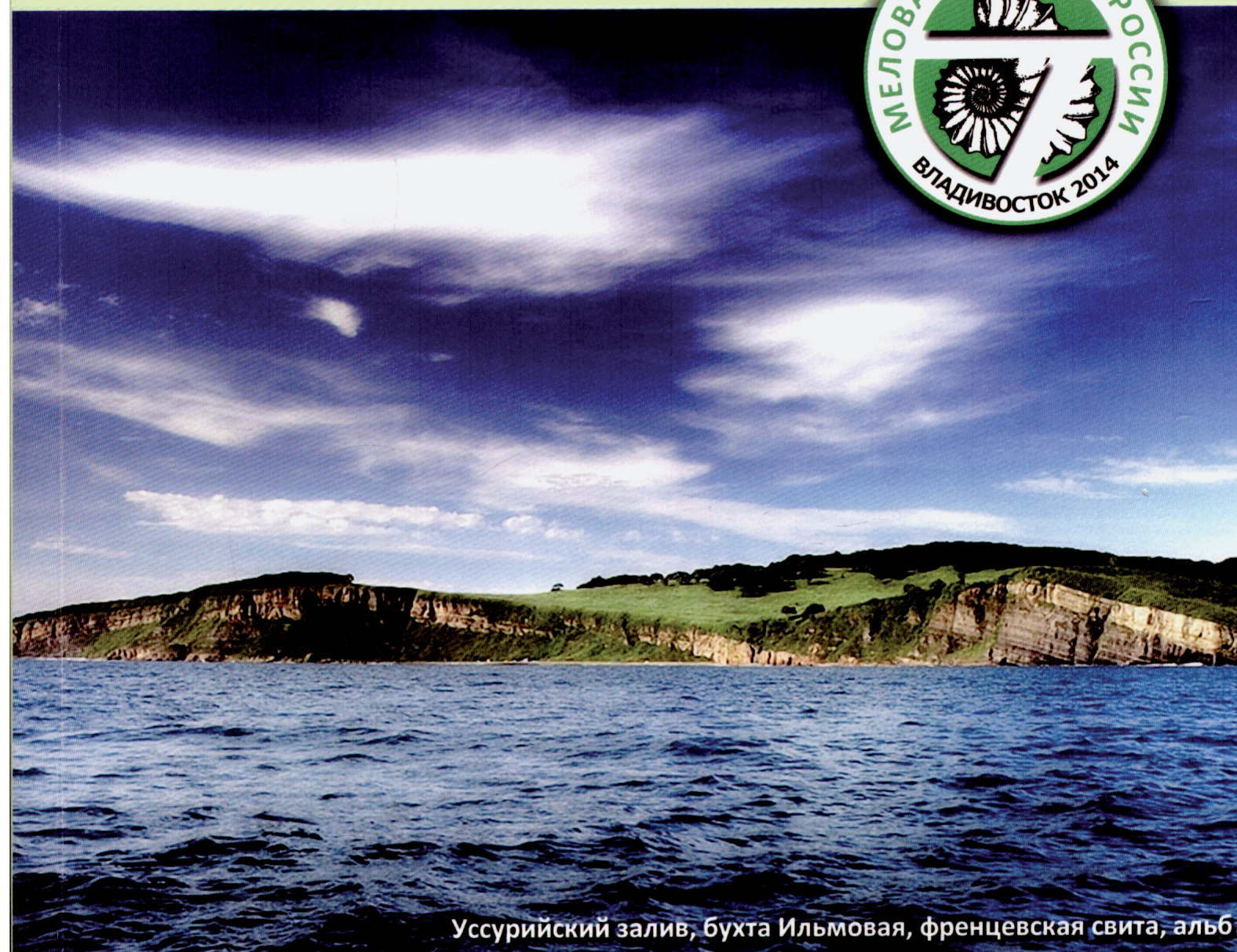


МЕЛОВАЯ СИСТЕМА РОССИИ И БЛИЖНЕГО ЗАРУБЕЖЬЯ:

ПРОБЛЕМЫ СТРАТИГРАФИИ И ПАЛЕОГЕОГРАФИИ



Уссурийский залив, бухта Ильмовая, френцевская свита, альб

Материалы

Седьмого Всероссийского совещания

10-15 сентября 2014 г., г. Владивосток, о. Русский

Дальневосточный федеральный университет
Дальневосточный геологический институт ДВО РАН
Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичёва ДВО РАН
Биолого-почвенный институт ДВО РАН
Меловая комиссия МСК России
Российский Фонд Фундаментальных Исследований

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

*Материалы
Седьмого Всероссийского совещания
с международным участием*

10-15 сентября 2014 г., г. Владивосток, о. Русский, кампус ДВФУ

Под редакцией
Е.Ю. Барабошкина, В.С. Маркевич,
Е.В. Бугдаевой, М.А. Афонина, М.В. Черепановой



Владивосток
Дальнаука
2014

**Far Eastern Federal University
Far East Geological Institute FEB RAS
Ilichev Pacific Oceanological Institute FEB RAS
Institute of Biology and Soil Science FEB RAS
Cretaceous Committee of Russia
Russian Foundation for Basic Research**

**CRETACEOUS SYSTEM OF RUSSIA AND THE NEAR ABROAD:
PROBLEMS OF STRATIGRAPHY AND PALEO GEOGRAPHY**

*Proceedings of the
Seventh Russian Scientific Conference
with International Participation*

10-15 September 2014, Vladivostok, Russky Island, FEFU campus

Edited by E.Yu. Baraboshkin, V.S. Markevich,
E.V. Bugdaeva, M.A. Afonin, M.V. Cherepanova



Vladivostok
Dalnauka
2014

УДК 551.763(082) + 551.8(082)

ББК 26.323.263я431

М 47

Редакционная коллегия:

Е.Ю. Барабошкин (гл. редактор), **В.С. Маркевич** (зам. гл. редактора),
Е.В. Бугдаева, М.А. Афонин, М.В. Черепанова

Меловая система России и ближнего зарубежья: проблемы стратиграфии и палеогеографии. Сборник научных трудов / под ред. Е.Ю. Барабошкина, В.С. Маркевич, Е.В. Бугдаевой, М.А. Афонина, М.В. Черепановой. – Владивосток: Дальнаука, 2014. 354 с.: ил.

ISBN 978-5-8044-1479-6

Сборник содержит материалы докладов, представленных на Седьмом Всероссийском совещании с международным участием «Меловая система России и ближнего зарубежья: проблемы стратиграфии и палеогеографии», посвященном 80-летию со дня рождения известного исследователя меловой системы Дальнего Востока России д.г.-м.н., профессора П.В. Маркевича и 160-летию со дня рождения выдающегося геолога и палеонтолога, основателя московской геологической школы, академика А.П. Павлова. Рассмотрены актуальные теоретические и практические вопросы стратиграфии, палеонтологии, палеогеографии и климатологии, а также некоторые проблемы нефтегазоносности, тектоники и геодинамики мела России и ближнего зарубежья.

Сборник предназначен для геологов широкого профиля, палеонтологов, стратиграфов, географов и биологов, студентов геологического, географического и биологического факультетов.



*Организация и проведение совещания поддержаны
Российским Фондом Фундаментальных Исследований, грант № 14-05-20057 Г,
и Президиумом ДВО РАН, грант № 14-III-Г-08-019.*

ISBN 978-5-8044-1479-6

- © Дальневосточный федеральный университет, 2014
- © Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, 2014
- © Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичёва ДВО РАН, 2014
- © Биолого-почвенный институт ДВО РАН, 2014
- © Коллектив авторов, 2014

Совещание посвящено 80-летию со дня рождения известного исследователя меловой системы Дальнего Востока России д.г.-м.н., профессора
Павла Владимировича Маркевича и
160-летию со дня рождения выдающегося геолога и палеонтолога, основателя московской геологической школы, академика
Алексея Петровича Павлова



Павел Владимирович Маркевич (1934-2006)



Алексей Петрович Павлов (1854-1929)

ПРЕДИСЛОВИЕ

Предлагаемый вниманию читателя сборник составлен по материалам докладов участников Седьмого Всероссийского совещания с международным участием «МЕЛОВАЯ СИСТЕМА РОССИИ И БЛИЖНЕГО ЗАРУБЕЖЬЯ: ПРОБЛЕМЫ СТРАТИГРАФИИ И ПАЛЕОГЕОГРАФИИ».

Совещание посвящено памяти двух выдающихся ученых – Павла Владимировича Маркевича и Алексея Петровича Павлова, чьи труды по изучению мелового периода получили мировое признание.

Меловой период в истории Земли ознаменовался крупными геобиологическими событиями, преобразовавшими лик нашей планеты. В течение этого периода произошел окончательный распад громадных материков Гондваны и Лавразии с формированием современных очертаний Атлантического, Тихого и Индийского океанов на фоне мощных меловых трансгрессий и коренной перестройки палеоклиматов Земли. В развитии земной коры большую роль сыграли процессы консолидации и гранитизации планетарных подвижных поясов, образования обширных покровных систем с офиолитовыми блоками, становления современных островодужных систем и систем океанических хребтов, в том числе и процессы заложения крупных океанических базальтовых провинций. С этими событиями также неразрывно связаны масштабное рудообразование и генерация углеводородов, образовавших крупнейшие за всю историю планеты месторождения нефти и газа (более половины мировых запасов), а также каменного угля.

С меловым периодом связан и второй по масштабности, после пермо-триасового, биосферный кризис, в результате которого из органического мира исчезло более 2/3 представителей флоры и фауны. Но именно этот кризис положил начало формированию новой биосферы, где уже не было места господствующей группе ящеров, но началась стремительная эволюция цветковых растений и млекопитающих. Планета была коренным образом изменена.

За последние годы опубликовано достаточно много работ, касающихся различных аспектов изучения меловой системы. Появились новые методы и подходы в решении наиболее проблематичных направлений, основанные также и на применении высокоточного измерительного и диагностического оборудования, приведшие к получению новых знаний, позволяющих по-иному взглянуть на решение дискуссионных вопросов. Основная цель совещания – критическое рассмотрение и публичное обсуждение новейших данных, выработка конкретных решений по обсуждаемым проблемам.

Особого внимания заслуживают общие вопросы стратиграфии меловой системы и, в частности, проблема ее границ с юрой и палеогеном. Представлены новые данные, полученные с применением геохронометрических, в частности, цирконометрических и геохимических методов.

Большие возможности открываются перед исследователями региональной стратиграфии меловой системы России. Основное их внимание заострено на комплексном изучении опорных разрезов меловых отложений различных регионов России, а также рассмотрении вопросов межрегиональной корреляции не только осадочных, но и метаморфических и вулканогенных толщ. Особый интерес вызывает разработка одномерных статистических моделей в стратиграфии, корреляции меловых подразделений и идентификации их границ.

Обширный раздел сборника посвящен проблемам биостратиграфии и палеонтологии. Они затрагивают не только эволюцию отдельных групп организмов, но и палеоэкосистем в целом в меловое время. Отмечается, что изменение облика растительного покрова планеты в процессе замещения наземных сообществ голосеменных растений сообществами быстро эволюционирующих покрытосеменных привело к формированию континентальных экосистем с новой дифференциацией, экологическими нишами и трофическими цепями, вызвавших вымирание господствующих тогда динозавров. В материалах констатируется, что именно такие процессы послужили причиной изменения как характера эволюции, так и ускорения

ее темпов. Важно отметить, что при этом дается глубокий анализ их причинно-следственных взаимоотношений с эволюцией земной коры. Подобный подход, использующий сопряженные методы (палеонтологические, магнитостратиграфические, кислородно-изотопные, структурно-геологические, литологические и др.) позволяет более объективно подойти к идентификации и проведению границ ярусов меловой системы на событийном геобиологическом уровне и имеет огромное значение в практической стратиграфии и разработке унифицированных региональных схем меловых отложений и их межрегиональной корреляции.

Значительное место отведено микропалеонтологическим (споры и пыльца, фораминиферы, радиолярии, наннопланктон) методам, применяющимся при детальном стратиграфическом расчленении меловых континентальных и морских отложений с выделением и обоснованием зональных биостратиграфических подразделений. При этом достаточно критично рассмотрен вопрос о датированных уровнях и их соотношении с ярусными подразделениями меловой системы. Рассмотрены вопросы совпадения или несовпадения зональных и ярусных стратиграфических объемов и границ.

В рамках совещания затронута проблема распространения различных групп организмов в условиях изменения режима и динамики водных масс и климатических характеристик.

Большой интерес вызывают изложенные результаты изучения меловых отложений геофизическими и геохимическими методами, демонстрируя возможность применения рентгеноструктурных, геохимических, петромагнитных, минералогических и радиоизотопных критериев не только при установлении и определении стратиграфических границ, но и для восстановления причин их обусловивших.

Аналізу условий формирования осадочных толщ морского и континентального генезиса, отраженных в ископаемых сообществах флор и фаун, в структуре и литологическом составе осадков, а также анализу причин и следствий изменения климатов Земли в меловое время посвящены работы по палеогеографии, седиментологии и климатологии. В них рассмотрены различные модели (геодинамические, структурно-формационные, литолого-фациальные, аккреционные) не только осадочного процесса, но и эволюции самого бассейна осадконакопления. Наряду с этим дается глубокий анализ астрономо-климатических циклов и парникового эффекта, сыгравших роль не только в характере эволюции органического мира, но и во многом определивших трансгрессивный режим мелового периода, формирование климатической зональности, а также темпы и характер седиментогенеза.

Первостепенное теоретическое и практическое значение приобретают исследования механизмов нефте- и газообразования и восстановления условий размещения зон этих полезных ископаемых. Отмечается большая роль тектонической составляющей в этих процессах, дается структурно-формационная характеристика ряда нефтегазоносных бассейнов и рассмотрены особенности распространения в них залежей углеводородов. В ряде докладов рассматриваются перспективы нефтегазоносности меловых отложений различных регионов России и ближнего зарубежья.

В.С. Пушкарь, В.С. Маркевич

ИЗОТОПНО-ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКОЕ ИЗУЧЕНИЕ МЕЛОВОГО ВУЛКАНИЗМА ОХОТСКО-ЧУКОТСКОГО ВУЛКАНОГЕННОГО ПОЯСА

В.В. Акинин

Северо-Восточный комплексный научно-исследовательский институт им. Н.А. Шило ДВО РАН, Магадан, akinin@neisri.ru

ISOTOPIC GEOCHRONOLOGY STUDY OF THE CRETACEOUS VOLCANISM IN OKHOTSK-CHUKOTKA VOLCANOGENIC BELT

V.V. Akinin

Shilo North-East Interdisciplinary Scientific Research Institute FEB RAS, Magadan, akinin@neisri.ru

Охотско-Чукотский вулканогенный пояс (ОЧВП) представляет собой объект мирового класса для решения фундаментальных вопросов петрологии и эпитептермального рудообразования, стратиграфии неморского мела. Пионерные работы Е.К. Устиева, В.Ф. Белого, Е.Л. Лебедева, В.А. Самылиной, Н.И. Филатовой, а также последующие работы С.В. Щепетова, А.Б. Германа, И.Н. Котляра и многих других исследователей внесли неоценимый вклад в исследование стратиграфии и возраста ОЧВП с помощью палеофитологических методов и K-Ar, Rb-Sr датировок по валу пород. Применение новых методов локального изотопного датирования минералов и их зон (U-Pb SHRIMP, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ TIMS) продемонстрировало в последние годы, в отличие от традиционных K-Ar и Rb-Sr датировок, исключительно хорошую воспроизводимость дат для одних и тех же объектов. Для вулканитов из частных разрезов и отдельных гранитоидных интрузий были установлены достаточно узкие временные интервалы формирования, которые, однако, асинхронны в пространстве (Kelley et al., 1999; Ispolatov et al., 2004; Hourigan, Akinin, 2004; Тихомиров и др., 2006; Акинин, Миллер, 2011; Tikhomirov et al., 2012). Эти данные позволили поставить вопрос о ревизии возраста ОЧВП в целом, по-новому взглянуть на общую длительность и асинхронность его развития.

На суммарной гистограмме и кривой плотности вероятности распределения U-Pb и Ar-Ar дат предварительно можно выделить несколько пиков магматизма ОЧВП с модами около 105, 96, 92.5, 87, 82 и 77 млн лет (рис. 1). Два первых пика пока еще слабо проявлены,

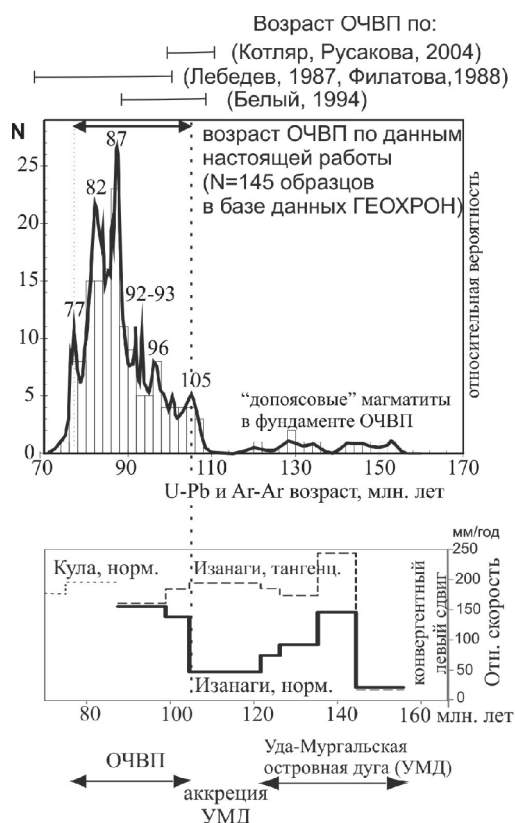
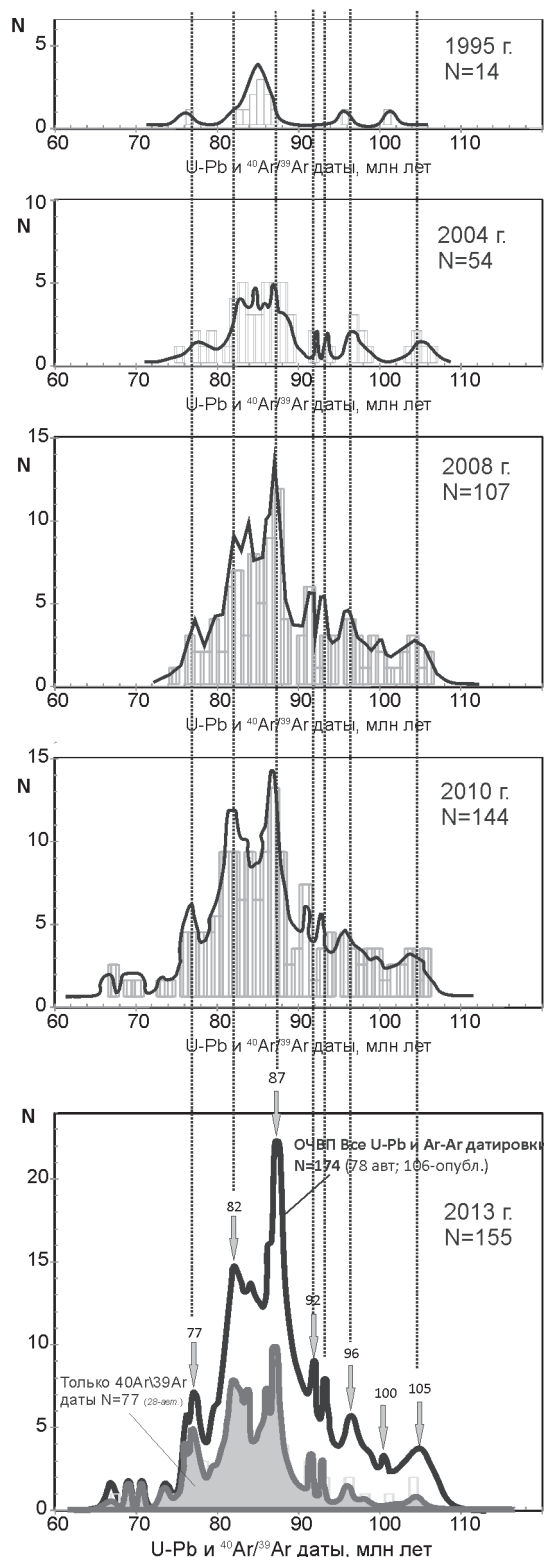


Рис. 1. Гистограмма распределения возраста магматических пород ОЧВП и структур его основания по данным $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ и U-Pb SHRIMP датирования (Kelley et al., 1999; Ispolatov et al., 2004; Hourigan, Akinin, 2004; Тихомиров и др., 2006; Tikhomirov et al., 2008; Мишин и др., 2008; Акинин, Миллер, 2011). Толстая красная кривая – относительная плотность вероятности распределения изотопных дат. Вверху для сравнения показаны более ранние оценки возраста ОЧВП по данным разных авторов на основании палеофитологических определений и K-Ar, Rb-Sr датировок по валовому составу пород.

Нижний график демонстрирует изменение направления и скорости движения тихоокеанских плит в меловом периоде относительно палеоокраины северо-востока Азии с простиранием 35°E . Тангенциальный и нормальный компонент движений рассчитан с использованием данных (Engelbreton et al., 1985).

пики 87 и 82 млн лет наиболее ярко выражены во всех сегментах и относятся к самым объемным стадиям среднего и позднего циклов кислого игнимбритового вулканизма ОЧВП. Завершают извержения плато-базальты мыгдыкитской и хакаринской свит, включаемые нами вслед за В.Ф. Белым (Белый, Белая, 1998) в состав ОЧВП, с возрастом пика около 77 ± 1 млн лет. Последние даты фиксируют время завершения субдукционных процессов на окраине палеоконтинента с современными координатами от хребта Джугджур до Центральной Чукотки.



Достоверность выделенных пиков вулканизма доказывается тем, что они проявлены и на гистограммах с U-Pb датировками и на гистограммах с Ar-Ar датировками (рис. 2). Кроме того, если проанализировать ежегодные поступления результатов U-Pb и Ar-Ar датирования, начиная с 1995 г., то выявляется, что к 2004-2005 гг. главные импульсы магматизма в геохронологической базе данных ГЕОХРОН 2.0 уже проявились, а начиная с 2008 г. увеличивающееся количество датировок из разных участков и секторов пояса лишь усиливало это наблюдение (рис. 2).

Необходимо отметить, что на Чукотке вулканы ОЧВП локально перекрываются и более молодыми базальтами с возрастом в 70–65 млн лет (Белый, Белая, 1998; Stone et al., 2009; Сахно и др., 2010), однако мы не относим их к ОЧВП, т.к. они распространены только в бассейнах рек Энмываам и Канчалан и имеют большую разницу в возрасте с надежно датированными мыгдыкитскими базальтами Ольского плато (78 ± 1 млн лет). По нашему мнению, такие раннепалеогеновые базальты относятся к более молодым вулканическим поясам – Бристольско-Анадырскому и Корьяско-Камчатскому, которые локально перекрывают ОЧВП в районах Энмываамской цепи и Амгуэмо-Канчаланского вулканического поля Чукотки.

В некоторых случаях выясняется, что традиционно относимые к ОЧВП вулканы в его основании оказываются значительно более древними и определенно принадлежат иным тектоническим структурам. Примеры таких случаев: игнимбриты риолитов в Берложинской кальдере на Чукотке с возрастом 142-145 млн лет (Тихомиров и др., 2008), риолиты аскольдинской свиты Дуката с возрастом около 135 млн лет (Акинин, Миллер, 2011), дациты и риодациты тытыльвеевской свиты на Чукотке с воз-

Рис. 2. Гистограммы распределения возраста магматических пород ОЧВП по данным $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ и U-Pb SHRIMP датирования начиная с 1995 г. Толстые кривые – относительная плотность вероятности распределения изотопных дат. Пики вулканизма с возрастом 105, 96, 92–93, 87, 82 и 77 млн лет проявились уже к 2008 г. N – количество датированных образцов.

растом около 122-123 млн лет (Тихомиров и др., 2009; Akinin et al., 2012). Все эти факты требуют дальнейшего тщательного изотопно-геохронологического изучения нижней границы ОЧВП.

Особую важность приобретает в последнее время необходимость прецизионного датирования ключевых флористических комплексов Охотско-Чукотского субрегиона в их стратотипических разрезах. Идеальным инструментом для решения такой задачи, как показывает мировой опыт, является метод СА-TIMS датирования единичных цирконов из кислых пепловых прослоев (напр. Schmitz, Kuiper, 2013). В ряде наших случаев (напр. арманская флора) кислые пепловые прослои отсутствуют, и в этом случае может быть использован более дешевый метод массового датирования детритовых цирконов из вулканомиктовых песчаников с помощью LA-ICP-MS. Первый опыт U-Pb SHRIMP датирования 25 детритовых кристаллов цирконов из образца туфопесчаника арманской свиты с отпечатком флоры из стратотипического обнажения на р. Армань показал, что максимальный возраст осадконакопления по самому молодому обломочному циркону составил около 92 ± 2 млн лет (Акинин, Миллер, 2011). Этот единичный результат, конечно, требовал воспроизведения, кроме того, полученная дата была ненадежна (дискордантна или нарушена). Для проверки и уточнения мы провели дополнительное датирование цирконов из арманских гравелитов, обнажающихся к юго-востоку от стратотипического обнажения – на месторождении Карамкен. В обр. КА2 были датированы 34 кристалла циркона, при этом обнаружено, что в пятнадцати кристаллах $206\text{Pb}/238\text{U}$ возраст варьировал от 93 до 88 ± 4 млн лет, несколько кристаллов показали субконкордантные даты. Приведенный пример усиливает аргументацию о туронском возрасте арманской флоры, однако все ещё требует воспроизведения более прецизионным ТИМС-методом.

