область).	150
<b>В.Н. Манцурова, В.Е. Смирнов</b> . Стратиграфия и корреляция юры Ракушечной площади Северного Каспия.	155
В.С. Маркевич, Е.В. Бугдаева. Палинологическое обоснование границы юры и мела в Буреинском бассейне.	158
<b>А.В. Матвеев</b> . Известковый нанопланктон келловея - оксфорда разреза Дубки (Саратовское Поволжье).	160
<b>В.В. Митта.</b> Граница байоса и бата в Европейской России	161
<i>А.ТМухер, Д.Е. Заграновская, В.А. Совенко, А.В. Гугарева, Н.С. Грущенков</i> . Осооенности строения, корредения и распространения рерхнеюрско инжиеменовых отдожений в пределах юго запалной территории.	164
хорреляции и распространения верхнеюрско-нижнемеловых отложении в пределах юго-западной территории ХМАО.	104
А.А. Нежданов. Роль циклостратиграфии в стратиграфических исследованиях.	170
А.А. Нежданов, В.В. Огибенин, А.А. Попов, И.В. Косарев, И.И. Халиулин, Е.В. Герасимова. Дополнения к	173
региональной стратиграфической схеме верхней юры Западной Сибири	175
<b>А.Ю. Нехаев.</b> Уточнение структурно-фациального районирования нижней и средней юры севера Западной	176
Сиоири. Б.Л. Никиманка, Б.Н. Шурилин, Экотоница райони средненовского Арктинеского бассейна и наменения.	
абиотических факторов в критических зонах как триггеры биотических перестроек	178
<i>А.Г.Олферьев</i> . Геологическая история Воронежской антеклизы в юрский период	181
М.А. Павлова. Цикличное строение верхнебатких - оксфордских отложений по комплексу геофизических	18/
данных Русскинского нефтяного месторождения (Сургутский свод, Западная Сибирь).	104
М.В.Пименов, А.Ю.Гужиков, М.А.Рогов. Сводный магнитостратиграфический разрез батского –	187
оксфордского ярусов Русской плиты. <i>М В Пинанае, Е М Тесакова, М А</i> Розов, <i>А Ю Гунецкае, А М Михайлов</i> , О согласоранном наменении	
палеоэкологических и петромагнитных характеристик в средне-верхнеюрских отложениях Поволжья	189
<i>Ю.С. Репин, И.В. Полуботко</i> . Раннеюрские экосистемы Северо-Востока Азии.	191
<b>Л.В. Ровнина</b> . Нижние горизонты юры Западной Сибири, обоснование их возраста.	195
С.В. Рыжкова. Применение комплексного подхода для уточнения фациального районирования келловей-	198
волжских отложений южных районов Обь-Иртышского междуречья.	
<b>В.Ф. Салтыков</b> . Последовательность аммонитовых и фораминиферовых зон в оаиос-оатском разрезе Нижиего Поволжия	201
Пижнего поволжвя. Л.А. Селькова. Палинологическая характеристика нижнеюрских отложений Нижневычеголской впалины	
(Русская плита).	204
Сельцер В.Б. Константин Иванович Журавлев – краевед, исследователь юрских отложений Саратовского	206
Заволжья.	200
Сельцер В.Б. Наиболее сильные повреждения раковин аммонитов из юрских и раннемеловых отложений	208
Нижнего Поволжья.	212
<i>Ю.Л. Сипоинови, Л.Г. Аухитов</i> . Биогенно-кремниетые коллекторы Северо-Даниловского месторождения <i>Ю.Л. Сластенов</i> . О возрасте отпожений Каверинской впалины (Пучеж-Катунской астроблемы)	212
<i>А.Н. Соловьев, А.В. Марков.</i> Юрский период – начало мезозойской радиации морских ежей.	216
Стародубцева И.А. История коллекций к работе А.П. Павлова «Юрские и нижнемеловые Cephalopoda	210
Северной Сибири».	219
Г.М. Татьянин, А.Ф. Беженцев, Е.В. Полковникова, Е.Н. Габышева, К.П. Лялюк, О.Н. Костеша.	222
Стратиграфия и фации верхнеюрских отложении Каимысовской нефтегазоносной области Западной Сибири.	
<i>Е.М. Тесикова, Ф. Атропс, Г. Меленоез.</i> Остракоды из пограничных келловей-оксфордских отложений пентральной России и южной Франции: схолство и различия	225
<i>Е.М. Тесакова, М. Франц, Е. Байкина, Е. Бехер.</i> Новый взгляд на батских остракод Польши.	230
Е.М. Тесакова, А.С. Стреж, Д.Б. Гуляев. Нижнекелловейские остракоды Курской области.	233
А.Н. Трубицына, В.И. Ильина. Биостратиграфия келловей-верхнеюрских отложений Шаимского	235
нефтегазоносного района (Западная Сибирь) по диноцистам.	200
<b>U.C. Урман</b> . Волжские двустворчатые моллюски рода <i>Meleagrinella</i> юго-востока Западной Сибири.	237
1.4. з люви, С.11. <b>дирлимов</b> . Сенемострати рафический подход к корреляции верхнеюрских селиментационных комплексов на северо-востоке Запално-Сибирской плиты	240
Л.С. Чернова, М.М. Потлова, Н.А. Иванова, В.В. Пустыльникова, В.В. Ефременкова, Э.В. Кокаvлина.	
Л.Г. Козлова, Т.А. Окулова, Д.Г. Чураков. История развития крупных положительных структур в	243

позднеюрское время в юго-восточной части Западной Сибири.

<b>В.А.Шатров, В.И. Сиротин, Г.В. Войцеховский</b> . Редкоземельные элементы в глинах средней юры: индикаторные возможности для реконструкций осадкообразования.	246
<b>Б.Н. Шурыгин, Б.Л. Никитенко</b> . Принципы зонального расчленения юры Сибири (на примере шкал по	249
макро- и микрооентосу).	
Б.Н. Шурыгин, Б.Л. Никитенко, А.С. Алифиров, А.Е. Игольников, Н.К. Лебедева, Е.Б. Пещевицкая, А.Ю.	
Попов. Новый разрез приграничных толщ волжского и берриасского ярусов Большехетской мегасинеклизы	253
(Западная Сибирь): комплексная палеонтологическая характеристика, лито-, био- и хемостратиграфия	
Б.Н. Шурыгин, Б.Л. Никитенко, С.В. Меледина, В.П. Девятов, Н.К. Лебедева, О.С. Дзюба. Региональная	250
стратиграфическая схема юры Восточной Сибири	256
Щербаков Э.С. Характеристика седиментационных процессов в ранней-средней юре Тимано-Печорского	260
седиментационного бассейна (по терригенным минералам).	200
Э.С. Щербаков, Ю.В. Глухов. Палеогеографические обстановки в средней юре на территории Сысольской	2(2
впадины (по терригенным минералам).	263
П.А. Ян. А.Л. Бейзель, Л.Г. Вакуленко, О.В. Бурлева. Литологические признаки тектоно-климатических	
событий в бат-поэтиеморской истории Запатио-Сибирского селиментационного бассейна	266
coobirna b oar-nosdnoropekoa actopan sanadno-caoapekolo cedumentaluonnolo baccenta.	
<b>О.П. Гончаренко, С.В. Астаркин, А.Г. Маникин.</b> Терригенно-минералогическая характеристика волжских отдожений (рерунда юра) Среднего Поводжья (росториая насть Русской плиты)	269

отложений (верхняя юра) Среднего Поволжья (восточная часть Русской плиты). **О.С. Дзюба, В.А. Захаров, М. Костак.** Белемниты пограничных юрско-меловых отложений п-ова Нордвик (Северная Сибирь).

# CONTENTS

V.A Zakharov. Introduction.	4
V.P. Alexeev, E.O. Amon. Basin nonpaleontologic stratigraphy of Jurassic in Northern Eurasia: the search and	
amount of invariants	
A.S. Alifirov, A.E. Igolnikov. New finds of Volgian and Berriasian ammonites from Yanov Stan Formation of North	7
Western Siberia	
V.V. Arkadiev. The Jurassic-Cretaceous boundary in the Crimean Mountains.	10
V.A. Basov, L.V. Vasilenko, N.V. Kupriyanova, B.L. Nikitenko, S.V. Meledina, B.N. Shurygin. Jurassic and	13
Cretaceous biostratigraphy of the Barents Sea shelf.	
A.L.Beisel. Tectonic-climatic nature of sediment and water supply pulses as the basis of ecosystems development	17
staging.	
<b>P.Y. Belosludtsev, V.F. Grishkevich.</b> Clinoform model of the Upper Jurassic of Middle Ob surroundings in West	20
Siberia and its exploration meaning.	
N.Yu. Bragin. New data on the composition of the Volgian and Berriasian radiolarian assemblages of Nordvick	23
Peninsula (Arctic Siberia).	