В заключение еще раз подчеркнем, что применение простых принципов корреляционной стратиграфии по составу даже в пределах отдельных секторов или сегментов ОЧВП вызывает сомнение. Представляется целесообразным сконцентрировать усилия на датировании наиболее полных (стратотипических) разрезов вулканических толщ в отдельных вулканоструктурах из разных секторов пояса.

В целом полученные данные подтвердили вывод о более молодом, чем это считалось ранее, сантон-кампанском возрасте главного импульса кислого вулканизма во внешней зоне ОЧВП (Акинин, Ханчук, 2005). По латерали пояса вулканизм асинхронен, в ряде сегментов (Охотский, Центральнo-Чукотский, Восточно-Чукотский) определенно «выпадает» или редуцирован альбский этап извержений, в других (Западно-Охотский, Анадырский) он проявлен. Наиболее древние альб-сеноманские даты (103–106 млн лет) установлены в следующих местах: саламихинская свита в Центральнo-Чукотском сегменте (Тихомиров и др., 2006), верхнететский комплекс и еманринская свита в Ульяновском прогибе (Мишин и др., 2008; Акинин, Миллер, 2011), однако проявления эпизодов вулканизма такого возраста не повсеместны, объем и распространение их требует уточнения.

Литература

Акинин В.В., Миллер Э.Л. 2011. Эволюция известково-щелочных магм Охотско-Чукотского вулканогенного пояса // Петрология. Т. 19. № 3. С. 249-290.

Акинин В.В., Ханчук А.И. 2005. Охотско-Чукотский вулканогенный пояс: ревизия возраста на основе новых $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ и U-Pb изотопных данных // ДАН. Т. 404. № 5. С. 654–658.

Белый В.Ф., Белая Б.В. 1998. Поздняя стадия развития Охотско-Чукотского вулканогенного пояса (верхнее течение р. Энмываам). Магадан: Изд-во СВКНИИ ДВО РАН. 108 с.

Мишин Л.Ф., Акинин В.В., Мишин Е.Л. 2008. Новые данные о возрасте магматических пород западного сектора Охотско-Чукотского вулканического пояса // Тихоокеанская геология. Т. 27. № 5. С. 12–24.

Сахно В.Г., Полин В.Ф., Акинин В.В., Сергеев С.А., Аленичева А.А., Тихомиров П.Л., Молл-Столкап Е.Дж. 2010. Разновременность формирования Амгуэмо-Канчаланского и Энмываамского вулканических полей ОЧВП по данным изотопного датирования // ДАН. Т. 343. № 3. С. 365–371.

Тихомиров П.Л., Акинин В.В., Исполатов В.О., Александер П., Черепанова И.Ю., Загоскин В.В. 2006. Возраст северной части Охотско-Чукотского вулканогенного пояса: новые данные Ar-Ar и U-Pb геохронологии // Стратиграфия. Геол. корреляция. Т. 14. № 5. С. 81–95.

Тихомиров П.Л., Акинин В.В., Накамура Э. 2008. Мезозойский магматизм Центральной Чукотки: новые данные U-Pb геохронологии и их геодинамическая интерпретация // ДАН. Т. 419. № 2. С. 237–241.

Тихомиров П.Л., Калинина Е.А., Кобаяши К., Накамура Э. 2009. Тытыльвеевский вулканоплутонический пояс – раннемеловая магматическая провинция Северо-Восточной Азии // Геология полярных областей: Материалы XLII Тектонического совещания. Москва: ГЕОС. Т. 1. С. 239–242.

Akinin V.V., Miller E.L., Gottlieb E., Polzunenkov G. 2012. Geochronology and geochemistry of Cretaceous magmatic rocks of Arctic Chukotka: An update of GEOCHRON 2.0 // EGU General Assembly, Vienna, Abstracts 14: EGU 2012-3876.

Ispolatov V.O., Tikhomirov P.L., Heizler M., Cherepanova I.Yu. 2004. New $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ Ages of Cretaceous Continental Volcanics from Central Chukotka: Implications for Initiation and Duration of Volcanism within the Northern Part of the Okhotsk-Chukotka Volcanic Belt (Northeastern Eurasia) // J. Geol. Vol. 112. P. 369–377.

Hourigan J.K., Akinin V.V. 2004. Tectonic and chronostratigraphic implications of new $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronology and geochemistry of the Arman and Maltan-Ola volcanic fields, Okhotsk-Chukotka volcanic belt, northeastern Russia // Bull. Geol. Soc. Am. Vol. 116. N 5/6. P. 637–654.

Kelley S., Spicer R. A., Herman A.B. 1999. New $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dates for Cretaceous Chauna Group tefra, Northeastern Russia, and their implications for the geologic history and floral evolution of the North Pacific region // Cretaceous Res. Vol. 20. N 1. P. 97-106.

Tikhomirov P.L., Kalinina E.A., Moriguti T., Makishima A., Kobayashi K., Cherepanova I.Yu., Nakamura E. 2012. The Cretaceous Okhotsk–Chukotka Volcanic Belt (NE Russia): Geology, geochronology, magma output rates, and implications on the genesis of silicic LIPs // J. Volcan. Geother. Res. doi:10.1016/j.jvolgeores.2011.12.011.

Schmitz M.D., Kuiper K.F. 2013. High-Precision Geochronology // Elements. Vol. 9. P. 25-30.

Stone D.B., Layer P.W., Raikovich M.I. 2009. Age and paleomagnetism of the Okhotsk-Chukotka Volcanic Belt (OCVB) near Lake El'gygytgyn, Chukotka, Russia // Stephan Mueller Spec. Publ. Ser. Vol. 4. P. 243–260.

О НЕКОТОРЫХ МОДЕЛЯХ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ НИЖНЕМЕЛОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ

В.П. Алексеев

*Уральский государственный горный университет,
Екатеринбург, igg.lggi@ursmu.ru*

ON SOME MODELS OF SEDIMENTATION OF THE LOWER CRETACEOUS DEPOSITS OF WESTERN SIBERIA

V.P. Alekseev

Urals State Mining University, Yekaterinburg, igg.lggi@ursmu.ru

Отложения Западно-Сибирского осадочного мегабассейна (ЗСОМБ) раннемелового возраста дают половину добываемой в России нефти. Это определяет высокую степень их изученности, одновременно сопровождающуюся и рядом вопросов, нуждающихся в детальном рассмотрении и осмыслении. Так, до сих пор остается квазиоткрытой проблема неокомских клиноформ, являющихся, по образному выражению С.И. Романовского, «неприятным открытием для стратиграфов». Но и кроме данной проблемы общегеологического характера, имеется ряд локальных вопросов, относящихся к сугубо литолого-палеогеографической тематике, и имеющих весьма важное практическое значение. Ниже обозначим два дискуссионных момента, относящихся к моделям осадконакопления, имевшего место в раннемеловое время, и нуждающихся в непредвзятой оценке.

1. Модель врезанных долин (incised river valleys) базируется на представлениях о широком развитии эстуариев в прошлых геологических эпохах и для ЗСОМБ детально разработана на Каменном нефтяном месторождении (Медведев, 2010 и мн. др.). Опираясь на данные сейсмических работ, авторы концепции выделили на ограниченной территории месторождения две врезанные палеодолины. Ширина основной из них (Сеульской) по их данным составляет от 2 до 12 км, с глубиной собственно вреза до 60 м (!). Весьма интересно, что сами авторы отмечают близкий гранулометрический состав отложений, заполняющих врезы и соседствующих с ними. Еще более «интересно», что непосредственное устье реки ими располагается севернее Салехарда, то есть более чем в тысяче километров от исследуемого объекта. Добавим, что такая «эстуариевая» модель, опирающаяся на представления зарубежных исследователей, в последнее время начинает использоваться и при изучении иных объектов – вплоть до заведомо континентальных отложений васюганской свиты юго-востока ЗСОМБ.

2. Турбидитовая интерпретация генезиса ачимовской пачки. Долгое время отложения, относящиеся к своего рода «переходу» от легко распознаваемых верхнеюрских баженитов к высокопродуктивным валанжин-барремским коллекторам, диагностируемые как ачимовская пачка или толща, оставались на втором плане изучения. Этому способствовали как весьма сложное геологическое строение объекта, так и невысокие параметры фильтрационно-емкостных характеристик (ФЕС) потенциально продуктивных пластов. Ситуация постепенно, но неуклонно меняется по мере исчерпания легкодоступных нефтяных ресурсов. Это и определяет возрастание внимания к гетерохронным отложениям ачимовской пачки, «скольжение» которой по стратиграфическому разрезу отмечают практически все исследователи ЗСОМБ. В интерпретации генезиса данных отложений превалируют взгляды на их турбидитную природу (Нежданов и др., 2000 и мн. др.). В значительной степени такая позиция инспирирована широким проявлением текстур смятия и оползания в керне скважин. Для северных районов ЗСОМБ они описаны в недавней работе, содержащей детальный Атлас образцов, увязанных с типовым циклом Боума (Курчиков и др., 2010).

Приведенные примеры, на наш взгляд, ярко иллюстрируют подмену понятий, производимую по двум достаточно различным, но в целом взаимоувязываемым причинам. Во-первых, в обоих случаях *некритично* используется в общем-то достаточно известный и по сути неоспариваемый *механизм* осадконакопления. Для модели врезанных речных долин – это, в частности, известные палеоврезы среднего палеозоя Волго-Уральской нефтегазоносной области (Мухаметшин, 2006), а для ЗСОМБ – не менее известные «нефтяные реки» нижней юры Краснотенского нефтегазоносного района. Широкое развитие турбидитов во многих осадочных толщах в целом неоспоримо и разобрано в многочисленных работах. Суть проблемы здесь заключается в *правомерности* применения указанных механизмов для оценки конкретных исследуемых объектов. Из этого, по нашему мнению, и следует принципиально важный момент, заключающийся в следующем. Во-вторых, следует предельно аккуратно относиться к переносу представлений о современных обстановках осадконакопления на геологическое прошлое. Так, их прямое использование соответствует *униформизму*, о недопустимости которого было четко заявлено еще на первом Всесоюзном литологическом совещании 1952 г. Однако в последние десятилетия наблюдается рецидив подобного методологически неправильного подхода. О нем весьма образно написано в работе патриарха отечественной литологии В.Т. Фролова, зафиксировавшего «... малообоснованное навешивание генетических ярлыков» на «геологические тела, преимущественно со стороны американских геологов» (Фролов, 2004). По сути, о подобной же некритичности писал и П.В. Маркевич, памяти которого посвящено проводимое совещание. На примере терминов «флиш» и «турбидиты» он убедительно показал, с какой осторожностью к ним следует относиться (Маркевич, 2003, 2004). Кстати, предупреждение об опасности использования данных определений «... минуя конкретное описание пород и их ассоциаций» (Маркевич, 2004), выглядит особенно актуально для нефтегазовой литологии, которая, как правило, располагает малым количеством кернового материала, особенно из непродуктивных горизонтов. Оценивая перечисленные им причины возможных ошибок в виде «простой мистификации, дани моде или просто недоразумения» (Маркевич, 2003), можно уверенно полагать, что в обоих разбираемых нами случаях речь идет о достаточно откровенной «дани моде». Последняя основана на неправильных методологических посылах, изначально проистекающих из некритической оценки геологической ситуации. Совершенно созвучным описанному выглядит высказывание Фролова: «... мода деспотична и нивелировочна, она противопоказана науке, особенно «комплексной» – истории и геологии» (Фролов, 2004). Возвращаясь к обеим рассмотренным моделям, укажем на то, что они изначально разработаны для преимущественно современных (в лучшем случае – кайнозойских) осадочных бассейнов, расположенных на океанических (!) континентах. Тем самым они априорно неприменимы к несомненно внутриконтинентальному ЗСОМБ. На протяжении всего раннемелового времени здесь попросту не было предпосылок ни для столь быстрого и высокоамплитудного эвстатического изменения уровня водной поверхности, ни глубин, соответствующих второму уровню лавинного осадконакопления, к которому приурочены турбидиты (более 1 км).

С учетом высказанных положений вернемся к двум примерам, приведенным выше. Для модели палеоврезов в работе (Состав..., 2011), содержащей фациальный анализ отложений восточной части Каменного нефтяного месторождения, показано, что специфическая конфигурация отраженных волн на сейсмических разрезах вполне удовлетворительно может объясняться обычной моделью флювиальных дельтовых выносов по типу «птичьей лапки» (birdfoot) Миссисипи. Широкое же проявление текстур смятия и оползания в ачимовских отложениях, трактуемое как основное доказательство их турбидитовой природы, легко сопоставляется с таковыми проявлениями в передовых частях (авандельтах) конусов выноса крупных рек. Такие примеры приведены в разделе, посвященном дельтам, из широко известной работы (Эллиотт, 1990); подробно описаны в статье, расшифровывающей формирование палеогеновых отложений дельты р. Нигер (Reijers, 2011).

Перечисленное приводит нас к двум основным выводам. 1. Любые геологические исследования (и особенно – генетические) должны заверяться (верифицироваться). Поскольку прямая верификация в условиях необратимого геологического времени невозможна, она должна производиться с применением стандартного для моделирования приема проверки на новом материале, то есть косвенным путем. В описанных выше двух моделях такой верификации не проводилось, что заставляет признать используемые реконструкции всего лишь как один из многих возможных вариантов. 2. При построении, а тем более принятии тех или иных моделей следует использовать известный принцип «бритвы Оккама», в упрощенном виде сводящийся к следующей формулировке: не следует умножать сущности без необходимости. Именно исходя из этого принципа и следует рассматривать генезис отложений ЗСОМБ, отражающих приведенные примеры. Добавим, что предложенная нами интерпретация (лопастные дельты для «врезов» и смятие передовых слоев авандельты для ачимовской пачки) опирается на исследования, выполненные посредством фациально-циклического анализа, как раз подразумевающего *обязательную* проверку (верификацию) представлений на каждом последующем этапе исследований (слой→колонка скважины→разрез→карта).

Литература

Курчиков А.Р., Бородкин В.Н., Храмова А.В. 2010. Условия формирования и атлас текстур пород ачимовского клиноформного комплекса севера Западной Сибири. Новосибирск: Изд-во СО РАН. 130 с.

Маркевич П.В. 2003. Осторожно, турбидиты! // Генетический формационный анализ осадочных комплексов фанерозоя и докембрия: Материалы 3-го Всерос. литолог. совещания. М.: Изд-во МГУ. С. 19-21.

Маркевич П.В. 2004. «Турбидиты» и «флиш» без пояснений – опасные термины // Вестник ДВО РАН. № 4. С. 95-105.

Медведев А.Л. 2010. Врезанные речные долины: история изучения и современное состояние вопроса // Геология, геофизика и разработка нефтяных и газовых месторождений. № 4. С. 31-43.

Мухаметшин Р.З. 2006. Палеоврезы и их роль в освоении трудноизвлекаемых запасов нефти. М.: ООО «Геоинформмарк». 80 с.

Нежданов А.А., Пономарев В.А., Туренков Н.А., Горбунов С.А. 2000. Геология и нефтегазоносность ачимовской толщи Западной Сибири. М.: Изд-во АГН. 247 с.

Состав, строение и условия формирования коллекторов группы ВК восточной части Красноленинского нефтяного месторождения (Западная Сибирь). 2011. Екатеринбург: Изд-во УГГУ. 325 с.

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

Эллиотт Т. 1990. Дельты // Обстановки осадконакопления и фации. М.: Мир. Т. 1. С. 144-191.

Reijers T.J.A. 2011. Stratigraphy and Sedimentology of the Niger Delta // Geologos. Vol. 17(3). P. 133-162.

ФАЦИАЛЬНЫЙ СОСТАВ НИЖНЕМЕЛОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ШИРОТНОГО ПРИОБЬЯ (ЗАПАДНАЯ СИБИРЬ)

В.П. Алексеев¹, Р.А. Валеев², О.С. Генераленко³, С.А. Лац², Е.А. Щергина²

¹Уральский государственный горный университет, Екатеринбург, igg.lggi@ursmu.ru

²Тюменский филиал ООО «КогалымНИПИнефть», Тюмень, RAValeev@tmn.lukoil.com

³ООО «Тюменский нефтяной научный центр», Тюмень, OSGeneralenko@rosneft.ru

FACIES COMPOSITION OF THE LOWER CRETACEOUS SEDIMENTS OF LATITUDINAL PRIOBYE (WESTERN SIBERIA)

V.P. Alekseev¹, R.A. Valeev², O.S. Generalenko³, S.A. Lats², E.A. Schergina²

¹Urals State Mining University, Yekaterinburg, igg.lggi@ursmu.ru

²Tyumen branch «KogalymNIPIneft», Tyumen, RAValeev@tmn.lukoil.com

³«Tyumen Oil Research Center», Tyumen, OSGeneralenko@rosneft.ru

Понятие «фация» является одним из наиболее востребованных и одновременно – основательно «запутанных» и спорных в геологии. В полной мере это относится и к нефтегазовой литологии. Не вдаваясь в обсуждение состояния вопроса, изложим наши представления о фациальном расчленении нижнемеловых отложений Широкого Приобья. Они основаны на керновом материале, находящемся в распоряжении ОАО «Лукойл-Западная Сибирь», в пределах территории ХМАО-Югры.

Основной методологической базой для исследований явился фациально-циклический анализ (ФЦА), разработанный Ю.А. Жемчужниковым и успешно примененный при изучении угленосных отложений среднего карбона Донецкого бассейна (Жемчужников, 1947; Строение..., 1959). Его первый этап заключается в установлении фации по комплексу следующих признаков:

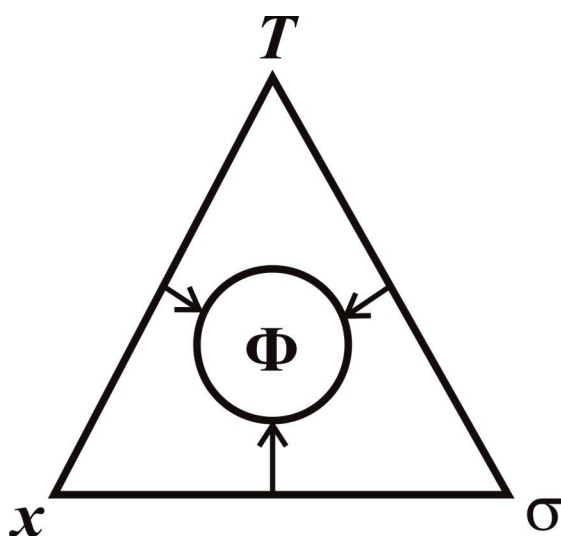
- 1) гранулометрический состав пород;
- 2) соотношение фракций (сортированность);
- 3) текстурная характеристика;
- 4) вид и описание биологической составляющей (флора, фауна, ихнофоссилии);
- 5) особенности, а также другие признаки (в основном индикативного характера);
- 6) контакты с подстилающими и перекрывающими отложениями;
- 7) наиболее характерный парагенез.

Наиболее важными, то есть конститутивными (Македонов, 1984) являются три первых признака. Как правило, по их сочетанию и устанавливается фация (рис. 1). Другие признаки

имеют индикативный (иногда весьма значимый) характер. Особо отметим, что только по одному признаку (на практике для терригенных пород это всегда размерность частиц) фация не может быть определена.

Рис. 1. Принципиальная модель, иллюстрирующая соотношение между конститутивными признаками пород и их значение для установления фации:

- x – размерность частиц, слагающих породу (гранулометрический состав);
- σ – соотношение фракций (сортированность);
- T – текстура;
- Φ – фация



Методика ФЦА, разработанная на материале угленосных толщ (Строение... 1959; Тимофеев, 2006), применена при изучении глубокозалегающих юрских отложений тюменской свиты Шаимского нефтегазоносного района (НГР) Западно-Сибирского осадочного мегабассейна (ЗСОМБ) (Состав ..., 2007), а в последующем – отложений викуловской свиты верхнего апта на Каменном месторождении Краснотеннинского НГР ЗСОМБ (Состав..., 2011). Однако работы по другим объектам, входящим в поле деятельности ОАО «Лукойл-Западная Сибирь», показали настоятельную необходимость модернизации схемы, разработанной для юрских угленосных толщ. Результаты такой доработки показаны в таблице 1. Особо отметим, что речь идет только о субаквальных отложениях.

Таблица 1. Сопоставление схем фациального расчленения отложений.

Юрские терригенные отложения (угленосные толщи Северной Евразии) (Алексеев, 2007)				Новая схема			
Подгруппа	Макрофация			Подгруппа	Макрофация		
	название	индекс	колич. фаций		название	индекс	колич. фаций
	Отложений мелких прибрежных водотоков	КС	2		Отложений мелких прибрежных водотоков	КС	2
Переходная	Отложений заливно-лагунного побережья	БЗ	3	Переходная	Отложений заливно-лагунного побережья	БЗ	3
	Отложений подводной части дельты	БД	4		Отложений подводной части дельты	БД	4
Мелководно-бассейновая	Отложений полузолированного малоподвижного бассейнового мелководья	БП	5	Мелководно-бассейновая	Отложений полузолированного малоподвижного бассейнового мелководья	БП	6
	Отложений открытого подвижного бассейнового мелководья	БМ	3		Отложений открытого подвижного бассейнового мелководья	БМ	6
~	Отложений наиболее удаленной от побережья части бассейна	БУ	3		Отложений открытой части бассейна	БУ	5

Как видно из приведенного сопоставления, существенно расширена макрофация отложений открытого подвижного мелководья (БМ). Помимо этого, как расширено, так и принципиально изменено «наполнение» макрофазии наиболее удаленной от побережья части бассейна (БУ). Эти изменения показаны в общей схеме фациального расчленения отложений, приведенной в таблице 2.

Рекомендуемая индексация обстановок имеет отчетливый трехуровневый и соответственно трехбуквенный характер, что в целом наследует принципы, заложенные в фациально-циклическом анализе (Состав..., 1959). Первая буква обозначает группу (либо набор групп), а иногда и подгруппу. В нашем случае мы не сочли необходимым менять устоявшуюся аббревиатуру, и за редким исключением это литера Б, обозначающая приемный эпиконтинентальный морской бассейн. Литера К обозначает континентальные условия седиментации. Вторая литера соответствует какому-либо слову из названия макрофазии (в основном имеющему «ключевой» характер), а третья – по тому же принципу – из названия конкретной фации. Таким образом, уже

Таблица 2. Схема фациального расчленения отложений (составлена В.П. Алексеевым).

Макрофация		Фация	
название	индекс	название	индекс
Отложений мелких прибрежных водотоков	КС	Гравийно-песчаных осадков русел мелких прибрежных водотоков	КСР
		Глинистых и песчано-алевритовых осадков поймы мелких прибрежных водотоков	КСП
Отложений заливно-лагунного побережья	БЗ	Глинисто-алевритовых осадков полуизолированных частей побережья заливов и лагун	БЗП
		Песчано-алевритовых осадков прибрежных частей заливов и лагун	БЗА
		Алеврито-глинистых и карбонатных осадков центральных частей заливов и лагун	БЗГ
Отложений подводной части дельты	БД	Гравийно-песчаных (пуддинговых) осадков оснований конусов выноса рек	БДП
		Гравийно-песчаных осадков центральных частей конусов выноса рек	БДЦ
		Песчаных осадков конусов выноса рек	БДД
		Алеврито-песчаных осадков передовой части дельты	БДА
Отложений полуизолированного малоподвижного бассейнового мелководья	БП	Глинисто-алевритовых и песчаных осадков приморских озер	БПО
		Алеврито-глинистых осадков прибрежного малоподвижного мелководья	БПП
		Глинистых и алеврито-песчаных осадков приберегового взмучивания («рябчик»)	БПВ
		Тонкого переслаивания глинистых и алевритовых осадков прибереговой зоны (ватты, марши)	БПР
		Алеврито-песчаных осадков малых аккумулятивных форм (косы, пересыпи)	БПК
		Алеврито-песчаных осадков активных участков	БПА
Отложений открытого подвижного бассейнового мелководья	БМ	Переслаивания глинисто-алеврито-песчаных осадков подвижного приберегового мелководья (малые аккумулятивные формы)	БММ
		Переслаивания алевритовых и песчаных осадков волновой ряби	БМВ
		Переслаивания алевритовых и песчаных осадков в зоне активной переработки	БМР
		Алеврито-песчаных осадков активного подвижного мелководья	БМА
		Алеврито-песчаных осадков активного подвижного мелководья (бары)	БМБ
		Алеврито-песчаных осадков дальней части подвижного мелководья	БМП
Отложений наиболее удаленной от побережья части бассейна	БУ	Алеврито-глинистых осадков открытой части бассейна	БУГ
		Алеврито-глинистых и песчаных осадков склонов и оползней	БУО
		Песчаных осадков зерновых потоков	БУЗ
		Пуддинговых осадков «аномальных» разрезов баженовской свиты	БУА
		Битуминозных осадков (баженитов) наиболее глубоководных областей	БУБ

сам индекс часто имеет закодированное генетическое содержание. Например, БПО легко расшифровывается как отложения приморских озер полуизолированного бассейнового мелководья, а БМБ – баров открытого, подвижного мелководья бассейна.

В заключение выразим надежду, что предлагаемая схема пройдет внешнюю верификацию, чем еще раз подчеркнет жизнеспособность и актуальность фациально-циклического анализа для нефтегазовой литологии, анонсированную одним из авторов более 10 лет назад (Алексеев, 2003).

Литература

Алексеев В.П. 2003. Классический литолого-фациальный анализ как базовый метод при изучении состава и условий формирования раннемезозойских отложений Западно-Сибирской плиты // Пути реализации нефтегазового потенциала ХМАО (Шестая научно-практ. конф.). Ханты-Мансийск. Т. 1. С. 145-150.

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

Жемчужников Ю.А. 1947. Цикличность строения угленосных толщ, периодичность осадконакопления и методы их изучения // Труды ИГН АН СССР. Вып. 90. С. 7-18.

Македонов А.В. 1984. Методы литофациального анализа и типизация осадков гумидных зон. Л.: Недра. 260 с.

Состав и генезис отложений тюменской свиты Шаимского нефтегазоносного района (Западная Сибирь). 2007. Екатеринбург: Изд-во УГГУ. 209 с.

Состав, строение и условия формирования коллекторов группы ВК восточной части Красноленинского нефтяного месторождения (Западная Сибирь). 2011. Екатеринбург: Изд-во УГГУ. 325 с.

Строение и условия накопления основных угленосных свит и угольных пластов среднего карбона Донецкого бассейна. 1959. М.: АН СССР. Ч. 1. 331 с.

Тимофеев П.П. 2006. Эволюция угленосных формаций в истории Земли. М.: Наука. 204 с.

ПОЗДНЕМЕЛОВЫЕ РАСТЕНИЯ ИЗ МЕСТОНАХОЖДЕНИЯ ОБЖОРИНСКИЙ ЯР (КРАСНОЯРСКИЙ КРАЙ, ЧУЛЫМО-ЕНИСЕЙСКИЙ РАЙОН)

П.И. Алексеев

Ботанический институт им. В.Л. Комарова РАН, Санкт-Петербург, paulusalex@mail.ru

THE LATE CRETACEOUS PLANTS FROM OBZHORINSKIY YAR LOCALITY (KRASNOYARSK KRAY, CHULYM-YENISEI AREA)

P.I. Alexeev

Komarov Botanical Institute RAS, Saint Petersburg, paulusalex@mail.ru

В обрамлении юго-восточной части Западно-Сибирской низменности на большой территории развиты континентальные меловые отложения. В них известны многочисленные местонахождения ископаемых растений, которые привлекают внимание палеоботаников со второй половины XIX века. Одно из таких местонахождений – Обжоринский яр – до последнего времени было известно только по двум штуфам с отпечатками таксодиевых, хранящимся на кафедре палеонтологии Томского государственного университета. В 2012 году сотрудниками Ботанического института РАН была собрана небольшая, но чрезвычайно интересная с научной точки зрения коллекция остатков ископаемых растений из этого местонахождения.

Местонахождение Обжоринский яр находится в Чулымо-Енисейском районе Западной Сибири, на правом берегу реки Кемчуг, притока реки Чулым (56°59' СШ; 091°45' ВД). В береговом обрыве здесь обнажаются аллювиальные отложения, представленные светло-серыми песками и линзами глин, в которых и содержатся растительные остатки. Стратиграфическое положение слоев содержащих остатки растений неочевидно, вероятнее всего они относятся к верхним горизонтам симоновской свиты. В непосредственной близости к местонахождению на геологической карте (Геологическая карта СССР..., 1982) отмечен контакт симоновской и сымской свит, поэтому для определения стратиграфического положения в данном случае большое значение имеет состав флористического комплекса.

Собранный материал представляет собой около 30 штуфов глины с отпечатками листьев и соплодий, в некоторых случаях имеющих сохранившуюся фитолейму. Также в местонахождении собраны куски лигнитизированной ископаемой древесины и объемные слепки шишек. Флористический комплекс Обжоринского яра включает в себя печеночные мхи *Hepaticites*, папоротники *Anemia dicksoniana* (Heer) Krassilov, хвойные *Sequoia* sp. (побеги и шишки) и цветковые растения. Среди цветковых имеются отпечатки листьев *Ettingshausenia cuneifolia* (Bronn) Stiehler, *Trochodendroides* sp., *Cissites* sp. и фрагмент неопределенного листа. Также имеются отпечатки головчатых соцветий платановых, два типа неописанных ранее соплодий и семена цветковых растений. Таким образом, наблюдается уникальная ситуация, когда четыре морфотипа листьев цветковых сопровождаются четырьмя таксонами генеративных органов. К сожалению, в этой ситуации мы можем достоверно ассоциировать между собой только листья *Ettingshausenia* и головчатые соцветия платановых.

Веретеновидные плоды *Carpolithes* sp. 1 (возможно листовки), собранные в довольно рыхлую кисть, имеют сходство с плодами *Nyssidium*, и, вероятно, ассоциируются с листьями *Trochodendroides*. Узкоэллиптической формой и отсутствием поперечной исчерченности плоды *Carpolithes* sp. 1 похожи на *N. filatovii* (Saml.) Golovn. из альбских отложений бассейна реки Колымы (Головнева, Алексеев, 2010). Более поздние виды *Nyssidium* из сена Западной Сибири отличаются более широкими плодами, с большим количеством продольных полосок на створках листовок и компактными соплодиями, расположенными на укороченных побегах (Алексеев, Головнева, 2013).

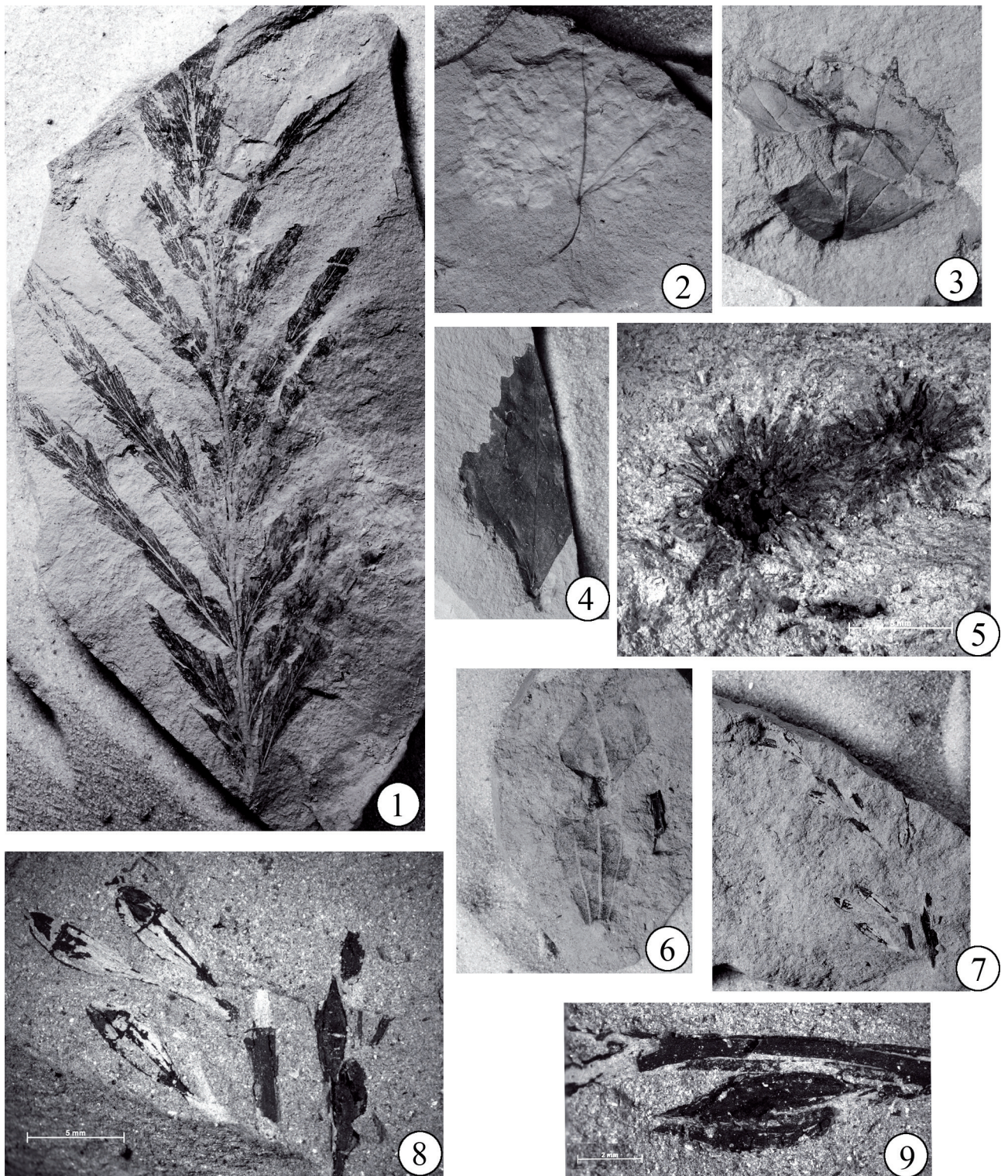


Таблица I. 1 – *Anemia dicksoniana* (Heer) Krassilov, x1; 2 – *Cissites* sp., x1; 3, 4 – *Ettingshausenia cuneifolia* (Bronn) Stiehler, x1; 5 – соцветия платановых; 6 – *Trochodendroides* sp., x1; 7-9 – *Carpolithes* sp. 1.

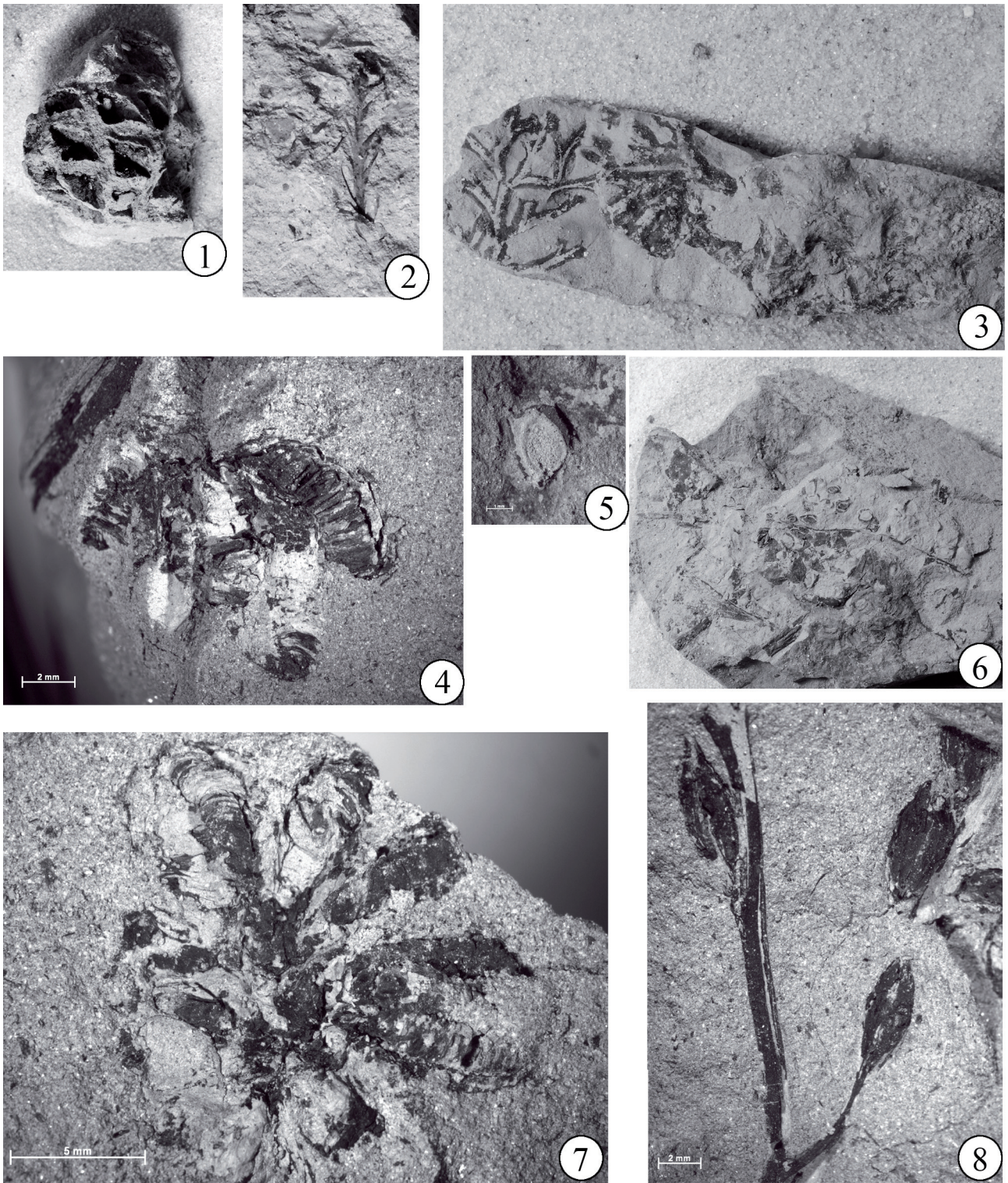


Таблица II. 1 – *Sequoia* sp., шишка, x1; 2 – *Sequoia* sp., побег, x2; 3 – *Hepaticites* sp., x2; 4, 7 – *Carpolithes* sp. 2; 5, 6 – *Carpolithes* sp. 3; 8 – *Carpolithes* sp. 1.

Другие соплодия из местонахождения Обжоринский яр – *Carpolithes* sp. 2, имеют очень необычное строение. Небольшие двурядные листовки, заполненные налегающими друг на друга плоскими семенами, собраны в шаровидные соплодия. Скорее всего, это первая находка подобных соплодий в меловых отложениях Западной Сибири.

В целом флористический комплекс Обжоринского яра наиболее близок к чулымской флоре сеноманского возраста, происходящий из нижней части симоновской свиты (Головнева, Носова, 2012). Среди небольшого числа найденных здесь отпечатков листьев цветковых доминирует типичный для чулымской флоры вид *Ettingshausenia cuneifolia*, а род *Trochodendroides* зафиксирован здесь только по одному неполному отпечатку листа, в то время как в коньяк-сантонской антибесской флоре к нему относится более 90 процентов отпечатков. Однако для хорошо исследованной чулымской флоры неизвестны плоды похожие на многочисленные здесь *Carpolithes* sp. 2. Очень вероятно, что ископаемые растения Обжоринского яра происходят из верхней части симоновской свиты, имеющей туронский возраст и являются, таким образом, единственным флористическим комплексом этого возраста для Западной Сибири.

Литература

Алексеев П.И., Головнёва Л.Б. 2013. Новый вид рода *Nyssidium* Heer из местонахождения Арчекас (Западная Сибирь) // VIII чтения памяти А.Н. Криштофовича. Тез. докл. СПб: Изд-во БИН РАН. С. 3-4.

Геологическая карта масштаба 1:200000. Серия Кетская. Лист О-46-XXVI (Межово). М.: 1982 г.

Головнева Л.Б., Алексеев П.И. 2010. Род *Trochodendroides* Wettу в меловых флорах Сибири // Палеоботаника. Т. 1. СПб: Изд-во Марафон. С. 22-44.

Головнева Л.Б., Носова Н.В. 2012. Альб-сеноманская флора Западной Сибири. СПб: Изд-во Марафон. 436 с.

ЭТАПЫ ЭВОЛЮЦИИ ДИНОЗАВРОВ В ПОЗДНЕМ МЕЛУ АЗИИ

В.Р. Алифанов

Палеонтологический институт им. А.А. Борисяка РАН, Москва, valifan@paleo.ru

STAGES OF DINOSAUR EVOLUTION IN THE LATE CRETACEOUS OF ASIA

V.R. Alifanov

Borissiak Paleontological Institute RAS, Moscow, valifan@paleo.ru

В Азии внутриконтинентальные отложения верхнего мела разнообразно и широко представлены на территории Южной Монголии. Именно здесь установлены считающиеся стратиграфически последовательными баинширэнская, джадохтская, барунгойотская и нэмэ-гэтинская свиты. При выделении этих стратонов данные по наземным тетраподам учитывались мало в силу их, главным образом, немногочисленности. Сейчас изученность позднемеловых позвоночных Монголии многократно возросла, а с помощью таких групп, как панцирные (Ankylosauria), рогатые (Neoceratopsia) и утконосые (Hadrosauridae) динозавры, появилась возможность внести в «опорную» схему важные уточнения, выйти на более широкие межрегиональные сопоставления и наметить основные этапы фаунистической эволюции динозавров и наземных тетрапод Азии в целом.

В рамках обозначенной темы ключевой является проблема реконструкции времени существования баинширэнского комплекса позвоночных. В коллекции Палеонтологического

института им. А.А. Борисяка РАН хранятся остатки баинширэнских гадрозаврид, в черепе которых имеет место лобно-носовая фонтанель. Формы с такой особенностью представлены в других комплексах за пределами Монголии: Ирэн-Дабасу в Китае (Внутренняя Монголия), яловачском в Таджикистане и бостобинском в Казахстане (Северо-Восточное Приаралье). Следует учесть, что отложения бостобинской свиты, давшей название последнему комплексу, уверенно датируются сеноном палеофлористически (Шилин, Романова, 1978). Детализировать этот широкий интервал отчасти позволяет факт залегания бостобинских отложений поверх жиркиндекской свиты, имеющей, по данным разных авторов, туронский или турон–раннеконьякский возраст. Туроном датируется биссектинская свита в Узбекистане (Averianov, Sues, 2012), что основано на определении органических остатков из отложений морского генезиса, подстилающих и перекрывающих последний стратон. Среди биссектинских динозавров также обнаружены «фонтанельные» гадрозавриды, которые, видимо, характеризуют самый ранний этап позднего мела на территории Азии.

Переходу от баинширэнской к джадохтской свите соответствует джабхалантская свита, которая, как установлено, залегает непосредственно выше баинширэнских отложений (Eberth et al., 2009). Немногочисленный джабхалантский комплекс позвоночных пока не позволяет сделать уверенных сопоставлений. Но возможно, он синхронен с более богатым комплексом из отложений группы (формации) Ванши в Китае (Шаньдун), также имеющим признаки переходности.

В комплексе Ванши рогатые динозавры представлены семействами Ceratopidae и Protoceratopidae. Первое известно в Азии из более раннего биссектинского комплекса в Узбекистане, а второе установлено по роду *Zhuchengceratops*, филогенетически близкому к *Udanoceratops* из более позднего джадохтского комплекса в Монголии. В Ванши также отмечаются панцирный динозавр *Pinacosaurus* (Ankylosauridae), который долгое время воспринимался как исключительно джадохтский элемент, и продвинутые по сравнению с предыдущим этапом утконосые динозавры. Последние, в частности, включают архаичного представителя таксона (подсемейства) Lambeosaurinae – *Tsintaosaurus*.

По наличию «базальных» лямбеозаврин из Ванши можно синхронизировать ещё два комплекса: сюсюкский в Южном Казахстане и красноярковский на Сахалине. Сахалинский гадрозаврид (*Nipponosaurus*) происходит из морских отложений сантон–раннекампанского возраста (Suzuki et al., 2004). В рамках выстраиваемой схемы указанная датировка позволяет уточнить время перехода от баинширэнского к джабхалантскому (средний сантон), а также от джабхалантского к джадохтскому (ранний кампан) комплексам в Монголии.

В настоящее время есть основания для уверенного решения проблемы сопоставимости близких по составу джадохтского и барунгойтского комплексов тетрапод. Их главной особенностью является расцвет рогатых динозавров семейств Protoceratopidae и Bagaceratopidae. При этом в джадохтское время доминировали Protoceratopidae (*Protoceratops andrewsi*, *Bainoceratops*, *Udanoceratops*), а в барунгойтское – Bagaceratopidae (*Bagaceratops*, *Platyceratops*, *Lamaceratops*, *Gobiceratops*). Этот факт позволяет признать обсуждаемые комплексы разновозрастными (Алифанов, 2003, 2008). Более молодой возраст барунгойтского комплекса определяется по залеганию соответствующих ему отложений ниже нэмэгэтинской свиты, терминальной для верхнего мела Монголии.

Переходным между джадохтским и барунгойтским комплексами является комплекс тетрапод из формации Баян-Мандаху в Китае (Внутренняя Монголия), где обнаружены базальный багацератопид (*Magnirostris*) и продвинутый протоцератопид (*Protoceratops hellenikorhinus*). При этом в данном комплексе преобладают остатки протоцератопид. Это же соотношение характерно для джадохтской свиты в Монголии и нижнекампанской формации Милк-Ривер в Канаде.

Соответствующие барунгойтской и нэмэгэтинской свитам в Монголии комплексы заметно отличаются друг от друга. В одном из них доминировали рогатые, а во втором – утконосые

динозавры. На барунгойотско-нэмэгэтинском рубеже нами (Алифанов, 2000) реконструировано похолодание на основании резкого, почти пятикратного сокращения разнообразия ящериц, которым, как известно, свойственна зависимость от температуры окружающей среды. Глобальный характер этого похолодания вытекает из предположения о его синхронности с похолоданием, охватившим в кампане север Сибири (Захаров, 2002).

Нэмэгэтинский комплекс тетрапод, скорее всего, существовал в самом конце кампана (в этом случае он может быть синхронен позднекампанскому комплексу тетрапод из формации Олдмэн в Канаде), поскольку не содержит характерного для маастрихта Азии большого разнообразия и численности ламбеозаврин. Последняя особенность устанавливается по данным из двух предположительно близковозрастных комплексов тетрапод в Приамурье: удурчуканского (Россия) и Юйлянцзы (Китай). Российский комплекс датируется уверенно ранним – «средним» маастрихтом по залеганию соответствующих ему отложений стратиграфически выше кампанской по возрасту кундурской свиты и по палинологическим данным (Бугдаева и др., 2001).

Терминальным для позднего мела Азии, вероятно, является каканаутский комплекс тетрапод, установленный по очень фрагментарным находкам из отложений одноимённой свиты на Чукотке. Последняя перекрывает нижнемаастрихтские отложения морского генезиса и может иметь возраст в пределах «среднего» – позднего маастрихта (Щепетов и др., 2008). По динозаврам каканаутский комплекс в целом близок к приамурским.

Если сходные по составу и возрасту фаунистические комплексы поздне меловых наземных тетрапод из разных регионов и стран Азии объединить в фауны, то последние выстраиваются практически в непрерывную последовательность, охватывающую очень широкий интервал времени (табл. 1): поздний турон–ранний коньяк (биссектинская), поздний коньяк–ранний сантон (баинширэнская), поздний сантон–ранний кампан (джабхалантская), ранний–средний кампан (джадохтская), средний–поздний кампан (барунгойотская), поздний кампан (нэмэгэтинская), ранний–«средний» маастрихт (удурчуканская) и «средний»–поздний маастрихт (каканаутская).

Таблица 1. Этапы, фауны и комплексы наземных тетрапод в позднем мелу Азии.

	ЭТАПЫ	ФАУНЫ	ФАУНИСТИЧЕСКИЕ КОМПЛЕКСЫ			
			Монголия	Китай	Казахстан	Россия (Р), Таджикистан (Т), Узбекистан (У)
K _{2m}	III	Каканаутская				Каканаутский (Р)
		Удурчуканская		Юйлянцзы		Удурчуканский (Р)
K _{2cp}	II	Нэмэгэтинская	Нэмэгэтинский			
		Барунгойотская	Барунгойотский			
		Джадохтская		Баян-Мандаху		
			Джадохтский			
Джабхалантская	Джабхалантский	Ванши	Сюксюкский	Красноярковский (Р)		
K _{2st}	I	Баинширэнская	Баинширэнский	Ирэн-Дабасу	Бостобинский	Яловачский (Т)
K _{2cp}						
K _{2t}		Биссектинская			Жиркиндекский	Биссектинский (У)
K _{2cm}						

Фауны также возможно представить в виде нескольких более крупных объединений, или этапов: I – биссектинско–баинширэнского (доминирование «фонтанельных» гадрозаврид, становление архаичного разнообразия анкилозаврид), II – джабхалантско–барунгойотского (распространение архаичных лямбеозаврин и анкилозаврид рода *Pinacosaurus*, расцвет неоцератопсий Protoceratopidae и Bagaceratopidae), III – нэмэгэтинско–каканаутского (сокращение разнообразия неоцератопсий, рост разнообразия и численности лямбеозавриновых гадрозаврид).

Представленные в данной работе результаты можно использовать в качестве ориентира для решения разнообразных задач, связанных с реконструкцией биотических и абиотических событий, имевших место на территории Азии в течение позднего мела.

Работа поддержана грантом РФФИ № 13-05-00302.

Литература

Алифанов В.Р. 2000. Макроцефалозавры и ранние этапы эволюции ящериц Центральной Азии. М.: ГЕОС. 126 с. (Тр. Палеонтол. ин-та РАН. Т. 272).

Алифанов В.Р. 2003. Два новых динозавра инфраотряда Neoceratopsia (Ornithischia) из отложений верхнего мела Нэмэгэтинской котловины, Монголия // Палеонтол. журн. № 5. С. 77-88.

Алифанов В.Р. 2008. Миниатюрный рогатый динозавр *Gobiceratops minutus* gen. et sp. nov. (Bagaceratopidae, Neoceratopsia) из позднего мела Монголии // Палеонтол. журн. № 6. С. 49-60.

Бугдаева Е.В., Маркевич В.С., Сорокин А.П. и др. 2001. Глава 2. Стратиграфия // Бугдаева Е.В. (Отв. ред). Флора и динозавры на границе мела и палеогена Зейско-Буреинского бассейна. Владивосток: Дальнаука. С. 25-43.

Захаров В.А. 2002. Климат Северо-Восточной Азии в мезозое (обзор) // Ахметьев М.А., Герман А.Б., Долуденко М.П. и др. (Отв. ред.). Сборник памяти члена-корреспондента АН СССР, профессора Всеволода Андреевича Вахрамеева (к 90-летию со дня рождения). М.: ГЕОС. С. 262-267.

Шилин П.В., Романова Э.В. 1978. Сенонские флоры Казахстана. Алма-Ата: Наука. 176 с.