E.V. Bugdaeva, V.S. Markevich. Jehol Biota: the Late Jurassic or Early Cretaceous?	24
T.F. Bukina, Z.A. Yanochkina. Lithofacies complexes as the regional criteria of the uppe jurassic oil shale deposits	26
correlation in the Volga basin.	
N.S.Burdelnaya, D.A.Bushnev, S.V.Lyurov. Organic geochemistry of the bituminous shale of the Sinegorye as	28
parameter of sedimentation environment.	
L.G. Vakulenko, I.S. Yellsov, P.A. Yan. Sedimentation Model of the Lower Jurassic Deposits in Azharma Structural-	31
Facial District (Western Siberia) by Deep-Hole Drilling Data.	
<b>O. S.</b> Vetoshkina. Chemical composition of siderite as an indicator of depositional environment of Jurassic Sediments	34
of the Nizhnyaya Vychegda Depression, Northern Russian Plate.	
L.A. Viskova. Middle Jurassic radiation of bryozoans and some peculiarities of their development on Russian	36
platform.	20
<b>V.J.</b> Vuks. Biozonal scheme of the Upper Jurassic of the Western Caucasus: foraminifers and theirs facial features.	39
<i>L.A. Glinskikh.</i> Bionomical differentiation of foraminiferal associations on NW Siberian basin in Early and Middle	41
Jurassic.	
<i>V.S. Grinenko.</i> Aldan type of Jurassic section: status, problem of partition and correlation (East of the Siberian	43
Platform).	
V.S. Grinenko, V.G. Knyazev, V.P. Devjatov, B.N. Shurygin, S.V. Meledina, B.L. Nikitenko, O.S. Dzyuba.	46
Characteristic features of formation of the East Siberian Sedimentary Basin in the Jurassic.	
D.B. Gulyaev. New data on ammonite biostratigraphy of the Upper Batonian and Lower Callovian deposits of	49
Churkinskaya Stchelya reference stratigraphic section (Pizhma River, river basin of Pechora).	
Ya.M.Gutak. Jurassic System on the south-east Mountain Altai.	59
<b>O.S. Dzyuba.</b> Upper Jurassic belemnites of the Gorodische section (Middle Volga area): new data.	62
A.V. Zhabin, A.E. Zvonarev. Application of mineral and chemical analyses at paleogeographic reconstruction (on an	65
example of adjournment of the Oxford circle Voronezh anteclyse).	
<i>V.A Zakharov</i> . State of stage and zonal scales of the Jurassic System: global and regional aspects.	68
V.A Zakharov. The climatic caused dynamics of a molluscs areals in space and time during Late Jurassic (Oxfordian-	75
Kimmeridgian) in high latitude of Northern hemisphere.	15
O.N. Zlobina. Sedimentary environments of Upper Jurassic deposits of the Yenisei-Khatanga Basin.	78
O.N. Zlobina Upper Jurassic deposits of Yenisei-Khatanga basin, Siberia.	81
O.V.Zolotova. Paleogeography of horizon U2 Verxnevasuganskoy anticline and close-fitting depressions.	82

S.O.Zorina. Eustatic and geodynamic features of formation of Middle-Upper Jurassic Deposits in the East Russian	87
Plate. S. V. Juanteen, Tanhonomic features of Middle Jurassic vertebrates locality Nikol'skove	00
V.G. Izotov, L.M. Sitdikova, J.V. Kazantsev, P.A. Yan, J.G. Auchatov, Lithogeodynamics of the Upper Jurassic	90
sediments in zone of dome raise developments in the Middle Ob River area.	92
L.A. Karimova. The regional stratigraphic units of Callovian end Oxfordian deposits of Belarus.	93
<b>A.A.Kasumzadeh, A.Khalafly</b> . Reference paleomagnetic section of the Middle-Upper Jurassic deposits in the Lesser	97
<i>G L Kirillova</i> Jurassic system in northeastern of the asian part of Russia: stratigraphy naleogeography	
geodynamics.	99
D.N.Kiselev, M.A.Rogov. Ammonite succession of the Bathonian-Callovian boundary beds of the Middle Volga	102
Region.	102
<i>I.V. Kislukhin, V.I.Kislukhin, E.A.Brekhuntsova.</i> Lithofacial zoning of the Upper Jurassic strata in Northwestern Siberia	121
<i>V.G. Knyazev, R.V. Kutygin, S.V. Meleding</i> , Ammonite zonal scale of the Upper Bathonian and Lower Callovian of	