Щепетов С.В., Головнева Л.Б., Годфруа П., Алексеев П.И. 2008. Маастрихтское захоронение растений и динозавров на юге Чукотки: Геологическое строение, стратиграфия, состав биоты // Л.Ю. Буданцев (Ред.). Вопросы палеофлористики и систематики ископаемых растений (Чтения памяти А.Н. Криштофовича. Вып. 6). СПб: Изд-во БИН РАН. С. 97-109.

Averianov A.O., Sues H.-D. 2012. Correlation of Late Cretaceous continental vertebrate assemblages in Middle and Central Asia // J. Stratigraphy. Vol. 36. N 2. P. 462-485.

Eberth D.A., Kobayashi Y., Lee Y. et al. 2009. Assignment of *Yamaceratops dorn gobiensis* and associated redbeds at Shine Us Khudag (Eastern Gobi, Dorn gobi Province, Mongolia) to the redescribed Javkhant Formation (Upper Cretaceous) // J. Vertebr. Paleontol. Vol. 29. N 1. P. 295-302.

Suzuki D., Weishampel D.B., Minoura N. 2004. *Nipponosaurus sachalinensis* (Dinosauria; Ornithopoda): Anatomy and systematic position within Hadrosauridae // J. Vertebr. Paleontol. Vol. 24. N 1. P. 145-164.

О ГРАНИЦЕ ЮРЫ И МЕЛА

В.В. Аркадьев¹, Е.Ю. Барабошкин², А.Ю. Гужиков³

¹*Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург, arkadievvv@mail.ru*

²*Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, Москва, ejbaraboshkin@mail.ru*

³*Саратовский государственный университет им. Н.Г. Чернышевского, Саратов, aguzhikov@yandex.ru*

ABOUT JURASSIC-CRETACEOUS BOUNDARY

V.V. Arkadiev¹, E.Yu. Baraboshkin², A.Yu. Guzhikov³

¹*Saint Petersburg State University, Saint Petersburg, arkadievvv@mail.ru*

²*Lomonosov Moscow State University, Moscow, ejbaraboshkin@mail.ru*

³*Chernyshevsky Saratov State University, Saratov, aguzhikov@yandex.ru*

Вопрос определения границы юры и мела имеет очень давнюю историю и неоднократно обсуждался многими специалистами у нас в стране и за рубежом (Егоян, 1975; Друщиц, Вахрамеев, 1976; Аркадьев, 2008, 2012; Захаров, 2011; Барабошкин и др., 2013; Wimbledon, 2008; Wimbledon et al., 2011 и др.). В настоящее время граница между юрой и мелом в области Тетис проводится в основании аммонитовой зоны *jacobi* (Reboulet et al., 2011), хотя в последнем варианте Шкалы Геологического Времени ее предлагается совместить с подошвой магнитного хрона M18r (Gradstein et al., 2012).

Определение границы между системами биостратиграфическим методом – традиционный путь, хорошо себя зарекомендовавший в практике стратиграфических исследований. Это один из естественных путей, основанных на выявлении этапности развития (в данном случае – биологической эволюции) Земли. Несмотря на ведущую роль палеонтологических методов (Захаров, 2011), новые методы (хемо-, магнитостратиграфия и др.) обладают рядом несомненных преимуществ. Это относится, прежде всего, к изохронности и фациальной независимости при удаленных стратиграфических корреляциях, осуществляемых на их основе (Гужиков, Барабошкин, 2006) (рис. 1).

О том, что граница систем должна определяться сменой таксонов на уровне семейств, писал В.Л. Егоян (1975). Берриасский ярус области Тетис характеризует семейство аммонитов *Neosomitidae*, представители которого известны из разрезов Испании, Франции, Болгарии, Горного Крыма, Кавказа (Le Hégarat, 1973; Tavera, 1985; Nikolov, 1982; Аркадьев и др., 2012). По В.Л. Егояну, это «ядро» яруса. По данным авторов (Аркадьев и др., 2012), в Горном Крыму зона *jacobi* фиксируется появлением 7 новых родов неокомитид.

Вопрос проведения границы юры и мела в последние годы активно обсуждается на заседаниях Международной рабочей группы по изучению берриасского яруса, председателем которой является В. Уимблдон. Им предложена группа маркеров (первичных и вторичных) для определения границы, среди которых на первое место выдвинуты микрофауна (кальпионеллы и нанофоссилии) и магнитостратиграфия (Wimbledon et al., 2011). Основание зоны *jacobi* находится у В. Уимблдона в группе вторичных маркеров. Подробная и обстоятельная критика подобного подхода изложена в статье В.А. Захарова (2011), мы присоединяемся к ней.

По мнению большинства исследователей, маркер границы должен обладать максимальным корреляционным потенциалом. С этой точки зрения аммониты, среди палеонтологических признаков, находятся на первом месте, так как распространены во всех палеобиогеографических областях. Огромный потенциал зоны *jacobi* отмечали ранее И.И. Сей и Е.Д. Калачева (1993). Тем не менее, несмотря на все достоинства зоны *jacobi*, ее корреляция с бореальной областью вызывает сложности из-за больших различий в комплексах аммонитов.

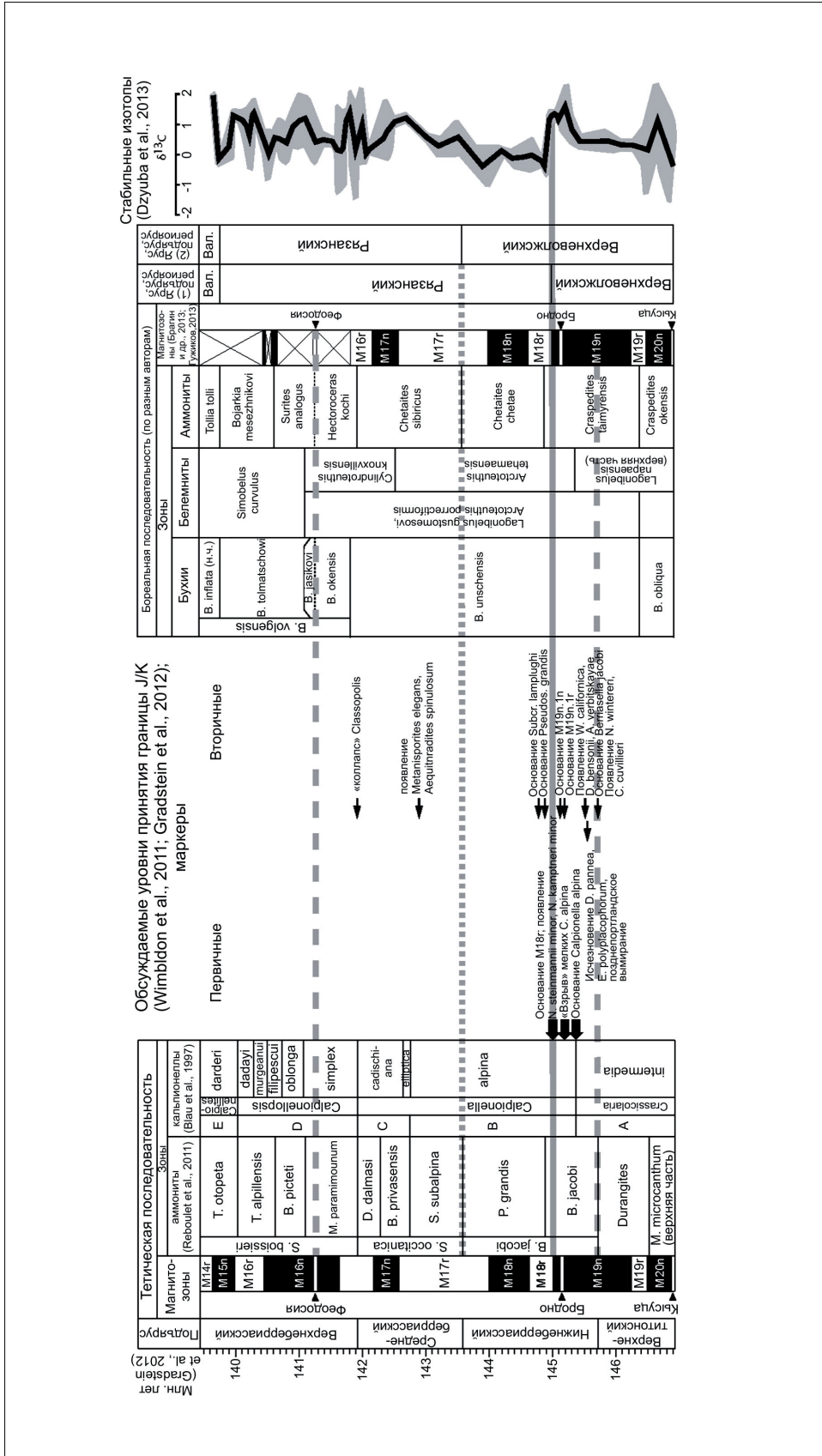


Рис. 1. Обсуждаемые уровни принятия границы юры и мела.

С точки зрения глобальной изохронной корреляции явным преимуществом обладает магнитостратиграфический метод, благодаря которому достигнут существенный прогресс в решении проблем детального сопоставления пограничного интервала юры – мела Западной Европы (Channel et al., 2010; Pruner et al., 2010 и др.), Горного Крыма (Гужиков и др., 2012), севера Сибири (Хоша и др., 2007; Брагин и др., 2013). Следует еще раз подчеркнуть, что этот метод может работать только совместно с биостратиграфическим, поскольку сам по себе он не позволяет выходить на относительный возраст пород. Тем не менее, основание магнитного хрона M18r рассматривается среди первичных маркеров для проведения границы юры и мела (Wimbledon et al., 2011; Gradstein et al., 2012).

На наш взгляд, основание магнитного хрона M18r является хорошим вариантом для проведения границы юры и мела по следующим причинам:

- уровень подошвы M18r близок к подошве аммонитовой зоны *Chetaites chetae* в бореальной области (Брагин и др., 2013) и, следовательно, может быть протрассирован и палеонтологическими методами; он достаточно хорошо опознаваем в морских арктических разрезах;

- уровень попадает внутрь зоны *Berriasella jacobii* тетической последовательности, хотя, видимо, не находится в ее подошве. В Горном Крыму основание M18r близко к основанию подзоны *grandis* (Гужиков и др., 2012). Последняя хорошо прослеживается в разрезах Франции, Испании, Болгарии, Горного Крыма и Кавказа;

- к нему близок или совпадает с ним другой уровень из «первичных маркеров» – первое появление нанофоссилий *Nannosonus steinmannii minor* и *N. kamptneri minor*;

- границы магнитозоны M18r изохронны (в отличие от биостратонов), а сама она достаточно продолжительна, чтобы быть обнаруженной в большинстве относительно полных разрезов. Кроме того, она может быть прослежена в разнофациальных отложениях – как морских, так прибрежных и континентальных, чего нельзя сделать на основе морских палеонтологических объектов;

- на этом же уровне недавно зафиксирован еще один важный изохронный маркер – изотопная аномалия по углероду, прослеживающаяся как в тетических, так и в бореальных разрезах (Dzyuba et al., 2013). Этот маркер также является фациально независимым.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект № 14-05-31152) и Минобрнауки России в рамках базовой части (№ государственной регистрации 1140304447, код проекта 1582).

Литература

Аркадьев В.В. 2008. Граница юры и мела в Горном Крыму / Очерки по региональной геологии // Сб. науч. трудов. Саратов: Издательский центр «Наука». С. 6-19.

Аркадьев В.В. 2012. Корреляционный потенциал аммонитовой зоны *jacobii* и граница юры и мела // Меловая система России и ближнего зарубежья / Мат-лы шестого Всероссийского совещания. Краснодар: Изд-во КубГУ. С. 17-20.

Аркадьев В.В., Богданова Т.Н., Гужиков А.Ю. и др. 2012. Берриас Горного Крыма. СПб: Изд-во «ЛЕМА». 472 с.

Барабашкин Е.Ю., Аркадьев В.В., Беньямовский В.Н. и др. 2013. Стратиграфическая шкала мела России: состояние дел, основные проблемы, пути совершенствования / Общая стратиграфическая шкала России: состояние и перспективы обустройства // Сб. статей. М.: Изд-во ГИН РАН. С. 289-297.

Брагин В.Ю., Дзюба О.С., Казанский А.Ю., Шурыгин Б.Н. 2013. Новые данные по магнитостратиграфии пограничного юрско-мелового интервала п-ова Нордвик (север Восточной Сибири) // Геология и геофизика. Т. 54. № 3. С. 438-455.

Гужиков А.Ю. 2013. О решении «неразрешимых» стратиграфических задач (комментарии к статье В.Ю. Брагина, О.С. Дзюба, А.Ю. Казанского и Б.Н. Шурыгина «Новые данные по

магнитостратиграфии пограничного юрско-мелового интервала п-ова Нордвик (север Восточной Сибири)» // Геология и геофизика. Т. 54. № 3. С. 456-462.

Гужиков А.Ю., Аркадьев В.В., Барабошкин Е.Ю. и др. 2012. Новые седиментологические, био- и магнитостратиграфические данные по пограничному юрско-меловому интервалу Восточного Крыма (г. Феодосия) // Стратиграфия. Геол. корреляция. Т. 20. № 3. С. 35-71.

Гужиков А.Ю., Барабошкин Е.Ю. 2006. Оценка диахронности биостратиграфических границ путем магнитохронологической калибровки зональных шкал нижнего мела тетического и бореального поясов // Докл. РАН. Т. 409. № 3. С. 365-368.

Друщиц В.В., Вахрамеев В.А. 1976. Граница юры и мела // Границы геологических систем. М.: Наука. С. 185-224.

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

Захаров В.А. 2011. Граница юры и мела и GSSP берриаса: виден ли свет в конце тоннеля? // Новости палеонтологии и стратиграфии. Вып. 16-17. С. 69-86.

Сей И.И., Калачева Е.Д. 1993. Биостратиграфические критерии границы юрской и меловой систем для территории России. Служебно-информационная записка. СПб: ВСЕГЕИ. 60 с.

Хоша В., Прунер П., Захаров В.А. и др. 2007. Бореально-тетическая корреляция пограничного юрско-мелового интервала по магнито- и биостратиграфическим данным // Стратиграфия. Геол. корреляция. Т. 15. № 3. С. 63-75.

Channel J.E.T., Casellato C.E., Mutoni G., Erba E. 2010. Magnetostratigraphy, nannofossil stratigraphy and apparent polar wander for Adria-Africa in the Jurassic-Cretaceous boundary interval // *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.* Vol. 293. P. 51-75.

Dzyuba O.S., Izokh O.P., Shurygin B.N. 2013. Carbon isotope excursions in Boreal Jurassic-Cretaceous boundary sections and their correlation potential // *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.* Vol. 381-382. P. 33-46.

Gradstein F.M., Ogg J.G., Schmitz M.D., Ogg G.M. (Eds.). 2012. The Geologic Time Scale 2012. V. 1-2. Elsevier. 1144 p.

Le Hégarat G. 1973. Le Berriasien du Sud-East de la France // *Doc. Lab. Géol. Fac. Sci.* V. 43/1. Lyon. 309 p.

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

Pruner P., Houša V., Olóriz F. et al. 2010. High-resolution magnetostratigraphy and biostratigraphic zonation of the Jurassic/Cretaceous boundary strata in the Puerto Escano section (southern Spain) // *Cretaceous Res.* Vol. 31. P. 192-206.

Reboulet S., Rawson P.F., Moreno-Bedmar J.A. et al. 2011. Report on the 4th International Meeting of the IUGS Lower Cretaceous Ammonite Working Group, the «Kilian Group» (Dijon, France, 30th August 2010) // *Cretaceous Res.* Vol. 32. P. 786-793.

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

Wimbledon W.A.P. 2008. The Jurassic-Cretaceous boundary: an age-old correlative enigma // *Episodes.* Vol. 31. N 4. P. 423-428.

Wimbledon W.A.P., Casellato C.E., Reháková D. et al. 2011. Fixing a basal Berriasian and Jurassic/Cretaceous (J/K) boundary – is there perhaps some light at the end of the tunnel? // *Riv. Italiana Paleont. Stratigrafia.* Vol. 117. N 2. P. 295-307.

НОВЫЕ ДАННЫЕ ПО БИО- И МАГНИТОСТРАТИГРАФИИ БЕРРИАСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ЦЕНТРАЛЬНОГО КРЫМА

**В.В. Аркадьев¹, Е.Ю. Барабошкин², М.И. Багаева³, Т.Н. Богданова⁴,
А.Ю. Гужиков³, А.Г. Маникин³, В.К. Пискунов², Е.С. Платонов⁵, Ю.Н. Савельева⁵, А.А.
Федорова⁵, О.В. Шурекова⁵**

¹Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург, arkadievvv@mail.ru

²Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, Москва, ejbaraboshkin@mail.ru

³Саратовский государственный университет им. Н.Г. Чернышевского, Саратов,
aguzhikov@yandex.ru

⁴Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П. Карпинского,
Санкт-Петербург, tnbogdanova@list.ru

⁵ФГУ НПП «Геологоразведка», Санкт-Петербург, o.antonen@gmail.com

NEW DATA ABOUT BIO- AND MAGNETOSTRATIGRAPHY OF THE BERRIASIAN DEPOSITS OF THE CENTRAL CRIMEA

**V.V. Arkadiev¹, E.Yu. Baraboshkin², M.I. Bagaeva³, T.N. Bogdanova⁴, A.Yu. Guzhikov³, A.G.
Manikin³, V.K. Piskunov², E.S. Platonov⁵, Yu.N. Savelieva⁵, A.A. Fedorova⁵, O.V. Shurekova⁵**

¹Saint Petersburg State University, Saint Petersburg, arkadievvv@mail.ru

²Lomonosov Moscow State University, Moscow, ejbaraboshkin@mail.ru

³Chernyshevsky Saratov State University, Saratov, aguzhikov@yandex.ru

⁴Karpinsky Russian Geological Research Institute, Saint Petersburg, tnbogdanova@list.ru

⁵FGU NPP «Geologorazvedka», Saint Petersburg, o.antonen@gmail.com

Объединенными усилиями специалистов из Санкт-Петербургского, Саратовского, Московского университетов и ФГУ НПП «Геологоразведка» в 2011 г. проведено комплексное изучение разрезов берриаса Центрального Крыма в окрестностях сел Балки, Межгорье и Новокленово, в 2012 г. – в овраге Енисарай и на северном склоне Караби-яйлы (к ЮЮВ от с. Балки). Впервые составлен максимально полный био- и магнитостратиграфический разрез берриаса, описан контакт карбонатной беденекырской свиты и терригенной свиты бечку (рис. 1). В известняках беденекырской свиты на Караби-яйле, к югу от с. Балки Т.Н. Богдановой были найдены аммониты зоны *jacobi* – *Pseudosubplanites ponticus* (Ret.), *Berriasella jacobi* Maz. Свита бечку в Центральном Крыму охарактеризована руководящими аммонитами, на основании которых она относилась к зонам *jacobi* (слои с *Malbosiceras charperi*), *occitanica* и *boissieri* (Аркадьев и др., 2012). Находка в 2012 г. аммонита *Malbosiceras ex gr. malbosii* (Pictet) в беденекырской свите, ниже слоев с *Malbosiceras charperi* косвенно указывает на отнесение карбонатной части изученного нами разреза и самих слоев к зоне *occitanica*. В кучкинской свите руководящих аммонитов не найдено. Губковый горизонт содержит многочисленные брахиоподы *Symphythyris arguinensis* Moiss., по которым выделены одноименные слои. Из аммонитов в губковом горизонте присутствуют лишь *Hegartia* sp. и *Spiticeras* sp., а в его основании Е.Ю. Барабошкиным в 2002 г. был встречен *Riasanites crassicostatum* (Kvant. et Lys.). Это позволяет сопоставлять, по крайней мере, основание губкового горизонта с подзоной *crassicostatum*. В биогермных известняках верхней части разреза аммонитов не найдено, к берриасу они отнесены условно. Вместе с тем из этой толщи давно известны брахиоподы *Symphythyris kojnautensis* (Moiss.), *Weberithyris moissevi* (Weber) и др., двустворки *Megadiceras koinautense* Pchel. и др. (Янин, Смирнова, 1981). Сопоставление этих известняков с разрезом р. Бельбек, где аналогичные фации и комплексы фауны встречаются ниже заведомо нижнего валанжина, позволяет относить эту толщу к верхнему берриасу, слоям с *Megadiceras koinautense* (Янин, Барабошкин, 2000).

Магнитохронологическая
шкала
(Ogg, Hinnov, 2012)

Центральный Крым (Украина)
Сводный разрез (настоящая работа)

Стратотип берриаса
(Франция)
(Galbrun, 1985)

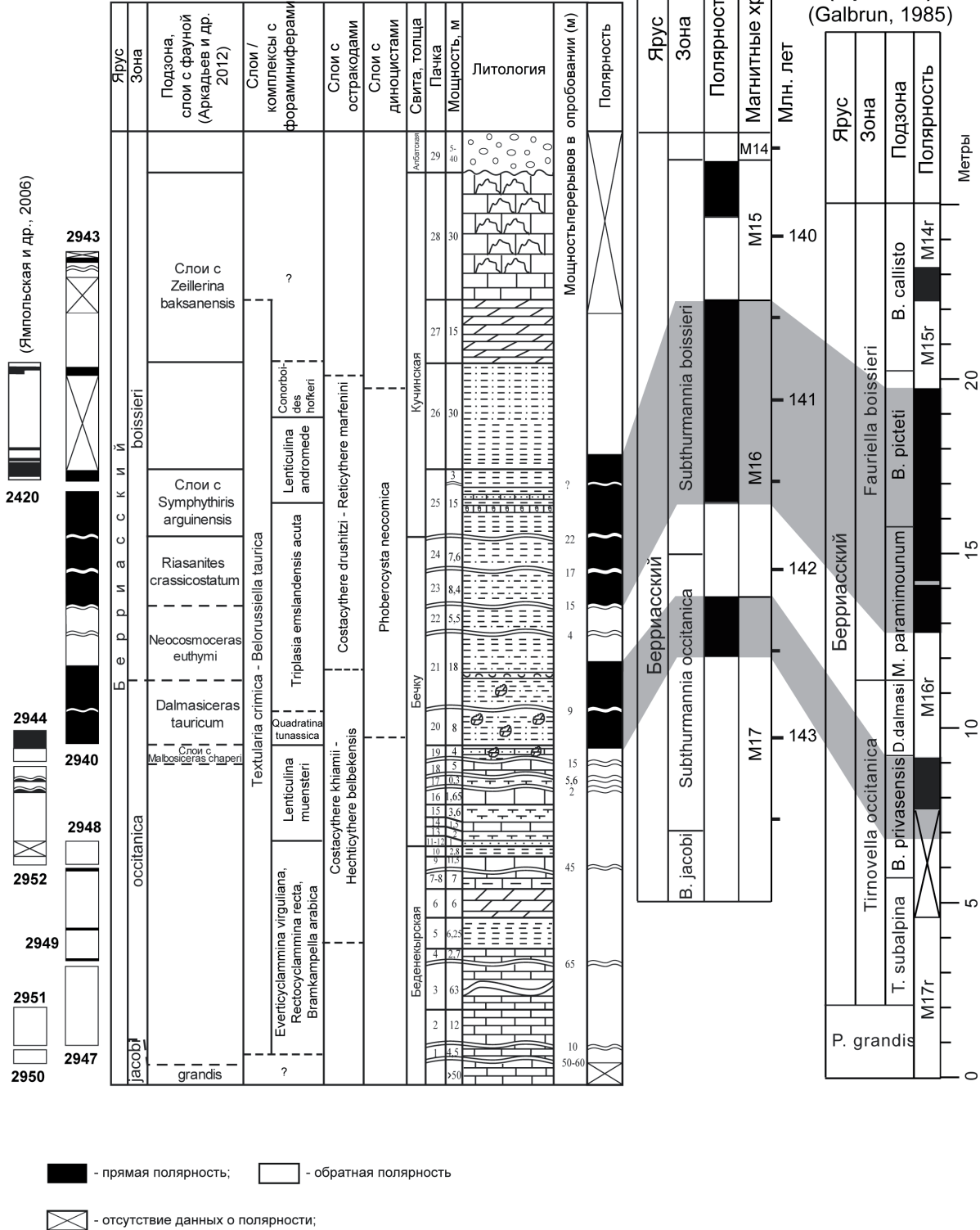


Рис. 1. Сводный разрез берриасских отложений Центрального Крыма.

Фораминиферы изучались в препаратах и шлифах по различно-ориентированным срезам. Всего по разрезу фораминиферы представлены более чем 200 видами 63 родов. По ним выделено 6 последовательно сменяющих друг друга различных комплексов (рис. 1). Встреченные виды фораминифер известны из титон-валанжинских отложений Крыма, Кавказа, Прикаспия, Сирии, Германии, Франции, Италии и Мадагаскара.

Берриасские остракоды относятся к 16 семействам (85 видов 34 родов). По ним выделены слои с *Costacythere khiamii* – *Hechtycythere belbekensis* (сопоставляемые с частью зоны *occitanica*) и слои с *Costacythere drushchitzi* – *Reticocythere marfenini* (сопоставляемые с частью зоны *boissieri*). Изученные виды известны, преимущественно, из нижнего мела (берриаса – готерива) Крыма, Северного Кавказа, Средней Азии, Англии, Франции, Германии и Польши.

По диноцистам в разрезе берриаса выделены слои с *Phoberocysta neosomica*. Соотношение палиноморф в разных частях разреза разное. В нижней части подзоны *tauricum* пыльца *Classopollis* составляет 47% палиноморф, споры и двумешковая пыльца хвойных – 1%, морской микрофитопланктон – 52%. В остальной части разреза пыльца *Classopollis* составляет до 90% палиноморф, споры и двумешковая пыльца хвойных – 1-5%. Количество микрофитопланктона колеблется от 15% в слоях с *Malbosciceras chapeti* до 5% в верхней части подзоны *tauricum* и зоны *boissieri*.

Слои с *Phoberocysta neosomica*, кроме того, прослежены нами в Юго-Западном и Восточном Крыму (Аркадьев и др., 2012). Диноцисты из этих слоев сопоставляются с комплексами диноцистовой зоны *Dichadogonyaulax bensonii* берриаса Франции и с комплексом, установленным в рязанских отложениях Волжского бассейна Европейской России (Harding et al., 2011).

Магнитостратиграфический разрез, представленный чередованием восьми разнополярных зон, построен по результатам изучения более чем 350 ориентированных образцов со 181 уровня. Благодаря палеонтологическому контролю, несмотря на перерывы в обнаженности, идентификация сводной палеомагнитной колонки с последовательностью магнитополярных хронов успешно проведена. Крупная R-магнитозона, соответствующая большей части *occitanica* (и, возможно, верхам *jacobi*), и N-магнитозона в верхах *occitanica* являются безусловными аналогами хрона M17 (M17г и M17п, соответственно). Вышележащая R-магнитозона соответствует хрону M16г, установленному ранее в Феодосийском районе (Аркадьев и др., 2010). В изученном разрезе присутствуют аналоги хронов и M16п, M15г (не исключено, что и M15п, и M14г), но их местоположение определить нельзя из-за пропусков в опробовании.

Полученные результаты позволяют провести магнитостратиграфическую корреляцию берриаса Центрального Крыма со стратотипом яруса во Франции (Galbrun, 1985) и, в совокупности с имеющимися данными по Восточному Крыму (Аркадьев и др., 2010; Багаева и др., 2011; Гужиков и др., 2012), утверждать, что в Крыму присутствуют аналоги всех берриасских магнитных хронов.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект № 14-05-31152) и Минобрнауки России в рамках базовой части (№ государственной регистрации 1140304447, код проекта 1582).

Литература

Аркадьев В.В., Багаева М.И., Гужиков А.Ю. и др. 2010. Био- и магнитостратиграфическая характеристика разреза верхнего берриаса «Заводская балка» (Восточный Крым, Феодосия) // Вестн. Санкт-Петербургского ун-та. Сер. 7. Геология, география. Вып. 2. С. 3–16.

Аркадьев В.В., Богданова Т.Н., Гужиков А.Ю. и др. 2012. Берриас Горного Крыма. СПб: Изд-во «ЛЕМА». 472 с.

Багаева М.И., Аркадьев В.В., Барабошкин Е.Ю. и др. 2011. Новые данные по био- и магнитостратиграфии пограничных отложений берриаса-валанжина Восточного Крыма // Палеонтология, стратиграфия и палеогеография мезозоя и кайнозоя бореальных районов: Материалы науч. сессии (18–22 апр. 2011 г.). Новосибирск: ИНГГ СО РАН. Т. I. Мезозой. С. 23-26.

Гужиков А.Ю., Аркадьев В.В., Барабошкин Е.Ю. и др. 2012. Новые седиментологические, био- и магнитостратиграфические данные по пограничному юрскому – меловому интервалу Восточного Крыма (г. Феодосия) // Стратиграфия. Геол. корреляция. Т. 20. № 3. С. 35–71.

Ямпольская О.Б., Барабошкин Е.Ю., Гужиков А.Ю. и др. 2006. Палеомагнитный разрез нижнего мела Юго-Западного Крыма // Вестн. МГУ. Сер. 4. Геология. № 1. С. 3-15.

Янин Б.Т., Барабошкин Е.Ю. 2000. Разрез берриасских отложений в бассейне р. Бельбек (Юго-Западный Крым) // Стратиграфия. Геол. корреляция. Т. 8. № 2. С. 66-77.

Янин Б.Т., Смирнова Т.Н. 1981. Стратиграфическое распространение двустворчатых моллюсков и брахиопод в берриасе и валанжине Крыма // Бюлл. МОИП. Отд. геологии. Т. 56. Вып. 1. С. 82-94.

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

Harding I.C., Smith G.A., Riding J.B., Wimbledon W.A.P. 2011. Inter-regional correlation of Jurassic/Cretaceous boundary strata based on the Tithonian-Valanginian dinoflagellate cyst biostratigraphy of the Volga Basin, Western Russia // Review of Palaeobotany and Palynology. Vol. 167. P. 82-116.

Ogg J.G., Hinnov L.A. 2012. Cretaceous // Gradstein F., Ogg J.G., Schmitz M.D., Ogg G.M. The Geological Time Scale. Elsevier. P. 793-853.

НАДВИГОВЫЕ ДВИЖЕНИЯ В ЗАПАДНОЙ СИБИРИ И НЕКОТОРЫЕ ВОПРОСЫ НЕФТЕНОСНОСТИ АЧИМОВСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ В РАЗРЕЗАХ БАЖЕНОВСКОЙ СВИТЫ

Я.Г. Аухатов

Казанский (Приволжский) федеральный университет, Казань,
yan-89178823520@yandex.ru

OVERTHRUST MOVEMENTS IN THE WESTERN SIBERIA AND SOME QUESTIONS OF OIL RESOURCES OF THE ACHIMOV DEPOSITS IN SECTIONS OF BAZHENOV FORMATION

Ya.G. Aukhatov

Kazan (Volga Region) Federal University, Kazan, yan-89178823520@yandex.ru

Надвиговые движения и шарьяжи установлены практически во всех складчатых областях мира. Складчатое основание Западно-Сибирской плиты (ЗСП) обнажается на Урале, в Центрально-Казахстанском срединном массиве и Алтае-Саянской области.

По данным В.С. Бочкарева, сопоставление сейсмических моделей строения Урала, Центрального Казахстана и Алтае-Саянской области показывает их большое сходство между собой, а также сейсмической моделью строения доюрского основания ЗСП и особенно в Среднем Приобье. Этот вывод подтверждается и результатами бурения глубокой скв. Надымской-7, установивший надвигание докембрийских пород на нижнекаменноугольные.

А.Э. Конторович, В.С. Сурков, А.А. Трофимук и другие считали, что дислокации в осадочном чехле ЗСП возникали главным образом под воздействием постумных тектонических движений структурных элементов фундамента. Нефтегазоносные структуры ЗСП приурочены к зонам интенсивного тектонического скупивания домезозойских пород, обнаруживающим тенденцию длительного роста. Эти зоны приурочены фронтальным частям крупных шарьяжей и надвигов (Камалетдинов и др., 1984). Прослеживающихся на многие сотни километров и представляющих на всем своем продолжении линеаменты, перспективные для поисков нефтегазо-

носных структур в неокомских отложениях. Малоамплитудные надвиги в осадочном чехле ЗСП, как правило, являются отражением более крупных перемещений, развитых в фундаменте. Вверх по разрезу эти надвиги затухают, а иногда полностью исчезают, компенсируясь дислокациями типа аномальных разрезов баженовской свиты (АРБ), где ачимовские отложения перекрываются битуминозными аргиллитами волжского возраста.

В конце 70-х годов в баженовской свите были выявлены совершенно особые и нехарактерные для нее разрезы, получившие название «аномальных», в которых битуминозные глины, слагающие указанный горизонт, расслоены песчаными и глинистыми небитуминозными породами. Это явление сопровождается увеличением мощности битуминозных разностей. Для пород, слагающих «аномальные» разрезы, были обозначены характерные текстуры, структуры, вещественный состав, контакты между литологическими разностями.

Вопрос о происхождении АРБ остается дискуссионным и существуют разные гипотезы их возникновения: локальный размыв битуминозных осадков; пластичный оползень седиментационного склона; как юрские подводно-оползневые дислокации; турбидитный поток, разгоняющийся на седиментационном склоне, эродирующий и переотлагающий присклоновые осадки псевдоабиссальной равнины; сверхдальние турбидитные потоки, заносящие песчаный материал в центральные абиссальные части бассейна.

В связи с клиноформным строением неокомского разреза, песчано-алевролитовые прослои в АРБ часто рассматриваются как внедрение ачимовских отложений благодаря турбидитным и оползневым процессам. Материалы сейсморазведки, проведенные в месторождениях с аномальным строением баженовской свиты, указывают на их надвиговое происхождение.

По мнению автора в решении поставленной задачи определенным интерес представляет надвиговое происхождение АРБ (Аухатов, 2001). Имеются такие данные о строении АРБ, которые не укладываются в рамках четырех вышеназванных гипотез. Прежде всего, Северо-Алехинский тип разреза баженовской свиты, в котором наблюдаются песчано-алевролитовые прослои, весьма существенно отличающиеся от ачимовских отложений по вещественному составу.

Признаки существования зоны мелководья с активным гидродинамическим режимом волнения в волжском палеобассейне осадконакопления установлены на Федоровском месторождении. Скважина 4270 вскрыла в разрезе баженовской свиты песчано-глинистые слои с «рябчиковой» текстурой, в которых линзы сантиметровой толщины хорошо отсортированных песчаников чередуются с тонкими (0,5-1 см) прослоями типичных баженовских пород.

АРБ, вскрытый скважиной 5007 на Конитлорском месторождении, представлен белесыми хорошо отсортированными массивными мелкозернистыми песчаниками общей мощностью около 10 м, чередующимися с отдельными тонкими (0,1-2,0 м) горизонтальными прослоями типичных баженовских пород.

Автором также было описано удвоение георгиевской свиты (скв.6426, 7115 Тевлинско – Русскинское месторождение) и пласта ЮС₁ (115 Р Тевлинско – Русскинское месторождение) в АР, которые не могут найти своего объяснения в пределах известных нами гипотез и поэтому было предложено надвиговое их происхождение (Аухатов, 2001). Надвиговые движения, происходившие по некомпетентным породам георгиевской свиты, привели к развитию микродиапиризма (скв.215 Северо-Покачевское месторождение), развитию стилолитовых швов и фунтиковых текстур в карбонатных породах. Например, нами описан «микродиапир» в отложениях георгиевской свиты, где глауконитовые аргиллиты протыкают глинистые известняки. Таким образом, во время надвиговых движений пластичные аргиллиты дробят глинистые известняки на отдельные обломки, которые, перетираясь, приобретают гладкие поверхности и с первого взгляда напоминают карбонатные конкреции и часто описываются как конкреции.

Развитие диапировых структур в подачимовских аргиллитах дает нам возможность говорить об аномальности этих разрезов. Можно привести очень много примеров, когда трещинова-

тость баженовской свите приурочена к его кровельной части и в материалах ГИС подчеркнуты уменьшением сопротивления. Это говорит о том, что основные надвиговые движения происходили в этом интервале, которые привели к трещиноватости аргиллитов.

Именно надвиговые движения приводят к скучиванию осадочных пород в АРБ, где можно встретить песчано-алевролитовые породы ачимовских, васюганских отложений. Поэтому выделяются и будут выделяться довольно много типов строения баженовской свиты и классификация их будет иметь свои трудности, если не учесть их надвиговое происхождение. Нами были описаны скважины, где песчаники и алевролиты по минеральному составу (граувакковые аркозы) и наличию углистых, угольных слоечков близки к песчаным породам пласта Ю₁. Эти признаки однозначно не позволяют их рассматривать как ачимовские отложения. В классификации АР баженовской свиты необходимо выделить три группы АР, где песчаные прослойки представлены породами ачимовского и васюганского облика, а также одновозрастные. Одновозрастные терригенные породы накапливались в основном в преднадвиговых депрессиях и фронтальных частях надвигов с мелководными условиями осадконакопления. Именно в таких мелководных условиях, наряду с относительно глубоководными, создались условия для апвеллинга, что привело к накоплению фосфоритовых конкреции. Когда во время надвиговых движений георгиевские и васюганские отложения были выведены из-под уровня воды, происходила их денудация, перенос и накопление их в соседних участках, где переслаивались с битуминозными аргиллитами. Автором описан пиритизированный слой в битуминозных аргиллитах баженовской свиты, где пиритизация идет по глауконитовым зернам занесенных во время размыва георгиевской свиты (Южный Ягун). Денудация могла доходить до разных уровней васюганской свиты.

Говоря о перспективах нефтеносности АРБ баженовской свиты, надо полагать, что именно эти зоны скучивания подвергались жестким условиям геодинамического сжатия и это привело к снижению фильтрационно-емкостных свойств коллекторов. С другой стороны, развитие трещиноватости и существование отдельных хорошо выделяемых линз песчаников, мало подверженных деформационным процессам, делают их перспективным объектом при поиске и разведке нефтяных углеводородов, но вместе с тем большие перспективы с АРБ не связаны. Нефть в АРБ могла поступать из нижележащих продуктивных пластов в результате вертикально-латеральной миграции во время разрушения флюидоупора, а также баженовская свита в жестких термобарических условиях во время надвиговых движений могла продуцировать и продуцирует нефтяные УВ в настоящее время (Аухатов, 1999; Аухатов, 2001). Об этом может свидетельствовать спиралевидные образования (напоминающие спиралевидные раковинки фораминифер) в крючках онихит выполненных твердым битумом, которые образовались в результате расплавления керогенного материала баженовской свиты. Важной особенностью АРБ является наличие положительных контрастных (горизонтальный градиент до 3⁰/км и более) локальных температурных аномалий на общем площадном фоне. Большинство исследователей связывают природу локальных аномалий с повышенной радиоактивностью, преобразованием ОВ и другими процессами, протекающими в баженовской свите. Однако пространственное совпадение зон аномальных температур и современных вертикальных движений земной коры, указывают на их связь с активными надвигами, когда температурная подпитка происходит за счет диссипации механической энергии.

В Среднеобской нефтегазоносной области АРБ обнаружены на многих площадях. Структуры, к которым приурочены АР, располагаются субмеридионально, а между ними располагаются структуры, для которых не характерно развитие АРБ. Эта особенность вероятней всего связана с происхождением структур осадочного чехла. Согласно М.А. Камалетдинову и соавторам (1984) структуры, контролирующие месторождения нефти и газа, формировались в результате надвиговых движений. И поэтому структуры, которые формировались во фронтальных частях надвигов, контролируют АРБ, а тыловых частях надвигов АРБ не образовывались. Геодинамическое сжатие происходило со стороны Восточно-Сибирской платформы и, поэтому восточный

борт неокомско-баженовского осадочного бассейна был активным. Об этом свидетельствует смещение областей прогибания баженовского седиментационного бассейна и боковое наращивание клиноформ с востока на запад. Территория, прилегающая к Уралу, была пассивная, клиноформы не образовались, за исключением северных районов.

Литература

Аухатов Я.Г. 1999. Тектонические условия среза обсадных колонн в нефтегазодобывающих районах // Тезисы докладов 15 Губкинских чтений и перспективные направления, методы и технологии комплексного изучения нефтегазоносности недр. М.: С. 9.

Аухатов Я.Г. 2001. Влияние надвиговых движений на характер строения продуктивных пластов Тевлинско-Рускинского месторождения (Среднее Приобье, Западная Сибирь) // Пути реализации нефтегазового потенциала ХМАО, IV научно-практическая конференция. Ханты-Мансийск: Изд-во Путиведь. С. 399-401.

Камалетдинов М.А., Казанцев Ю.В., Казанцева Т.Т. 1984. Механизм формирования нефтегазоносных структур Западно-Сибирской плиты // Тектоника молодых платформ. М.: Наука. С. 77-94.

ИСКОПАЕМЫЕ ДРЕВЕСИНЫ *PROTOCEDROXYLON* И *XENOXYLON* ИЗ НИЖНЕМЕЛОВЫХ (АПТ-АЛЬБСКИХ) ОТЛОЖЕНИЙ РОССИЙСКОГО ДАЛЬНЕГО ВОСТОКА

М.А. Афонин

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

PROTOCEDROXYLON AND *XENOXYLON* FOSSIL WOODS FROM THE LOWER CRETACEOUS (APTIAN-ALBIAN) OF RUSSIAN FAR EAST

M.A. Afonin

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

Ископаемые древесины *Protocedroxylon* Gothan и *Xenoxylon* Gothan являются одними из самых часто встречающихся и разнообразных в таксономическом отношении среди известных мезозойских древесин Северного полушария. Многочисленные находки ископаемых древесин *Protocedroxylon* и *Xenoxylon* указываются из верхнетриасовых-верхнемеловых отложений Европы, Азии и Северной Америки.

Древесина *Protocedroxylon* характеризуется сочетанием анатомических признаков древесины *Agathoxylon* Hartig и таких современных представителей семейства Pinaceae, как *Abies* Miller, *Tsuga* Carrière, *Pseudolarix* Gordon и *Cedrus* Trew. Таким образом, хвойные с древесиной *Protocedroxylon* можно рассматривать как переходные от древних палеозойских хвойных к современным Pinaceae.

Древесина *Xenoxylon* имеет весьма своеобразное сочетание анатомических признаков. На радиальных стенках трахеид располагаются преимущественно сомкнутые поры, а на полях перекреста – крупные в основном одиночные оконцевые поры, при этом стенки лучевых клеток гладкие, а лучевые трахеиды и смоляные ходы отсутствуют. Своеобразие анатомического строения древесины *Xenoxylon* настолько велико, что некоторые исследователи даже выражали сомнение по поводу отнесения *Xenoxylon* к хвойным. Однако С. Ватари (Watari, 1960) на примере *X. latiporosum* (Cramer) Gothan показал, что окаймленные поры *Xenoxylon* имеют нормально развитый торус –

признак, характерный для подавляющего большинства хвойных. К сожалению, систематическое положение *Xenoxylon* среди хвойных до сих пор остается дискуссионным, несмотря на то, что накоплено большое количество материала по этому роду. А.В. Ярмоленко (1933), И.В. Бэйли (Bailey, 1953), Р. Худайбердыев (Худайбердыев и др., 1971) предполагали, что хвойные с древесиной типа *Xenoxylon* имеют близкие родственные связи с какими-то древними хвойными, давшими начало семейству *Sciadopityaceae*. Такого же мнения придерживался и В.Д. Нащокин (1968). Однако он полагал, что род *Xenoxylon* включает также и ископаемые древесины, имеющие черты сходства с древесиной некоторых современных представителей семейства *Podocarpaceae* (роды *Dacrydium* Solander и *Phyllocladus* Rich et Mirbel). М. Филипп с соавторами (Philippe et al., 2013) высказали предположение, что древесные остатки *Xenoxylon* могут принадлежать вымершим хвойным *Miroviaceae*.

Ископаемые древесины *Protocedroxylon* и *Xenoxylon* довольно часто встречаются в мезозойских отложениях России. На территории России до наших исследований были описаны следующие их виды: *Protocedroxylon haraulachica* (Shilkina) Vogellehner из нижней юры Восточной Сибири (Шилкина, 1958; Vogellehner, 1968); *P. dibneri* (Shilkina) Shilkina et Chudajberdyev из верхнего триаса Земли Франца-Иосифа, *P. gregussii* (Shilkina) Shilkina et Chudajberdyev из верхнего триаса-нижнего мела Земли Франца-Иосифа, *P. polyporosum* (Shilkina) Shilkina et Chudajberdyev из нижнего мела Земли Франца-Иосифа (Шилкина, 1967; Шилкина, Худайбердыев, 1971); *P. ronkinii* Shilkina (Шилкина, 1986) из верхней юры Восточной Сибири, *P. kryshstofovichii* Shilkina и *P. magnoradiatum* Shilkina из нижнего мела европейской части России (Шилкина, 1989); *Xenoxylon meisteri* Palibin et Jarmolenko из нижнего мела Восточной Сибири (Палибин, Ярмоленко, 1932); *X. latiporosum* из верхнего триаса и нижнего мела Земли Франца-Иосифа (Шилкина, 1967), а также из нижней юры-нижнего мела Западной и Восточной Сибири (Нащокин, 1968; Шилкина, Худайбердыев, 1971); *X. barberi* (Seward) Kräusel (синоним *X. huttonianum*, по Philippe, Hayes, 2010) из нижнего мела Земли Франца-Иосифа (Шилкина, 1967) и нижней юры-нижнего мела Восточной Сибири (Шилкина, Худайбердыев, 1971); *X. hopeiense* Chang из нижнего мела Восточной Сибири (Шилкина, Худайбердыев, 1971); [*X. jakutiense*] из нижнего мела Восточной Сибири (Шилкина, 1986, *nomen nudum*) и *X. watarianum* M. Nishida et H. Nishida из верхнего мела российского Дальнего Востока (Nishida, Nishida, 1986).

Нами были описаны многочисленные древесные остатки *Protocedroxylon* и *Xenoxylon* из апт-альбских отложений российского Дальнего Востока: *Protocedroxylon gregussii* и *Xenoxylon phyllocladoides* Gothan из кедровской свиты (альб) Камчатки; *Protocedroxylon* sp. и *Xenoxylon fuxinense* Ding из жорминской толщи (альб) Нижнего Приамурья; *Protocedroxylon primoryense* M. Afonin (Афонин, 2012), *Xenoxylon fuxinense*, *X. hopeiense*, *X. latiporosum* и *X. phyllocladoides* из липовецкой свиты (апт) Южного Приморья; *Protocedroxylon* sp., *Xenoxylon latiporosum* и *X. phyllocladoides* из галенковской свиты (альб) Южного Приморья. Ископаемые древесины *X. fuxinense* и *X. phyllocladoides* описаны в России впервые.

Исходя из полученных данных, можно предположить, что в конце раннего мела на территории российского Дальнего Востока хвойные с древесиной типа *Protocedroxylon* и *Xenoxylon* были широко распространены и, по-видимому, занимали одно из ведущих положений в составе древесной растительности. В позднем мелу на российском Дальнем Востоке, вероятно, еще продолжали встречаться некоторые хвойные *Protocedroxylon* и *Xenoxylon*, которые, по-видимому, полностью вымерли к концу мелового периода. Таким образом, проведенные нами исследования позволили расширить представление о географическом и стратиграфическом распространении *Protocedroxylon* и *Xenoxylon*, а также в целом представление о таксономическом разнообразии древесных растений, произраставших на российском Дальнем Востоке в раннем мелу.

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проект № 14-04-31068), Президиума РАН и ДВО РАН (проект № 12-И-П28-01

Программы «Проблемы происхождения жизни и становления биосферы») и Президиума ДВО РАН (проект № 14-III-V-06-002).

Литература

Афонин М.А. 2012. Ископаемая древесина *Protocedroxylon primoryense* sp. nov. (Coniferales) из нижнего мела Южного Приморья (российский Дальний Восток) // Палеонтол. журн. № 1. С. 102-108.

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

Палибин И.В., Яромоленко А.В. 1932. Новый вид ископаемой древесины с Витимского плоскогорья // Изв. Всес. геол.-разв. объедин. Т. 5. Ч. 8. С. 177-179.

Шилкина И.А. 1958. Ископаемые древесины Арктики: I. *Araucariopitys haraulachica* sp. n. из нижнемеловых отложений Хараулахских гор (Верхоянский хребет) // Бот. журн. Т. 43. № 9. С. 1316-1319.

Шилкина И.А. 1967. Ископаемые древесины Земли Франца-Иосифа // Палеоботаника, Вып. 6. Л.: Наука. С. 29-50.

Шилкина И.А. 1986. Ископаемые древесины Северной Евразии // А.Л. Тахтаджян (Ред.). Проблемы палеоботаники. Л.: Наука. С. 150-157.

Шилкина И.А. 1989. Древесины хвойных из нижнего мела Кировской области (новые виды) // А.Л. Тахтаджян (Ред.). Вопросы палеофлористики и стратиграфии. Л.: Наука. С. 88-100.

Шилкина И.А., Худайбердыев Р. 1971. Новые находки и обзор родов *Protocedroxylon* и *Xenoxylon* // Палеоботаника Узбекистана. Т. II. Ташкент: Изд-во ФАН Узб. ССР. С. 117-134.

Худайбердыев Р., Гомолицкий Н.П., Лобанова А.В. 1971. Материалы к юрской флоре Южной Ферганы // Палеоботаника Узбекистана. Т. II. Ташкент: Изд-во ФАН Узб. ССР. С. 3-57.

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

Bailey I.W. 1953. Evolution of the tracheary tissue of land plants // Amer. J. Bot. Vol. 40. P. 4-8.

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

Philippe M., Hayes P. 2010. Reappraisal of two of Witham's species of fossil wood with taxonomical and nomenclatural notes on *Planoxylon* Stopes, *Protocedroxylon* Gothan and *Xenoxylon* Gothan // Rev. Palaeobot. Palynol. Vol. 162. P. 54-62.

Philippe M., Thévenard F., Nosova N., Kim K., Naugolnykh S. 2013. Systematics of a palaeoecologically significant boreal Mesozoic fossil wood genus, *Xenoxylon* Gothan // Rev. Palaeobot. Palynol. Vol. 193. P. 128-140.

Vogellehner D. 1968. Zur Anatomie und Phylogenie mesozoischer Gymnospermenhölzer, Beitrag 7: Prodrömus zu einer Monographie der Protopinaceae. I. Die Protopinoiden Hölzer des Jura // Palaeontographica. Abt. B. Bd. 124. S. 125-162.

Watari S., 1960. On some structures and affinity of *Xenoxylon latiporosum* // J. Facul. Sci., Univ. Tokyo, Bot. Vol. 7(11). P. 511-521.