the Northern Siberia.	124
V.V. Krapiventseva. Sequence stratigraphy, lithology and paleogeography of the Jurassic deposits of the Bureya	132
Basin (Khabarovsk Territory).	132
<b>A.I. Kudamanov.</b> On the structure of the Upper Jurassic "basic" of reservoir within Druznnoe of field. <b>A Yu Kurazhkovskii N A Kurazhkovskava B I Klain</b> Features of the Jurassic geomagnetic field	135
<b>L.K. Levchuk, B.L. Nikitenko, S.V. Meledina.</b> The high-resolution stratigraphy of the Callovian–Upper Jurassic of	137
south part Kazym-Konda facial area (Western Siberia) on the foraminifers and ammonites.	139
S. Yu. Maleonkina, A.A. Shkolin, A.A. Pekin. The new data about structure of the Jurassic beds of Moskow.	143
<b>A.G. Manikin, O.P.Goncharenko, S.V.Astarkin, A.V.Zhabin</b> . Depositional conditions of the Volgin deposits of the Middle Volge area (conterm part of the Division Plate)	147
A G Manikin M V Pimenov O P Goncharenko S V Malenkina A Yu Guzhikov S V Astarkin Preliminary results	
of the terrigenous-mineralogical and pertomagnetic investigations Предварительные результаты терригенно-	150
минералогических и петромагнитных исследований верхнебатских-нижнекелловейских отложений разреза	150
Просек (Нижегородская область).	
V.N. Mantsurova, V.E. Smirnov. Jurassic stratigraphy and correlation of the Rakushechaya area in the North Caspian	155
<i>V.S. Markevich, E.V. Bugdaeva</i> , Palynological basis of J-K boundary in Bureva basin (Russian Far East).	158
A.V. Matveev. Calcareous nannoplankton of callovian – oxfordian of Dubki section (Saratov Volga region).	160
V.V. Mitta. The Boundary of the Bajocian and Bathonian Stages in the European Russia.	161
A.G.Muher, D.E.Zagranovskaya, V.A.Sovenko, A.V.Tugareva, N.S.Truschenkov. Peculiarities of structure,	164
Autonomous Area	104
A.A. Nezhdanov. Role of cyclostratigraphy in the stratigraphical investigations.	170
A.A. Nezhdanov, V.V. Ogibenin, A.A. Popov, I.V. Kosarev, I.I. Haliullin, E.V. Gerasimova. Additions to regional	173
stratigraphic scheme of the Upper Jurassic of Western Siberia.	175
A.Y. Nekhaev. The revision of structural and facial zoning of Lower and Middle Jurassic time in the north of Western Siberia	176
<b>B.L.</b> Nikitenko, B.N. Shurvgin. Ecotone zones of the Middle Jurassic Arctic Basin and the main abiotic events in	1 70
key-areas as triggers of biotic turnover.	178
A.G. Olferiev. Geological history Voronezh anteclise in Jurassuic period.	181
<b>M.A. Pavlova.</b> Sequence structure of the Upper Bathonian - Oxfordian deposits on a basis of geophysical data of Puvalingly and Field (Surget areb. West Siberia)	184
<i>M.V. Pimenov. A. Yu. Guzhikov. M.A. Rogov.</i> Composite magnetostratigraphical section of the Bathonian – Oxfordian	
of the Russian Plate.	187
M.V.Pimenov, E.M.Tesakova, M.A.Rogov, A.Yu.Guzhikov, A.M.Mikhailov. On the coordinated oscillations of the	189
paleoecological and petromagnetic features in the Middle-Upper Jurassic of Volga area.	101
<b><i>TU.S. Kepin, I.V. Polubolko.</i></b> Early Jurassic ecosystems of the North-East Asia. <i>I.V. Royning</i> Lower borizons of Jurassic of West Siberia, substantiation of the age	191
<b>S.V. Ryzhkova</b> . Application of integrated approach for refining of facies zoning of Callovian-Volgian deposits in the	100
southern areas of the Ob-Irtysh interfluve.	198
<i>V.F. Saltykov.</i> The sequence of the ammonite and foraminifer zones in Bajocian – Bathonian section of the Lower	201
Volga area. I. A. Sellegua, Polymological characteristic of Lower Jurgesia denosits in Nizhnouvehegodekeve denression (Pussion	
Plate).	204
<i>Seltser V.B.</i> Konstantin Ivanovich Zuravlyov – local lore scientist, researcher of the Jurassic beds from the Saratov	206
Volga left bank region.	200
Seltser V.B. The most severe damages of the Jurassic and the Early Cretaceous Ammonite shells from the Lower	208
volga Region. <i>L.M. Sitdikova, J.G. Aukhatov</i> Biogenic-Siliceous Collectors of the Severo-Danilovski Field	212
Yu.L.Slastenov. On the age of deposits from Kavernino depression (Puchezh-Katun ring structure).	214
A.N. Solovjev, A.V. Markov. Jurassic period and the beginning of the Mesozoic radiation of echinoids.	216
<i>I.A. Starodubtseva.</i> The history of collections to the monography "Jurassic and Lower Cretaceons Cephalopoda of	219
Northern Sibiria" by prof. A.P. Pavlow.	>

G.M. Tatyanin, A.F. Bezhentsev, E.V. Polkovnikova, E.N. Gabysheva, K.P. Lyalyuk, O.N. Kostesha. Stratigraphy	222
and facies of the Upper Jurassic deposits within Kaimysovskaya oil-and-gas bearing region of the Western Siberia.	LLL
E.M. Tesakova, F. Atrops, G. Melendez. The ostracods of the Callovian/Oxfordian boundary from Central Russia	225
and Southern France: the similarities and differences.	223
E. M. Tesakova, M. Franz, E. Baykina, E. Beher. The new view on the Bathonian ostracods of Poland.	230
E.M. Tesakova, A.S. Strezh, D.B. Gulyaev. Lower Callovian Ostracods from Kursk area.	233
A.N. Trubicyna, V.I. Ilyina. Callovian–Upper Jurassic dinoflagellate cyst biostratigraphy of the Shaim Petroleum-	235
Bearing Region (Western Siberia).	255
<b>O.S.</b> Urman. Volgian bivalves of the genus Meleagrinella from the south-east of West Siberia.	237
G.D. Ukhlova, S.N. Varlamov. Seismostratigraphic approach to correlation of the Upper Jurassic sediment complexes	240
in the northeastern part of West Siberian Plate.	240
L.S. Chernova, M.M. Potlova, N.A. Ivanova, V.V. Pustilnikova, V.V. Efremenkova, E.V. Kokaulina, L.G. Kozlova,	
T.A. Okulova, D.G. Churakov. Evolution of large positive structures in the Late Jurassic in south-eastern West	243
Siberia.	
V.A. Shatrov, V.I.Sirotin, G.V.Voitzekhovsky. Rare earth elements in the dogger clays: indicative capacities	246
applicable for reconstruction of sediment formation environment.	2.0
<b>B.N. Shurygin, B.L. Nikitenko.</b> The concept of zonal subdivision of Jurassic of Siberia (by the example of scales on	249
macro- and microbenthos).	2.7
B.N. Shurygin, B.L. Nikitenko, A.S. Alifirov, A.E. Igolnikov, N.K. Lebedeva, E.B. Pestchevitskaya, A.Y. Popov.	
The new section of Volgian and Berriasian of Bolshehetskaya Syneclise (Western Siberia): complex paleontologic	253
characteristic, litho-, bio- and chemostratigraphy.	
B.N. Shurygin, B.L. Nikitenko, S.V. Meledina, V.P. Devyatov, N.K. Lebedeva, O.S. Dzyuba. Regional Stratigraphic	256
Jurassic Chart of the Eastern Siberia.	
<b>E.S.</b> Sherbakov Sedimentary processes characteristics in early-middle jurassic of Timano-Pechorsky sedimentation	260
basin (according to terrigenous minerals).	
E.S. Shcherbakov, U.V. Glukhov. Paleogeographical Conditions in the Middle Jurassic on the Territory of Sysola	263
Syneclise (according to terrigenious minerals).	
P.A. Yan, A.L. Beisel, L.G. Vakulenko, U.V. Burleva. Lithological Characters of the Geotectonic-Climatic Events in	266
Bathonian–Late Jurassic History of the Western Siberia Sedimentary Basin.	
O.P.Goncharenko, S.V.Astarkin, A.G. Manikin. Terrigenois-mineralogical characteristics of the Volgin deposits	269
(Upper Jurassic) of the Middle Volga area (eastern part of the Russian Plate).	
<b>OS</b> Dzyuba, V A Zakharov, M Košt'ák Belemnites of the Jurassic/Cretaceous boundary interval from Nordvik	071

**O.S. Dzyuba, V.A. Zakharov, M. Košťák.** Belemnites of the Jurassic/Cretaceous boundary interval from Nordvik Peninsula (Northern Siberia).