ПЕРВАЯ НАХОДКА ИСКОПАЕМОЙ ДРЕВЕСИНЫ *TAXACEOXYLON* В НИЖНЕМЕЛОВЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ РОССИЙСКОГО ДАЛЬНЕГО ВОСТОКА

М.А. Афонин¹, А.М. Попов²

¹Биолого-почвенный институт ДВО РАН, Владивосток, afmaxim@inbox.ru

²Дальневосточный геологический институт ДВО РАН,
Владивосток

THE FIRST RECORD OF *TAXACEOXYLON* FOSSIL WOOD FROM THE LOWER CRETACEOUS OF RUSSIAN FAR EAST

M.A. Afonin¹, A.M. Popov²

¹*Institute of Biology and Soil Science FEB RAS, Vladivostok, afmaxim@inbox.ru*

²*Far East Geological Institute FEB RAS, Vladivostok*

Хвойные, сближаемые с современными представителями семейства Тахасеае, довольно редко встречаются в раннемеловых флорах. На российском Дальнем Востоке немногочисленные отпечатки побегов и листьев «Тахасеае» указываются из нижнемеловых отложений Приохотья (Самылина, 1974, 1976 и др.) и Приморья (Красилов, 1967; Волюнец, 2005; Бугдаева и др., 2006 и др.). Современные представители семейства Тахасеае (*Amentotaxus* Pilger, *Austrotaxus* R.H. Compton, *Cephalotaxus* Siebold et Zuccarini ex Endlicher, *Pseudotaxus* W.C. Cheng, *Taxus* L. и *Torreya* Arnott *nom. cons.*) распространены по всему Северному полушарию, за исключением монотипного рода *Austrotaxus*, известного только из Новой Каледонии (Ghimire, Neo, 2014).

Древесные остатки Тахасеае встречаются крайне редко. На территории России до наших исследований были известны только две такие находки. Это *Taxaceoxylon jarmolenkoi* Shilkina из нижнего мела Кировской области (Шилкина, 1989) и *T. saghalienense* H. Nishida et M. Nishida из верхнего мела Южного Сахалина (Nishida, Nishida, 1986).

Нами была описана ископаемая древесина Тахасеае из нижнемеловых отложений Камчатки, обнаруженная в 1999 году А.М. Поповым (ДВГИ ДВО РАН) на левом берегу р. Мелкая (бассейн р. Таловка, восточное побережье Пенжинской губы) в морских терригенных отложениях кедровской свиты, которая сложена песчаниками, алевролитами с известково-мергельными конкрециями (с ископаемыми древесиными) и прослоями аргиллитов; в основании свиты – гравелиты и конгломераты. Кедровская свита содержит остатки брахиопод, гастропод, аммоноидей и двустворчатых моллюсков; растительные макроостатки, за исключением ископаемых древесин, из кедровской свиты не описывались. Возраст кедровской свиты – альб или поздний альб (Авдейко, 1968; Паракецов и др., 1974; Alabushev, 1995). Исследованная ископаемая древесина очень плотная, минерализованная, темно-серого цвета, с хорошо различимыми невооруженным глазом годовыми кольцами и является, по-видимому, фрагментом ствола или очень крупной ветки.

Наличие третичных спиральных утолщений на стенках трахеид при полном отсутствии смоляных ходов и лучевых трахеид свидетельствует о принадлежности описанной ископаемой древесины семейству Тахасеае. Однако для древесины таких современных представителей этого семейства, как *Austrotaxus* и *Amentotaxus* характерна обильная тяжевая паренхима. Кроме того, у *Austrotaxus* нет третичных спиральных утолщений на стенках трахеид, лишь только в поздних трахеидах иногда заметны неразвитые спиральные утолщения. Наличие настоящих третичных спиральных утолщений и отчетливо выраженных годовых колец при отсутствии тяжелой паренхимы позволяет предположить сходство исследованной ископаемой древесины с древесиной современных родов *Pseudotaxus*, *Taxus* и *Torreya*. К сожалению, сохранность материала позволяет определить исследованную ископаемую древесину только до этой группы родов.

Для ископаемых древесин с признаками анатомического строения древесины современных представителей семейства Taxaceae обычно используется морфород *Taxaceoxylon* Kräusel et Jain (Kräusel, Jain, 1964). Хвойные с древесиной *Taxaceoxylon* известны, начиная с раннего мела (Bhardwaj, 1952; Kräusel, Jain, 1964) по плейстоцен (Shimakura, 1936; Kräusel, Jain, 1964) Северного полушария. Однако многие находки ископаемой древесины *Taxaceoxylon* нуждаются в критическом пересмотре. Среди известных ископаемых древесин *Taxaceoxylon* наибольшее сходство у описанной ископаемой древесины из нижнего мела Камчатки наблюдается с вышеупомянутыми древесинами *T. jarmolenkoi* и *T. saghalienense*. Однако исследованная ископаемая древесина отличается от *T. jarmolenkoi* и *T. saghalienense* углом наклона спиралей, наличием отдельных пар супротивных пор на радиальных стенках трахеид, двурядных участков в однорядных лучах и несколько большим количеством пор на полях перекреста. Кроме того, от древесины *T. saghalienense* отличается отсутствием пор на тангентальных стенках трахеид. Таким образом, изученная ископаемая древесина ни с одной из известных древесин *Taxaceoxylon* не сопоставима. Однако описать ее как древесину нового вида невозможно, поскольку отсутствуют какие-либо ярко выраженные диагностические признаки и наряду с недостаточно хорошей сохранностью анатомической структуры. Исходя из вышесказанного, исследованная ископаемая древесина была описана только как *Taxaceoxylon* sp.

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проект № 14-04-31068), Президиума РАН и ДВО РАН (проект № 12-I-П28-01 Программы «Проблемы происхождения жизни и становления биосферы») и Президиума ДВО РАН (проект № 14-III-V-06-002).

Литература

- Авдейко Г.П. 1968. Нижнемеловые отложения севера Тихоокеанского кольца. М.: Наука. 153 с.
- Бугдаева Е.В., Волинец Е.Б., Голозубов В.В., Маркевич В.С., Амельченко Г.Л. 2006. Флора и геологические события середины мелового периода (Алчанский бассейн, Приморье). Владивосток: Дальнаука. 205 с.
- Волинец Е.Б. 2005. Апт-сеноманская флора Приморья. Статья 1. Флористические комплексы // Стратиграфия. Геол. корреляция. Т. 13. № 6. С. 58-76.
- Красилов В.А. 1967. Раннемеловая флора Южного Приморья и ее значение для стратиграфии. М.: Наука. 364 с.
- Паракецов К.В., Похиалайнен В.П., Терехова Г.П. 1974. Биостратиграфическое расчленение меловых отложений Анадырско-Корякского региона // Основные проблемы биостратиграфии и палеогеографии Северо-Востока СССР. Ч. 2. Мезозой. Магадан: Изд-во ОНТИ СВКНИИ ДВНЦ АН СССР. С. 196-227. (Тр. СВКНИИ ДВНЦ АН СССР. Вып. 63).
- Самылина В.А. 1974. Раннемеловые флоры Северо-Востока СССР (К проблеме становления флор кайнофита) // XXVII Комаровские чтения. Л.: Наука. 56 с.
- Самылина В.А. 1976. Меловая флора Омсукчана (Магаданская область). Л.: Наука. 207 с.
- Шилкина И.А. 1989. Древесины хвойных из нижнего мела Кировской области (новые виды) // А.Л. Тахтаджян (Ред.). Вопросы палеофлористики и стратиграфии. Л.: Наука. С. 88-100.
- Alabushev A. 1995. Ammonite faunas and biostratigraphy of the Albian to Middle Cenomanian (Cretaceous) in western Korjak-Kamchatka, NE Russia // Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie. Abh. 196. P. 109-139.
- Bhardwaj D.C. 1952. On a new species of *Taxoxylon* Unger from the Jurassic of Rajmahal Hills, Bihar, India // Lloydia. Vol. 15 (4). P. 234-240.
- Ghimire B., Heo K. 2014. Cladistic analysis of Taxaceae s.l. // Plant System. Evolut. Vol. 300. P. 217-223.

Kräusel R., Jain K.P. 1964. New coniferous woods from the Rajmahal Hills, Bihar, India // *Palaeobotanist*. Vol. 12. P. 59-67.

Nishida H., Nishida M. 1986. Petrified plants from the Upper Cretaceous of Saghalien (2) // *Bot. Mag. Tokyo*. Vol. 99. P. 205-212.

Shimakura M. 1936. On the fossil wood of *Torreya nucifera* Siebold et Zuccarini from the Pleistocene of Kanagawaken // *J. Geol. Soc. Japan*. Vol. 43 (612). P. 297-302.

СТРОЕНИЕ И УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ АЛЬБСКОГО КАМЕННОГО ДНА В РАЙОНЕ С. ЧЕРНОРЕЧЬЕ (ЮЗ КРЫМ)

Е.Е. Барабошкин¹, Е.Ю. Барабошкин²

Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, Москва,

¹baraboshkin_zhen@mail.ru, ²barabosh@geol.msu.ru

THE STRUCTURE AND ORIGIN OF THE ALBIAN ROCKGROUND IN CHERNORECHYE VILLAGE REGION (SW CRIMEA)

E.E. Baraboshkin¹, E.Yu. Baraboshkin²

Lomonosov Moscow State University, Moscow, ¹baraboshkin_zhen@mail.ru, ²barabosh@geol.msu.ru

Каменное дно (рокграунд) – это поверхность перерыва, возникшая на полностью литифицированных породах посредством механической и биологической эрозии и биоинкрустации. Уникальной сохранности альбское каменное дно в районе с. Черноречье (рис. 1) кратко описано В.М. Цейслером (1958), Р.Ф. Геккером и Е.А. Успенской (1966) и с тех пор почти никем не посещалось. В 2013 г. этот район был изучен совместно с Д.А. Мамонтовым, И.В. Панченко, В.С. Исаевым (МГУ) и А.В. Исаевой, участвовавшими в сборе материалов. Поверхность с многочисленными сверлениями экспонируется на площадке длиной около 200 м и шириной 11-42 м на вершине обрыва в правом борту р. Черная вдоль проселочной дороги между селами Черноречье и Родное (рис. 2). Разрез представлен коралловыми фреймстоунами и милиолидными грейн-рудстоунами титона, кровля которых иссверлена, перекрытые верхнеальбскими глауконит-кварцевыми песчаниками (рис. 3), изученными в шлифах.



Рис. 1. Схема расположения разреза.



Рис. 2. Общий вид каменного дна.

Часть сверлений заполнена песчаниками, а часть отпрепарирована естественным образом, поэтому для их определения были сделаны слепки. Подсчет сверлений и оценка биоэрозии производились путем дешифрирования детальных фотоснимков 5 площадок площадью в 1 м² (рис. 4).

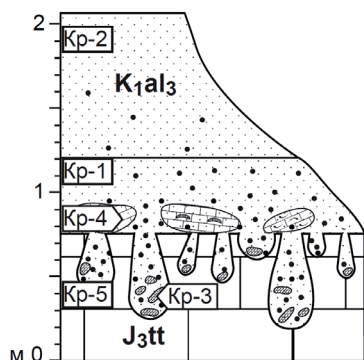


Рис. 3. Разрез исследуемого объекта.

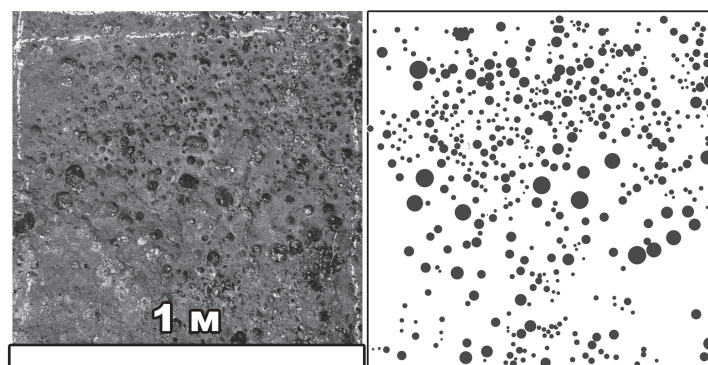


Рис. 4. Фотография площадки № 1 и схема ее дешифрирования.

Сверления – результат механической или химической переработки твердого субстрата с удалением материала и образованием пространства, необходимого для жизни организмов (моллюсков, червей, ракообразных, мшанок, губок и т.д.). Сверления в рассматриваемом каменном дне принадлежат двустворкам-камнеточцам и были определены как *Lithodomus* (Цейслер, 1958), остатки которых были встречены в норках. Позже (Геккер, Успенская, 1966) их отнесли к роду *Lithophaga*.

Большинство изученных сверлений были определены как различные представители ихнорода *Gastrochaenolites* (рис. 5а-е). В двух случаях было обнаружено, что они вторично нарушены *Trypanites* isp. – сверлениями червей – полихет (рис. 5ж). И те и другие сверления характеризуют прибрежную ихнофазию *Trypanites* А. Зеелахера.

Изучение нор *Gastrochaenolites* показало, как организмы располагались на поверхности, плотность их поселений, а также количество материала субстрата, удаленного в процессе

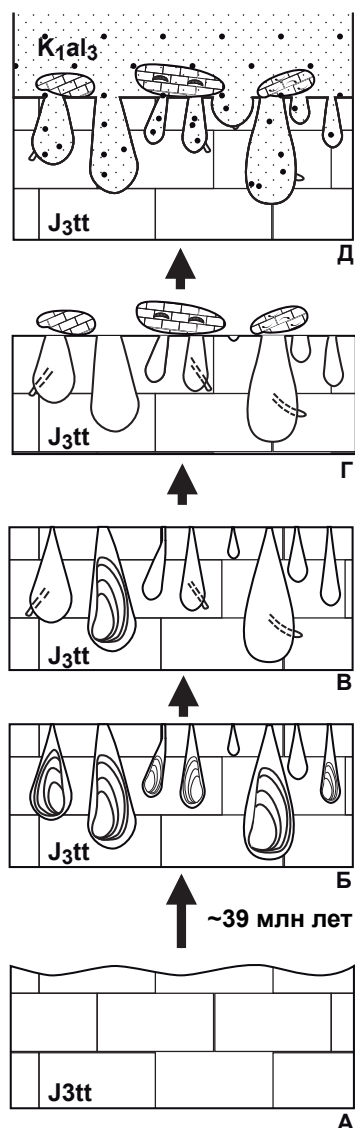
Ихновид	<i>G. torpedo</i> (Kelly, Bromley, 1984)	<i>G. lapidicus</i> (Kelly, Bromley, 1984)	<i>G. aff. anuchen</i> (Wilson, Palmer, 1998)	<i>G. isp.</i> , вторично просверленный <i>Trypanites</i> isp.
Возможные продусеры	<i>Gastrochaena</i> , <i>Lithophaga</i> : <i>L. lithophaga</i> (L.), <i>L. patagonica</i> (D'Orb.) и др.	<i>Gastrochaena dubia</i> (Pen.), <i>Barnea candida</i> (L.) и др.	<i>Penitella kotakae</i> (Kanno et Matsuno)	<i>Trypanites</i> – сверления червей – полихет

Рис. 5. Определенные ихнотаксоны и их возможные продусеры.

сверления. Площадь биоэрозии была посчитана путем дешифрирования изображений (рис. 4) с помощью графического редактора Photoshop. Примерный объем удаленного материала был рассчитан, исходя из условия, что средняя глубина сверлений равна 5 см (табл. 1). В результате получилось, что на площадке в 1 м² при средней плотности поселений в 476 камнеточцев, объем биоэрозии может достигать 0,0068 м³, а на всей изученной площади около 27,2 м³ (табл. 1).

Таблица 1. Площадки, их координаты и величина биоэрозии.

№ площадки	Координаты	Количество сверлений	S, м ²	V, м ³
1	N44° 32'21.102», E33° 42'14.255»	540	0,15	0,0075
2	N44° 32'21.102», E33° 42'13.661»	767	0,21	0,0105
3	N44° 32'21.185», E33° 42'13.187»	183	0,09	0,0045
4	N44° 32'21.321», E33° 42'12.873»	262	0,1	0,005
5	N44° 32'21.137», E33° 42'11.123»	627	0,13	0,0065
Среднее значение на площадке 1 м ²		476	0,136	0,0068
Среднее значение на площадке 200x20 м		1904000	544	27,2



Для сверлений *Trypanites* объем биоэрозии пока оценить невозможно. Попытка оценить плотность популяций и ориентировку сверлений для *G. lapidicus* и *G. torpedo* с помощью компьютерной обработки фотографий была недавно предпринята для нижнемиоценовых отложений Португалии (Redweik et al., 2010). Авторы не анализировали величину биоэрозии, но смогли получить сведения о направлении течений и ориентировке палеобереговой линии.

Изучение особенностей разреза, микроскопического строения пород и сверлильщиков помогло восстановить историю формирования данного каменного дна.

В юрское время данный район располагался в пределах мелководной части карбонатной платформы. В начале мела (вероятнее всего, в середине берриаса) платформа была поднята над поверхностью моря и литифицирована (рис. 6а). В конце берриаса – апте карбонатная платформа вновь погрузилась под уровень моря и была перекрыта пелагическими глинами (Барабошкин, 2001). В конце апта – начале альба район был приподнят, деформирован, а меловые отложения (включая рассматриваемый район) местами полностью эродированы.

В конце среднего альба началась новая трансгрессия моря, появляются глины среднего альба (Барабошкин, 2001). К концу альба мелкое море перекрыло всю территорию юго-западного Крыма, спровоцировав наиболее активное заселение юрских карбонатов двустворками (рис. 6б). Присутствующий на границе титона и альба перерыв можно оценить в 39 млн лет. Первые генерации сверлений *Gastrochaenolites*, очевидно,

Рис. 6. История формирования каменного дна.

были уничтожены эрозией (до 99%). На их существование указывает присутствие оснований норок на поверхности каменного дна. После вымирания двустворок, образовались сверления последующих генераций, а после гибели камнеточцев (всех или части), уже внутри их пустых норок, селились черви –полихеты, создававшие еще более поздние сверления *Trypanites* (рис. 6в).

Затем поверхность была эродирована и выровнена, образовав гальки известняков без видимых сверлений (рис. 6г), началось поступление терригенного материала, заполнившего сверления песчаным осадком (рис. 6д).

Формирование поверхностей каменного дна не является редкостью. Рокграунды с близкой историей развития, но отличные в деталях, описаны из различных стратиграфических интервалов Подмосковья, Кавказа, Португалии, Испании, Ферганы, Туркменистана и многих других регионов.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (грант № 13-05-00745а).

Литература

Барабошкин Е.Ю. 2001. Нижний мел Восточно-Европейской платформы и ее южного обрамления (стратиграфия, палеогеография, бореально - тетическая корреляция). Автореф. дисс. докт. геол.-мин. наук // М.: МГУ. 50 с.

Геккер Р.Ф., Успенская Е.А. 1966. Об индикаторном значении сглаженных поверхностей известняков, исверленных камнеточцами // Организм и среда в геологическом прошлом. Под ред. Р.Ф. Геккера. М.: Наука. С. 246–254.

Цейслер В.М. 1958. Сверлящие моллюски из альбских отложений Крыма // Бюл. МОИП, отд. геол., Т. 33, Вып. 3. С. 132–133.

Kelly S.R.A., Bromley R.G. 1984. Ichnological nomenclature of clavate borings. // *Palaeont.* Vol. 27. N 4. P. 783-807.

Redweik P., Dinis J., Barreira E., et al. 2010. Spatial analysis of trace fossils for paleogeographic studies // 13th AGILE Int. Conf. on Geographic Informat. Science 2010, Guimarães, Portugal, 11 p.

О ТАК НАЗЫВАЕМЫХ «МЕДУЗАХ» ИЗ БЕРРИАССКИХ ОТЛОЖЕНИЙ РЯЗАНСКОЙ ОБЛАСТИ (РУССКАЯ ПЛИТА)

Е.Ю. Барабошкин¹, Е.Е. Барабошкин¹, И.А. Стародубцева²

¹Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, Москва, ejbaraboshkin@mail.ru

²Государственный геологический музей им. В.И. Вернадского, Москва, ira@sgm.ru

ON SO-CALLED «MEDUSOIDS» FROM THE BERRIASSIAN OF THE RYASANIAN DISTRICT (RUSSIAN PLATFORM)

E.Yu. Baraboshkin¹, E.E. Baraboshkin¹, I.A. Starodubtseva²

¹*Lomonosov Moscow State University, Moscow, ejbaraboshkin@mail.ru*

²*Vernadsky State Geological Museum, Moscow, ira@sgm.ru*

В 1980 г. была опубликована небольшая статья П.А. Герасимова, в которой сообщалось о новом виде «медуз» *Palaeosemaeostoma rjasanense*, встреченны в верхнеберриасских отложениях Рязанской области. В статье обращает на себя внимание несколько моментов, явно противоречащих медузоидной природе находок: (1) высокодинамичная обстановка захоронения, включающая конденсацию отложений и их грубый песчаный состав, делающая невозможным



Рис. 1. Расположение местонахождения.

захоронение медуз, (2) странная симметрия желудочной полости (4-6 сегментов, в то время как у настоящих медуз полость имеет строго четыре сегмента). Все это наводит на мысль об иной их природе.

В конце 90-х гг. в одной из экспедиций в Спасском районе Рязанской области недалеко от известного разреза рязанского горизонта у с. Никитино, на правом берегу р. Оки, сотрудниками музея им. В.И. Вернадского было встречено несколько образцов средней сохранности (рис. 1, табл. 1), аналогичных описанным П.А. Герасимовым. Настоящая статья базируется на изучении именно этих находок.

«Медузоидным» формам посвящено большое количество публикаций, из которых следует, что значительная

часть подобных находок представляет собой следы жизнедеятельности червеобразных организмов группы «гиروفиллитид». Они интерпретируются либо как следы питания (фодихнии), либо – удаления продуктов пищеварения (Seilacher, 2007). Для гиروفиллитид существуют три типа сохранности: в виде негативного эпирельефа, расплющенного эндорельефа, и в виде трехмерных конкреций с кальцитовым или сидеритовым цементом (рис. 2). В первых двух случаях находки связаны с глинистыми или мергелистыми породами и несут ясные черты заднего заполнения (backfill), в третьем случае заднее заполнение не сохраняется. Стоит отметить, что похожую морфологию отпечатков имеют следы «отдыха» кишечнополостных на поверхности осадка, но они никогда не образуют трехмерных конкреций.

В мелководных фациях встречаются две формы данных биотурбаций, относящиеся к близким ихнородам (Seilacher, 2007): *Kirklandia* Caster, 1945 и *Palaeosemaeostoma* Rüger et Rüger-Haas, 1925. Отличия между ними невелики: *Palaeosemaeostoma* имеет обычно 10-12 четко выраженных лопастей, отделенных гладким пояском от выхода норки, а *Kirklandia* –

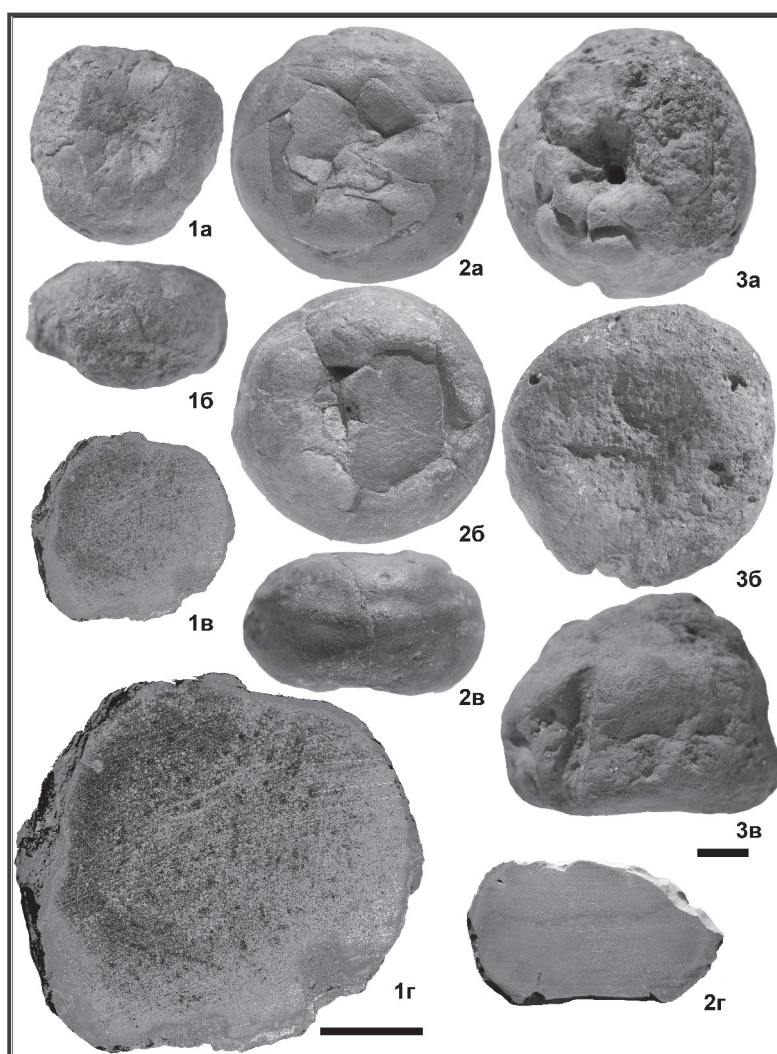


Таблица. 1. *Kirklandia texana* Caster. Рис. 1. Экз. 1: а – снизу, б – сбоку, в, г – горизонтальный срез с норками *Chondrites* isp.; Рис. 2. Экз. 2: а – сверху, б - снизу, в – сбоку, г – вертикальный срез; Рис. 3. Экз. 3: а – сверху, б - снизу, в – сбоку. Масштаб соответствует 1 см; рис. 1г является вдвое увеличенным изображением рис. 1 в с усиленной контрастностью.

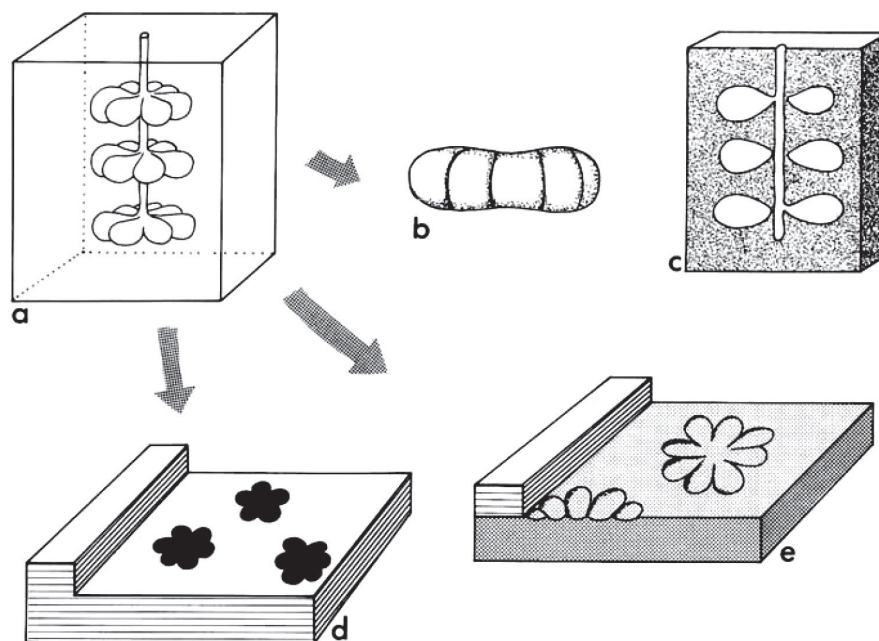


Рис. 2. Типы сохранности гиروفиллитид (Fürsich, Kennedy, 1975): а – реконструкция биотурбации, б, с – трехмерная сохранность при раннем диагенезе, d – расплющенный эндорельеф, e – негативный эпирельеф.

7-8 главных лопастей, и такое же количество более мелких, расположенных непосредственно вокруг отверстия-выхода из вертикальной норки. Стоит отметить, что точное число лопастей не всегда возможно подсчитать, а их форма достаточно изменчива из-за различной сохранности. Для *Palaeosemaeostoma rjasanense* П.А. Герасимов (1980) указывал 4-6 лопастей; на наших экземплярах их число колеблется от 6 до 9 (рис. 3; табл. 1), что делает их более схожими с *Kirklandia texana* Caster, 1945, происходящей из нижнего мела Техаса (Caster, 1945).

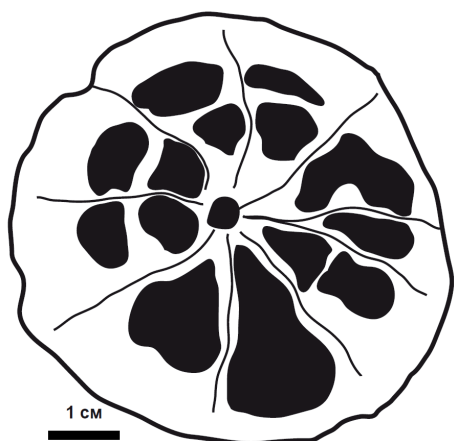


Рис. 3. Зарисовка с экземпляра *Kirklandia texana* Caster, изображенного на табл. 1, рис. 3а.

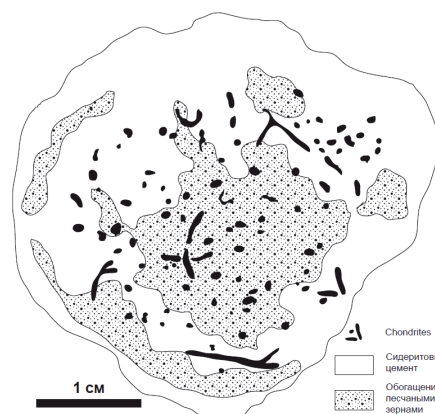


Рис. 4. Зарисовка горизонтального среза *Kirklandia texana* Caster, приведенного на табл. 1, рис. 1в-г.

Изучение одного из наших образцов на микротомографе не дало, к сожалению, результатов. Зато на шлифовках выявились любопытные детали строения. На вертикальном срезе сидеритового ядра (табл. 1, рис. 2а-г) структура массивная, присутствует лишь неясно выраженный горизонтальный раздел. Ядро, вероятно, образовано внутри слоя глин и не содержит зерен песка.

На горизонтальном срезе другого ядра (табл. 1, рис. 1а-г), сформировавшегося внутри песчаников, отчетливо видна концентрическая структура, подчеркнутая неравномерным распределением песчаных зерен. Кроме того, здесь видны многочисленные фрагменты преимущественно вертикальных норок *Chondrites* isp. с характерным дихотомическим ветвлением. Таким образом, *Kirklandia texana* Caster из берриаса Рязанской области относятся к сложным биотурбациям, что не было до сих пор известно. Предположительно, *Chondrites* появились внутри *Kirklandia* после гибели продусера, но это нуждается в дальнейших исследованиях.

Поперечные вертикальные срезы изображены для глубоководных биотурбаций *Atollites* из средней юры Северного Кавказа (Василюк, Чайковская 1984), ошибочно отнесенных авторами к новому роду *Hipparis*. На них видно внутреннее концентрическое строение и мелкие округлые неоднородности, напоминающие поперечные срезы *Chondrites*. Недостаточное разрешение фотографий не позволяет однозначно интерпретировать эти неоднородности.

Таким образом, в результате проведенного исследования установлено, что берриасскую «медузу» *Palaeosemaeostoma rjasanense* Gerasimov более корректно относить к сложным биотурбациям *Kirklandia texana* Caster.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (грант 13-05-00745а). Авторы признательны Д. Коросту (МГУ) за исследования на микротомографе.

Литература

Василюк Н.П., Чайковская О.В. 1984. Находки ядер гигантских фораминифер (?) в среднеюрских отложениях Северного Кавказа // Тр. Инст. Геол. и геофиз. Вып. 597. С. 92-101.

Герасимов П.А. 1980. Ядра медуз из нижнемеловых отложений Рязанской области // Палеонт. журн. № 1. С. 136-138.

Caster K.E. 1945. A new jellyfish (*Kirklandia texana* Caster) from the Lower Cretaceous of Texas // *Palaeontogr. Amer.* Vol. 3. P. 173–220.

Fürsich F.T., Kennedy W.J. 1975. *Kirklandia texana* Caster Cretaceous hydrozoan medusoid or trace fossil chimaera? // *Palaeontol.* Vol. 18. Pt. 4. P. 665-679.

Seilacher A. 2007. Trace fossil analysis // Springer-Verlag, Berlin-Heidelberg. 226 p.

ФОРАМИНИФЕРЫ ПОЗДНЕГО ВАЛАНЖИНА-ГОТЕРИВА В РАЗРЕЗЕ КАРТИРОВОЧНОЙ СКВАЖИНЫ НА ЗЕМЛЕ БУНГЕ (НОВОСИБИРСКИЕ ОСТРОВА)

В.А. Басов¹, Э.Н. Преображенская¹, В.В. Быстрова²

¹Всероссийский научно-исследовательский институт Океангеология, Санкт-Петербург,
basovva@gmail.com

²Всероссийский нефтяной научно-исследовательский геологоразведочный институт, Санкт-Петербург, bistrovavv@inbox.ru

LATE VALANGINIAN-HAUTERIVIAN FORAMINIFERA FOUNDED IN THE WELL MAPPING SECTION ON THE TERRA BUNGE (NOVOSIBERIAN ISLANDS)

V.A. Basov¹, E.N. Preobrazhenskaja¹, V.V. Bystrova²

¹Russian Research Institute Okeangeologia, Saint Petersburg, basovva@gmail.com

²Russian Petroleum Research Geological-Prospecting Institute, Saint Petersburg, bistrovavv@inbox.ru

Раннемеловые фораминиферы на Новосибирском архипелаге недавно впервые были изображены и охарактеризованы в работе В.А. Басова и соавторов (2013). Материал происходит из

картировочной скважины № 11 на Земле Бунге, пробуренной НПО «Севморгео» при проведении геологической съемки в 1972-1977 гг. Скважина расположена в центральной части Земли Бунге, на западном берегу озера Глубокое в пределах Бунговского синклинория (рис. 1). Впервые о присутствии в ней раннемеловых фораминифер было упомянуто в серии «Меловая система» (Ефремова и др., 1987).



Рис. 1. Карта острова Котельный и прилегающих земель – ▲ скважина № 1.

Изученный разрез сложен преимущественно темно-серыми глинистыми алевролитами, аргиллитоподобными глинами с редкими прослоями глауконитовых песчаников, алевролитов и водорослевых известняков (рис. 2). Породы слабо уплотнены, их залегание в скважине горизонтальное. По изменениям состава отложений

в разрезе выделено 4 пачки с характерными особенностями, позволяющими проследить в разрезе трансгрессивно-регрессивный цикл от морских глауконитовых песчаников, обогащенных пиритом, фосфатизированными органическими остатками, гравием и мелкой галькой основных эффузивов (пачка 2), к сидеритизированным глинам средней части пачки 3, отражающим застойный режим в период максимального углубления бассейна, и от них к алевролитам с глауконитом в верхах пачки 3, связанным с обмелением бассейна. Пачка 4 с валунами известняков палеозойского и триасового возраста может характеризовать начало нового цикла, сопровождавшегося интенсивным размывом берегов в районе о-ва Котельный. По данным палеогидрохимии, пачки 3 и 4 формировались в морских водах с нормальной соленостью (Грамберг, 1973).

К разрезу пачки 3 приурочены многочисленные находки обломков раковин морских моллюсков, определявшихся в конце 70-х гг. Е.С. Ершовой и не давших определенного ответа на вопрос о возрасте этих отложений. Помимо моллюсков в пачках 2-4 встречены агглютинирующие и известковистые фораминиферы, относящиеся к 36 видам и 22 родам, ставшие предметом нашего изучения. Количественное распределение фораминифер связано с отмеченной цикличностью отложений. Наибольшее количество и видовое разнообразие фораминифер приурочено к трансгрессивной и регрессивной частям цикла. В средней его части, связанной с высоким стоянием уровня моря и застойным придонным режимом, фораминиферы единичны.

Значительное видовое разнообразие нодозариид в начале и конце цикла, особенно рода *Lenticulina*, присутствие *Quinqueloculina*, *Geinitzinita*, *Marginulina*, *Pseudolamarckina* и некоторых других родов без выраженного преобладания какого-нибудь одного вида, указывает на нормальную соленость и открытость морского бассейна в пределах глубин верхней сублиторали. Чаще других встречаются *Pseudolamarckina tatarica* Rom., *Lenticulina macrodisca* (Reuss), *L. nivalis* Schl. et Gerke, *Pyramidulina sceptrum* (Reuss), *Quinqueloculina opedentata* Fowl. et Braun, *Epistomina caracolla anterior* Bart. et Br., из агглютинирующих – гломоспиреллы, последние особенно обильны в низах и верхах пачки 3. Комплекс фораминифер в целом близок к известной на Баренцевском шельфе и в Печорском бассейне ассоциации «теплолюбивых фораминифер», в свою очередь, близкой к западно- и даже южноевропейским неокомским ассоциациям (Басов, Василенко, 1999; Быстрова, 1990). В нашем комплексе эта близость подчеркивается таким экзотическим

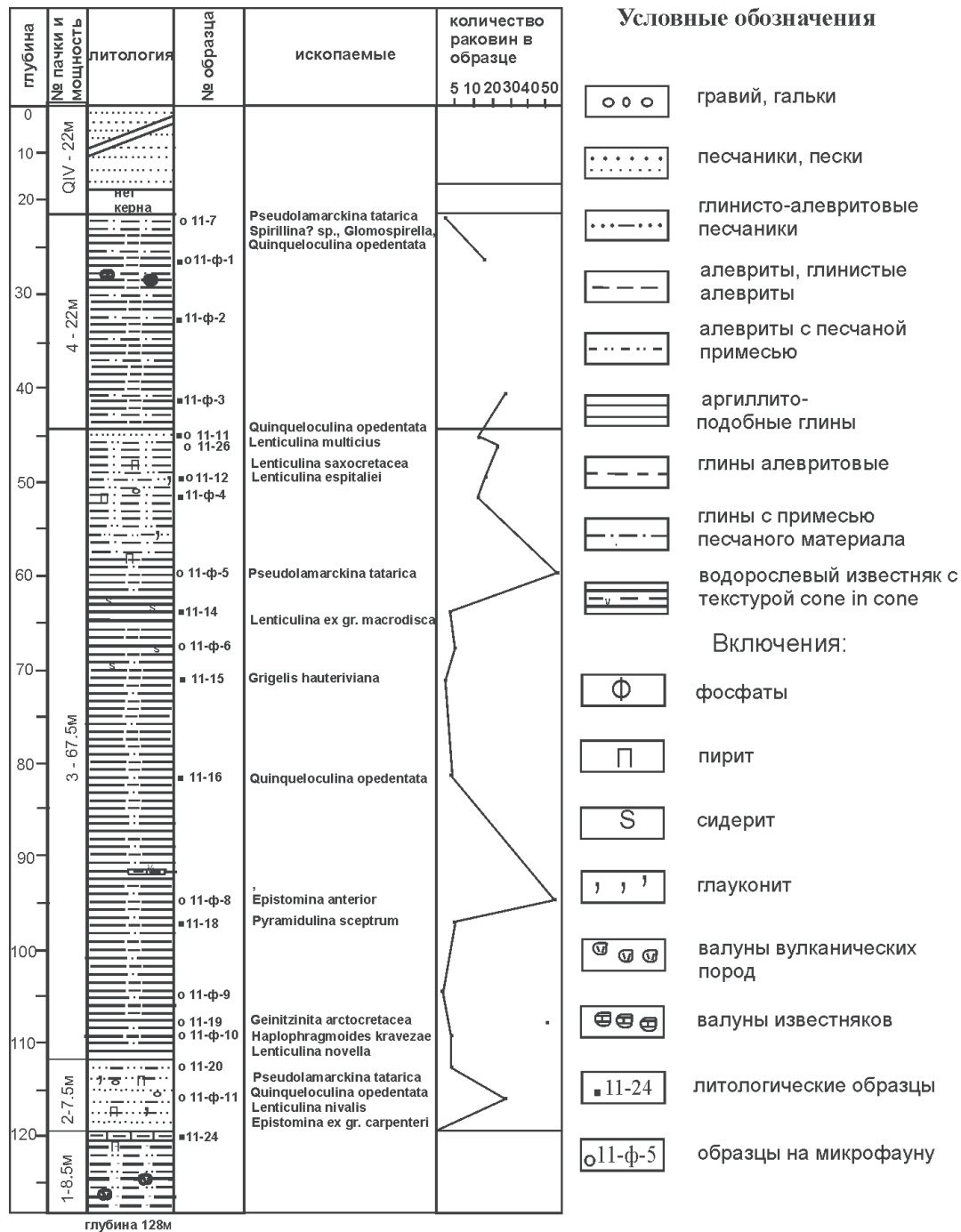


Рис. 2. Литолого-стратиграфический разрез скважины №11.

видом, как *Lenticulina espitaliei* Dieni et Mass., описанному из верхнего валанжина Сардинии. Возраст этой ассоциации определяется как поздний валанжин – ранний готерив. В комплексе из описываемой скважины значительна роль *Pseudolamarckina tatarica* – вида, широко распространенного в валанжине Западной Сибири и Хатангской впадины, но нигде ранее не отмеченном в готериве. Вместе с тем здесь встречены виды, общие с готеривской ассоциацией Арктической Канады из формации Akavik Range в дельте Маккензи (Fowler, Braun, 1993). Это *Quinqueloculina opedentata* Fowl. et Braun, *Saracenaria* (?) cf. *porcupinensis* Chamn., *Orientalia* (?) *mcneili* (Fowl. et Braun) (в Западной Сибири этот вид под названием *Orientalia* sp. также встречен в готериве).

Вместе с тем, следует отметить, что виды, характерные для нижнего готерива Западной Сибири (комплексы с *Ammoscalaria difficilis* и *Lenticulina prima*) в разрезе скважины не выявлены, так же, как и в Арктической Канаде. Это позволяет считать раннеготеривские ассоциации фораминифер Западной Сибири эндемичными, а ассоциацию с Земли Бунге сближать с арктической североамериканской. Изложенные материалы позволяют предполагать, что после закрытия Анюйского океана на рубеже юры и мела, морские мелководные отложения неокомского возраста широко распространились на шельфах Восточно-Арктических морей.

Ниже приводим таксономический состав встреченных в разрезе скв. 11 видов фораминифер: *Ammodiscus* cf. *kosyrevae* Bulynn., *Glomospirella gaultina* (Berth.), *Glomospirella dami* (Mjatl.), *Glomospirella elongata* Chapman, *Ammovertellina?*(*Tolypamma?*) sp., *Haplophragmoides* ex gr. *excavatum* Cush. et Waters, *H. kravezae* Bystr. et Koss., *Subtilina* sp., *Pseudobolivina* sp., *Trochammina* cf. *anabarensis* Bulynn., *Trochammina* ex gr. *polymera* Dubrovskaja, *Orientalia?* *mcneili* (Fowler et Braun), *Verneuulinoides* sp. (*V.* cf. *borealis* Tappan), *Spirillina* (*Cornuspira?*) sp., *Quinqueloculina opedentata* Fowl. et Braun, *Pyramidulina sceptrum* (Reuss), *Grigelis hauteriviana* (Bart. et Br.), *Lagena* cf. *sulcata* (Walker et Jacob), *Geinitzinita arctocretacea* (Gerke), *Lenticulina espitaliei* Dieni et Massari, *Lenticulina* ex gr. *macrodisca* (Reuss), *Lenticulina* ex gr. *munsteri* (Roemer), *Lenticulina nivalis* (Schleier et Gerke), *Lenticulina novella* V. Vassilenko, *Lenticulina* ex gr. *saxocretacea* Bart., *Lenticulina* cf. *saxonica* Bart. et Brand, *Lenticulina variabilis* Roman., *Astacolus multicius* Zasp., *Marginulinopsis jonesi* (Reuss), *Saracenaria?* cf. *porcupinensis* Chamn., *Marginulina* cf. *aequivoca* Reuss, *Marginulina gracilissima* Reuss, *Marginulina robusta* Reuss, *Pseudolamarckina tatarica* (Roman.), *Epistomina caracolla anterior* Bart. et Br., *Epistomina* ex gr. *carpenteri* (Reuss).

Литература

Басов В.А., Василенко Л.В. 1999. Горизонт с теплолюбивыми фораминиферами в разрезах нижнего мела Баренцевской шельфовой плиты // Проблемы стратиграфии и палеонтологии мезозоя. Научн. чтения, посвященные М.С. Месежникову. СПб: Изд-во ВНИГРИ. С. 131-150.

Быстрова В.В. 1990. Особенности распространения комплексов фораминифер из неокомских отложений бассейнов рек Печоры и Сысолы // Био- и литостратиграфия мезозоя нефтегазоносных районов СССР. Л.: Изд-во ВНИГРИ. С. 156-163.

Грамберг И.С. 1973. Палеогидрохимия терригенных толщ. Л.: Недра. 170 с.

Ефремова В.И., Шульгина Н.И., Абрамова Л.Н. 1987. Арктические острова // Меловая система. Т. 2. М. С. 56-62.

Fowler S.P., Braun W.K. 1993. Hauterivian to Barremian foraminifera and biostratigraphy of the Mount Goodenough Formation, Aklavik Range, Northwestern District of Mackenzie // Bull. Geol. Soc. Canada. N 443. 83 p.

ЗНАЧЕНИЕ ОПОРНЫХ РАЗРЕЗОВ НИЖНЕГО МЕЛА СИБИРИ В ПОЗНАНИИ КЛИНОФОРМНОГО СТРОЕНИЯ НЕОКОМА ЗАПАДНОЙ СИБИРИ

А.Л. Бейзель

*Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А.Трофимука СО РАН, Новосибирск,
beiselal@ipgg.sbras.ru*

AN IMPORTANCE OF REFERENCE SECTIONS OF THE SIBERIAN LOWER CRETACEOUS IN THE KNOWLEDGE OF NEOCOMIAN CLINIFORMS IN WESTERN SIBERIA

A.L. Beisel

Trofimuk Institute of Petroleum Geology and Geophysics SB RAS, Novosibirsk, beiselal@ipgg.sbras.ru

Широко известно, что нижнемеловые отложения Западной Сибири имеют клиноформное строение (Гурари, 1994; Карогодин и др., 1996 и др.). Оно было открыто в 70-х гг. прошлого века после широкого применения регионального сейсмического профилирования. Несмотря на то, что клиноформам уделяется огромное внимание и по ним опубликована массовая литература, сейсмика до сих пор остается практически единственным методом, однозначно свидетельствующим о клиноформном строении разрезов. Ни детальная корреляция по данным ГИС, ни палеонтологические методы пока не могут подтвердить, либо опровергнуть клиноформную модель (Мкртчян и др., 1987; Захаров и др., 1999). Имеются устные указания на то, что доказательным аргументом в этом плане могут служить детальные корреляционные профили, построенные по близко расположенным эксплуатационным скважинам в пределах крупных месторождений. Однако эти данные нигде не публикуются, и специалисты академических и других научных организаций к ним доступа не имеют.

В этой связи представляет интерес рассмотрение строения опорных разрезов нижнего мела Сибири в аспекте их приложения к клиноформной модели. Это до сих пор не было сделано, вероятно, по причине их «невыгодного» местоположения. В Западной Сибири имеется только один такой разрез – на р. Ятрии на Приполярном Урале, на крайней западной периферии Западносибирского бассейна, а остальные расположены на севере Восточной Сибири – на р. Боярка, р. Анабар, п-ове Нордвик, о. Бол. Бегичев и др. В настоящее время ситуация изменилась: региональные сейсмические работы развернуты в Енисей-Хатангском региональном прогибе, и там установлены точно такие же клиноформные серии, как в Западной Сибири. Таким образом, тема сравнительного анализа опорных разрезов и клиноформ приобрела актуальность.

Нижнемеловой разрез на р. Ятрии находится в 30 км от современных выходов палеозоя на Урале. В нем вскрывается почти непрерывная последовательность слоев от волжского яруса до нижнего готерива включительно. Разрез детально изучен и опубликован (Гольберт и др., 1972). Автором уже была сделана попытка сравнительного анализа этого разреза с клиноформной серией (Бейзель, 1996). Данный разрез имеет важную особенность: в интервале берриаса-валанжина он имеет исключительно монотонный характер, что было отмечено еще А.В. Гольбертом. В нем нельзя выделить не только циклиты, но даже слои, и описание разреза ведется по аммонитовым зонам. И это в то время, когда в восточной части бассейна формировалась уникальная циклически построенная толща. Учитывая эту асимметрию, а также близость Ятринского участка к палеоберегу, можно сделать вывод, что клиноформная цикличность образовалась за счет пульсации источников сноса – Сибирской платформы. Урал как источник сноса в берриасское и валанжинское время «молчал». Он начал работать в готериве (время *Speetonicerias versicolor*), когда море быстро регрессировало и начали формироваться песчано-глинистые пачки. Надо заметить, что сходная картина наблюдается и на западном склоне Урала. В Ульяновско-Саратовском прогибе интенсивная седиментация в мелу началась также во время *Speetonicerias versicolor*.

лась. Отмеченные изменения мощностей являются наиболее закономерным проявлением «обычных» процессов заполнения эпиконтинентальных бассейнов. Следует учитывать, что замыкание морского режима в прибрежной и осевой зонах Хатангского бассейна произошло одновременно, примерно в середине гоферива. Зона *Hemolosomes bojarkensis* является терминальным элементом морского нижнего мела на огромных территориях. Более молодые аммониты зоны *Spreetonicerias versicolor* отмечены только в северо-западной части Западной Сибири.

Таким образом, приведенные данные свидетельствуют о том, что в восточной части Енисей-Хатангского регионального прогиба клиноформы отсутствуют. Строение разреза здесь соответствует «безклиноформной» части фациального ряда, отмечаемой для южной части Усть-Енисейского района (Конторович и др., 2014).

Литература

Бейзель А.Л. 1996. Опорный разрез неокома приполярного Зауралья как показатель асимметрии клиноформного комплекса Западной Сибири // А.В. Каныгин (ред.). Геология и проблемы поисков новых крупных месторождений нефти и газа в Сибири (Результаты работ по Межведомственной региональной научной программе «Поиск» за 1994 год). – Новосибирск: СНИИГГиМС. С. 81-83.

Гольберт А.В., Булыникова С.П., Григорьева К.Н., Девятков В.П. и др. 1981. Опорный разрез неокома Севера Сибирской платформы. (Енисей-Хатангский прогиб, Анабаро-Хатангская седловина) // Новосибирск: СНИИГГиМС. Т.1, 97 с. Т. 2, 135 с.

Гольберт А.В., Климова И.Г., Сакс В.Н. 1972. Опорный разрез неокома Западной Сибири в Приполярном Зауралье. Новосибирск: Наука. 184 с.

Гурари Ф.Г. 1994. Клиноформы – особый тип литостратонов // Геология и геофизика. № 4. С. 19-26.

Захаров В.А., Казаненков В.А., Богомолов Ю.И., Лебедева Н.К., Маринов В.А., Карогодин Ю.Н., Пещевицкая Е.Б. 1999. Биостратиграфия неокома Северного Приобья Западной Сибири // Геология и геофизика. № 8. С. 1135-1148.

Захаров В.А., Юдовный Е.Г. 1974. Условия осадконакопления и существования фауны в раннемеловом море Хатангской впадины // В.Н. Сакс (ред.). Палеобиогеография севера Евразии в мезозое. Новосибирск: Наука. С. 127-174.

Злобина О.Н., Маринов В.А., Кугаколов С.А., Перепелкин А.С. 2014. Литология и палеогеография нижнего мела Анабаро-Хатангской седловины (север Средней Сибири) // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Сибири. № 2. С. 88-96.

Карогодин Ю.Н., Ершов С.В., Сафонов В.С. 1996. Приобская нефтеносная зона Западной Сибири: системно-литологический аспект. Новосибирск: Изд-во СО РАН, НИЦ ОИГГМ. 252 с.

Конторович В.А., Конторович А.Э., Моисеев С.А., Соловьев М.В. 2014. Структурно-тектоническая характеристика Лено-Анабарского региона // Геология нефти и газа. № 1. С. 74-82.

Мкртчян О.М., Трусов Л.Л., Белкин Н.М., Дегтев В.А. 1987. Сейсмогеологический анализ нефтегазоносных отложений Западной Сибири. М.: Наука. 126 с.

КОМПЛЕКС ЭЛАСМОБРАНХИЙ (CHONDRICHTHYES) ИЗ НИЖНЕГО СЕНОМАНА ПОВОЛЖЬЯ

А.В. Бирюков

*Саратовский государственный университет им. Н.Г. Чернышевского, Саратов,
palaeoanacorax@gmail.com*

ASSEMBLAGE OF ELASMOBRANCHIAN FISH (CHONDRICHTHYES) FROM THE LOWER CENOMANIAN OF VOLGA RIVER BASIN

A.V. Biryukov

Chernyshevsky Saratov State University, Saratov, palaeoanacorax@gmail.com

Ископаемые остатки хрящевых рыб (зубы, реже – шипы плавников) часто встречаются в сеноманских отложениях Поволжья. Основная масса находок приурочена к зонам концентрации, выраженным обычно фосфоритовыми горизонтами разной степени выдержанности, мощности и гетерохронности. Хотя сеноманская ихтиофауна известна в регионе с 1870-х гг., комплексы эласмобранхий этого возраста нельзя считать хорошо изученными как таксономически, так и в аспектах палеонтологии. Не до конца решен вопрос и с биостратиграфическим использованием этих остатков.

В 2010-2012 гг. исследовательской группой «Эласмодус» (СГУ) было проведено опробование нижнего фосфоритового горизонта местонахождения Меловатка-5 в Волгоградской области (Иванов, 1999). С учетом современных представлений о стратиграфии поволжского сеномана (Зозырев, 2006), этот фосфоритовый горизонт является древнейшим известным уровнем с остатками хрящевых рыб в нижнем сеномане региона. Полученные пробы (СГУ № 329, 442; промывка на ситах 2,5 и 1 мм) позволили установить присутствие остатков эласмобранхий 20 родов из 13 семейств (Бирюков, Попов, 2011).

В материале объемных проб преобладают некрупные ламноидные акулы. Таксономический состав крупных ламноидов оказался иным, по сравнению с предыдущими работами (Гликман, 1980) по двум причинам: по современным представлениям, «нижний сеноман» (*sensu* Гликман) относится к среднему сеноману; во-вторых, недавно проведены ревизии поздне меловых ламноидных акул (Siverson et al., 2013, 2014), что позволяет пересмотреть состав ламноидных акул в сеномане Поволжья. В частности, присутствие в нижнесеноманских пробах из Меловатки-5 вида *Cretolamna appendiculata* (Agassiz, 1843) не подтверждается. Зубы, относимые ранее к данному виду (Бирюков, Попов, 2011), классифицированы здесь как принадлежащие двум видам двух родов. Одну группу зубов (заднебоковые, позиции LP 4-5) по общему строению коронки и корня можно определить, как *Cretolamna cf. catoxodon* Siverson (иной облик боковых зубцов позволяет пока применить лишь открытую номенклатуру) (Бирюков, 2014). Номинальный вид был описан М. Сиверсоном из сеномана Австралии, временное распространение номинального *C. appendiculata* (Agassiz, 1843) ограничено ранним тураном (Siverson et al., 2014).

Другая часть зубов (заднебоковые нижнечелюстные, позиций (?) LP1-5), отнесенных ранее к *C. appendiculata* (Agassiz, 1843), видимо, принадлежит недавно описанному роду *Kenolamna* Siverson. Меловатский материал может быть определен как *Kenolamna cf. gunsoni* (Siverson, 1996) по наличию характерного резкого сужения основной вершины в средней части, форме боковых зубцов и форме корня, менее массивной и угловатой, чем у видов *Cretolamna* spp. (Siverson et al., 2014). Меньшие размеры, большая утонченность, наличие на некоторых зубах (? более заднего положения) питательной борозды с лингвальной стороны корня отдаляют зубы из Меловатки от австралийских типовых образцов, позволяя пока оперировать лишь в открытой номенклатуре (Бирюков, 2014).

Зубы, ранее классифицированные как *Cretoxyrhina denticulata* (Glikman, 1957) (в пробах зафиксированы только передние зубы), оказались более близки более древнему виду *Cretoxyrhina vracconensis* (Zhelezko, 2000), известного из верхнего альба – нижнего сеномана Туранской плиты. На это указывают их более мелкие размеры, чем у *C. denticulata* (Glikman, 1957) (sensu Siverson, 2013), более узкие основные вершины, небольшие, но выраженные боковые зубцы (Siverson et al., 2013). Вместе с тем, Ч. Андервуд и С. Кумбаа (Underwood, Cumbaa, 2010) отмечают присутствие боковых зубцов на передних зубах ювенильных и подростковых особей *Cretoxyrhina denticulata* (Glikman, 1957). Поэтому меловатская кретооксирина предварительно может быть определена как *Cretoxyrhina cf. vracconensis* (Zhelezko, 2000).

В 2010 г. в пробе СГУ № 329 был обнаружен единственный зуб вида *Paraisurus macrorhiza* (Pictet, Campiche, 1858). Предыдущая находка этого вида в регионе была сделана лишь в конце 50-х гг. прошлого века (Гликман, 1957).

К среднеразмерному классу в исследуемом сообществе можно отнести фиксировавшуюся и ранее (Бирюков, Попов, 2011) *Archaeolamna cf. kopingensis* (Davis, 1890). Также впервые точно определено присутствие незначительного числа зубов *Protolamna cf. sokolovi* Cappetta с характерным массивным корнем, развитым лингвальным протуберанцем, относительно короткой основной вершиной и расходящимися боковыми зубцами.

Среди численно доминирующих мелких ламноидов впервые установлено присутствие представителей рода *Pseudoscapanorhynchus*, предварительно отнесенных к виду *P. compressidens* Nerman. Сильно мезиодистально сжатые зубы этого вида с развитым лингвальным протуберанцем ранее принимались за симфизные зубы других ламноидных акул. Зафиксировано и наличие типично сеноманского (Гликман, Аверьянов, 1998) вида *Eostriatolamia subulata* (Agassiz, 1843), отличающегося от альбского *E. gracilis* (Agassiz, 1843) рудиментарной струйчатостью на зубах. В этом же размерном классе находятся (?) *Johnlongia* sp. и «*Eorhincodon casei* Nessov». Из мицукуринид отмечен лишь *Anomotodon* sp. Анакорациды представлены видом *Palaeoanacorax volgensis* Glikman.

Представители других отрядов эласмобранхий немногочисленны, но таксономически разнообразны. Гибодонты определены в комплексе как *Polyacrodus* sp., палеоспинациды – *Synechodus dispar* (Reuss, 1846), параортакодонтиды – *Paraorthacodus recurvus* (Trautschold, 1877), акулы-ангелы – *Squatina* sp., ковровые акулы – *Cederstroemia* sp., разнозубые акулы – *Heterodontus* sp., катраны – *Protosqualus* sp. Скаты представлены скатообразными спорного систематического положения *Turoniabatis* sp. и гитарниковыми скатами *Squatirhina* sp.

Установленный комплекс эласмобранхий возможно разделить на несколько экологических группировок. Крупные ламноидные акулы составляют эпипелагическую группировку. В прибрежную, наиболее многочисленную, группировку входят средне- и мелкоразмерные ламноиды, архаичные палеоспинациды и параортакодонтиды. Придонная группировка объединяет акул-ангелов, ковровых акул, катранов и скатов. Гибодонты, к сеноману вытесненные более эволюционно молодыми группами акул в специфические биотопы прибрежной полосы (Несов, 1997), могут составить отдельную опресненноводную группировку. Преобладание прибрежной группировки указывает на господство небольших глубин (несколько десятков метров) (Зозырев, 2006) и, вероятно, нормальную морскую соленость (подтверждается находками фрагментов ядер аммонитов).

По сравнению с одновозрастными ориктоценозами Западной Европы, Средиземноморья и Северной Америки (Underwood, Cumbaa, 2010) меловатское сообщество выглядит обедненным. Отсутствие ряда таксонов (*Scapanorhynchus Rhinobatos*, *Ptychodontidae*), типичных для области Тетис, придает комплексу бореальный облик. Наличие вида *Cretoxyrhina cf. vracconensis* (Zhelezko, 2000) сближает описываемый комплекс с более тепловодными сообществами области юга Тургайского пролива. Распространение в регионе тетической ихтиофауны, видимо, было приурочено к развитию позднемеловой эвстазии и климатическому оптимуму (поздний сеноман - турон).

На раннесеноманский возраст нижнего фосфоритового горизонта местонахождения «Меловатка-5» указывает его более высокое положение относительно фосфоритовой плиты в смежном разрезе «Меловатка-6», рассматриваемой как граница альба и сеномана (Иванов, 1999; Первушов и др., 1999; Зозырев, 2006). В ископаемом сообществе эласмобранхий присутствуют виды *Palaeoanacorax volgensis* Glikman, 1971, распространение которого ограничено нижним сеноманом (Гликман, 1980), а также *Cretoxyrhina cf. vracconensis* (Zhelezko, 2000), транзитного через альб-сеноманскую границу (Siverson et al., 2013). По схеме В.И. Железко (1997) зона L2, характеризующаяся наличием *Palaeoanacorax volgensis* Glikman, располагается на границе верхнего альба и нижнего сеномана. В пользу сеноманского возраста рассматриваемого горизонта говорит отсутствие в пробах представителей рода *Leptostyrax* Williston, верхняя граница распространения которого совпадает с верхней границей альба (Cappetta, 2012). Находка в комплексе зуба *Paraisurus macrorhiza*, традиционно признаваемого как позднеальбский таксон (Гликман, 1980; Cappetta, 2012; и др.) позволяет предполагать, что: (1) этот вид акул мог дожить до начала сеномана (Железко, 2000; и др.), или (2) зуб (судя по окатанности) переотложен из более древних слоев. В целом, при отсутствии руководящих форм беспозвоночных меловатский комплекс эласмобранхий имеет определенный биостратиграфический потенциал.

Таким образом, новые данные позволяют пересмотреть состав эласмобранхий из нижнего фосфоритового горизонта местонахождения «Меловатка-5» и на его основе уточнить состав эласмобранхий в раннем сеномане Поволжья. Комплекс носит переходный характер и отличается от более молодых сеноманских ассоциаций региона. Задачи настоящего момента: (1) продолжение сборов на этом местонахождении, (2) более детальное сравнение комплекса с более молодыми сеноманскими ассоциациями из региона, (3) поиск и опробование более древних (альбских) уровней с остатками хрящевых рыб. Решение этих задач должно позволить установить картину изменения комплексов эласмобранхий в альбе-сеномане региона, а также обосновать региональную границу альба-сеномана по ихтиофауне. Работа выполняется при финансовой поддержке РФФИ (проект № 14-05-00828).

Литература

Бирюков А.В. 2014. Новые данные по таксономическому составу ламноидных акул (Elasmobranchii: Lamniformes) в нижнем сеномане Поволжья // «Геологические науки – 2014». Материалы всероссийской научно-практической конференции (10-12 апреля 2014 года). Изд-во СО ЕАГО, Саратов. С. 26-27.

Бирюков А.В., Попов Е.В. 2011. Новые данные по хрящевым рыбам из нижнего сеномана севера Волгоградской области // Современная палеонтология: классические и новейшие методы. Тезисы докладов Восьмой всероссийской научной школы молодых ученых-палеонтологов 3–5 октября 2011 г. М., С. 11-12.

Гликман Л.С. 1957. О возрасте нижнего фосфоритового горизонта в окрестностях Красного Яра Сталинградской обл. // Тр. геол. музея им. Карпинского. Вып. 1. С. 118-120.

Гликман Л.С. 1980. Эволюция меловых и кайнозойских ламноидных акул. М.: Наука. 248 с.

Гликман Л.С., Аверьянов А.О. 1998. Эволюция меловых ламноидных акул рода *Eostriatolamia* // Палеонтологический журнал. 4. С. 54-62.

Железко В.И. 1997. Зональная хроностратиграфическая шкала верхнего мела Евразии по акуловым рыбам // Ежегодник-96. Информационный сборник научных трудов. Екатеринбург. С. 9-13.

Железко В.И. 2000. Классификация, методы изучения и особенности эволюции зубных систем акул отряда Lamniformes // Матер. по стратигр. и палеонтол. Урала. Сб. науч. трудов. Екатеринбург, УрО РАН. Вып. 4. С. 104-127.

Зозырев Н.Ю. 2006. Сеноман юго-востока Рязано-Саратовского прогиба: стратиграфия и палеогеография // Автореф. к.г.-м.н. Саратов. 24 с. Прил. 4.

Иванов А.В. 1996. Каталог местонахождений маринакулат. Саратов: Изд-во СГУ. 106 с.

Несов Л.А. 1997. Неморские позвоночные мела Северной Евразии. СПб: Изд-во СПбГУ. 218 с.

Первушов Е.М., Иванов А.В., Гужиков А.Ю., Бишев Т.И. 1999. Результаты комплексного изучения альбских-сеноманских отложений в разрезах Меловатка-6 и Красный Яр-1 (Волгоградская область) // Сборник научных трудов НИИ геологии при СГУ. Новая серия. Вып.1. 1999. С.65-78.

Cappetta H. 2012. Handbook of Paleoichthyology, Vol. 3E: Chondrichthyes Mesozoic and Cenozoic Elasmobranchii: Teeth // Muenchen: Verlag Dr. Friedrich Pfeil. 512 p.

Siverson M., Ward D.J., Lindgren J., Kelley L.S. 2013. Mid-Cretaceous *Cretoxyrhina* (Elasmobranchii) from Mangyshlak, Kazakhstan and Texas, USA // Alcheringa. Vol. 37 (1). P. 87-104.

Siverson M., Lindgren J., Newbrey M. G., Cederström P., Cook T. D. 2014. Late Cretaceous (Cenomanian-Campanian) midpalaeolatitude sharks of *Cretalamna appendiculata* type. // Acta Palaeontologica Polonica. In press. doi: <http://dx.doi.org/10.4202/app.2012.0137>

Underwood C.J., Cumbaa S.L. 2010. Chondrichthyans from the Cenomanian (Late Cretaceous) bonebed, Saskatchewan, Canada // Palaeontology. Vol. 53 (4). P. 903-944.

ЭПИТОНИИДЫ (GASTROPODA, EPITONIIDAE) ИЗ НИЖНЕГО МЕЛА УЛЬЯНОВСКОГО ПОВОЛЖЬЯ

И.В. Благовещенский

Ульяновский государственный университет, Ульяновск, globularia@mail.ru

EPITONIDS (GASTROPODA, EPITONIIDAE) FROM THE LOWER CRETACEOUS OF ULYANOVSK, VOLGA REGION

I.V. Blagovetshenskiy

Ulyanovsk State University, Ulyanovsk, globularia@mail.ru

В нижнемеловых отложениях Ульяновского Поволжья обнаружено три вида эпитониид, относящихся к двум родам: *Gibboscala* Kollmann и *Confusiscale* Boury. Это родственные роды, для обоих характерно наличие в нижней части оборота пришовного валика, который на последнем обороте четко разделяет основание (базальный диск) и боковую часть раковины. Род *Gibboscala* отличается от рода *Confusiscale* более удлиненной раковиной, в среднем меньшим плевральным углом (11° - 16° (18°) против (18°) 20° - 25° (28°) у рода *Confusiscale*), менее выпуклыми оборотами и более узким устьем.

Внутривидовые вариации плеврального угла у изученных представителей рода *Gibboscala* могут варьировать в довольно широких пределах и достигать у отдельных экземпляров 17 - 18° , что вызывает определенные затруднения при отграничении его от рода *Confusiscale*. По-видимому, это и является причиной того, что в литературе достаточно похожие формы относятся и к роду *Confusiscale* и к роду *Gibboscala*.

Ранее, меловые виды, включаемые в настоящее время в род *Gibboscala*, относили к роду *Claviscala* Boury, типовым видом которого является современная *Claviscala richardi* Dautzenberg et Boury. Х.А. Коллманн (2005) вполне справедливо указывал на искусственность объединения в один род меловых и современных видов из-за отсутствия известных представителей этого рода в интервале между альбом и настоящим временем. Кроме того, между *C. richardi* и меловыми

видами существуют очевидные морфологические различия. Это послужило Коллманну основанием для выделения самостоятельного рода *Gibboscala*, куда вошли только меловые виды. При этом типовым видом стал *Melanopsis clementina* Michelin из среднего альба Франции.

Ниже приведены некоторые данные о раннемеловых эпитониидах Ульяновского Поволжья.

Род *Gibboscala* Kollmann, 2005

Типовой вид – *Melanopsis clementina* Michelin, 1833; средний альб; коммуна Жеродо, департамент Об, Франция.

В нижнемеловых отложениях Ульяновского Поволжья представлен двумя видами, один из которых распространён в готериве, другой в барреме.

***Gibboscala antiqua* Glasunova, 1968**, табл., фиг. 1.

Голотип – ЦНИГР музей, № 151/8196; Россия, Ульяновская обл., г. Ульяновск, верхний готерив, зона *decheni*.

Сравнение. Отличия от упомянутого выше барремского вида даны ниже при характеристике последнего.

Замечания. Следует признать ошибочным помещение А.Е. Глазуновой (1968, 1973) данной формы в род *Cirsocerithium* Cossmann (семейство Procerithiidae Cossmann). Этот вид по строению телеоконха несомненно близок к раннемеловым эпитониидам (особенно родам *Confusiscale* и *Gibboscala*). Он имеет выпуклые обороты с мощными осевыми ребрами и тонкими спиральными ребрышками, в основании раковины имеется четко выраженный перегиб, усиленный валиком и, разделяющий основание, и боковую часть раковины. Представители процеритиид обычно имеют примерно одинаковое развитие на телеоконхе осевой и спиральной скульптуры и не имеют столь четкого перегиба в основании раковины. Кроме того, типовой вид рода *Cirsocerithium* (*Cerithium subspinosum* d'Orb.) имеет ступенчатые обороты с бугорчатыми киями, чего нет у описываемой формы.

Распространение. Встречается в верхнем готериве. Зона *versicolor*: слой г-5, близ пос. Сланцевый Рудник, 3 км к юго-востоку от с. Новая Беденьга. Зона *decheni*: слой г-11.5, 1.5 км к югу от пос. Поливна; слой г-12, 2.5 км к югу от пос. Поливна; уровень Г12, известняковая конкреция, к югу от пос. Поливна; слой г-12.5, близ пос. Поливна. Здесь и ниже нумерация слоёв и уровней дана по И.В. Благовещенскому, И.А. Шумилкину (2006, 2012).

Материал – 12 экземпляров.

***Gibboscala* sp. nov. 1**, табл., фиг. 2-4.

Сравнение. От *G. antiqua* (Glasunova, 1968) отличается большей высотой последнего оборота (и устья) по отношению к общим размерам раковины (ВПО/В – 0.4 против 0.33 у *G. antiqua*) и меньшим числом осевых рёбер (14 против 18 у *G. antiqua*) на последнем обороте (сравниваются примерно одновозрастные взрослые особи (табл., фиг. 1 и 2), так как указанные признаки имеют значительные возрастные изменения).

Распространение. Встречается в нижнем и верхнем барреме. Нижний баррем, зона *jasikofiana*: слой бр-7, г. Ульяновск; зона *rugio*: слой бр-8, г. Ульяновск. Верхний баррем, зона *lahuseni*: слои бр-9, бр-10, бр-14, г. Новоульяновск (Кременки).

Материал 13 экземпляров.

Род *Confusiscale* Boury, 1910

Типовой вид – *Scalaria dupiniana* d'Orbigny, 1842, альб, Сент-Флорентин, департамент Йонна, Франция.

В нижнемеловых отложениях Ульяновского Поволжья представлен одним видом.

***Confusiscala* sp. nov. 1**, табл., фиг. 5.

Сравнение. От *Confusiscala dupiniana* (d'Orbigny, 1842, табл. 154, фиг. 10; Kollmann, 2005, с. 20, табл. 2, фиг. 4) отличается значительно большим плевральным углом (28° против 20° у *C. dupiniana*), более укороченной раковиной и более выпуклыми оборотами.

Замечания. Описываемая здесь форма очень близка к *Scalaria* aff. *dupiniana* из апта-альба Мангышлака (Нацкий, 1916, с. 40, табл. 4, фиг. 5), отличаясь от неё лишь положением наибольшей ширины оборота в его средней части (у сравниваемой формы она смещена несколько вниз). А.Д. Нацкий, также предположил, что данная форма является новым видом, отметив её на с. 26, как *Scalaria* aff. *dupiniana* sp. nov. Форма, изображенная им, как фиг. 4, вероятно также относится к этому виду, хотя и имеет несколько меньший плевральный угол.

Распространение. Нижний апт, зона *Deshayesites deshayesi*, подзона *Proaustraliceras tuberculatum*, Ульяновская область, г. Новоульяновск, глиняный карьер. В интервале уровней А10-А12.

Материал – 1 экземпляр.

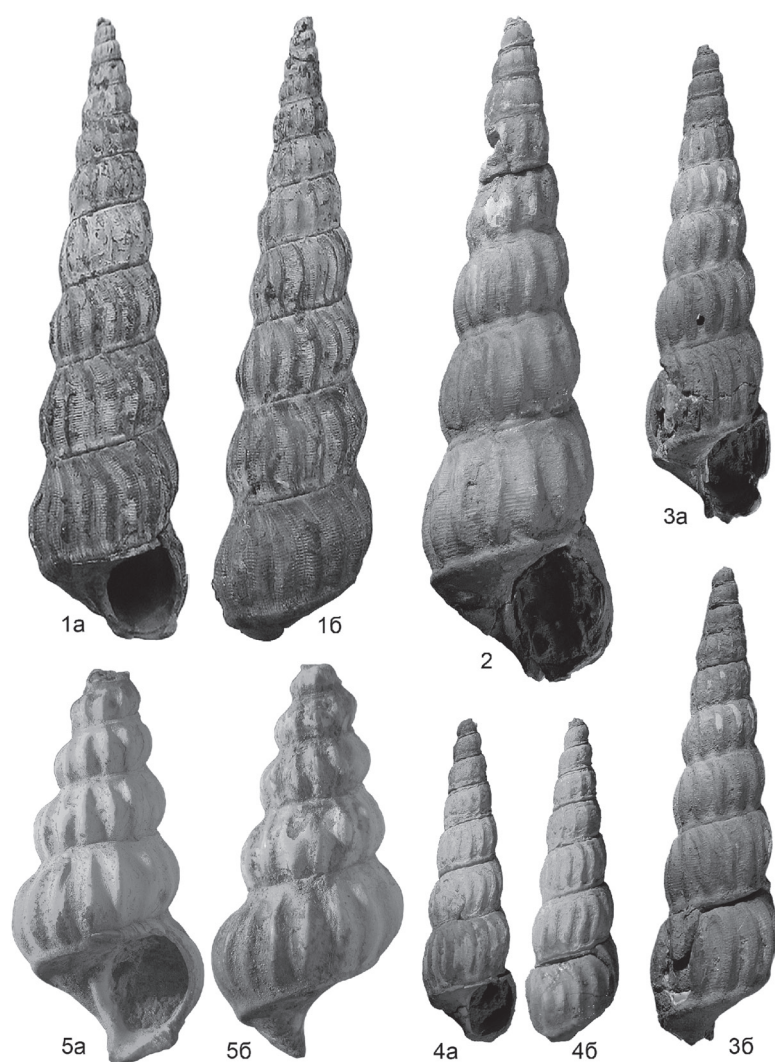


Таблица. Фиг. 1 – *Gibboscala antiqua* (Glasunova, 1968) (высота раковины 54,4 мм); Ульяновская обл., Поливна, верхний готерив. зона *decheni* (г-12). Фиг. 2 – *Gibboscala* sp. 1 (высота раковины 57,9 мм); Ульяновск, нижний баррем, зона *rugio* (бр-8). Фиг. 3 – *Gibboscala* sp. 1 (высота раковины 41,8 мм); местонахождение и возраст те же. Фиг. 4 – *Gibboscala* sp. 1 (высота раковины 28,4 мм); Новоульяновск (Кременки), верхний баррем, зона *lahuseni* (бр-10). Фиг. 5 – *Confusiscala* sp. 1 (высота раковины 17,2 мм); Ульяновская обл., Новоульяновск, глиняный карьер нижний апт, зона *Deshayesites deshayesi*, подзона *Proaustraliceras tuberculatum*.

Литература

- Благовещенский И.В., Шумилкин И.А. 2006. Брюхоногие моллюски из готеривских отложений Ульяновского Поволжья. 1. Семейство Aporrhaidae // Палеонтол. журн. № 1. С. 33-42.
- Благовещенский И.В., Шумилкин И.А. 2012. Брюхоногие моллюски семейства Aporrhaidae из нижнемеловых отложений Ульяновского Поволжья // Палеонтол. журнал. № 4. С. 16-26.
- Глазунова А.Е. 1968. Новый неокомский представитель процеритид Поволжья // Новые виды древних растений и беспозвоночных СССР. М.: Недра. Вып. 2. Ч. 1. С. 295-296.
- Глазунова А.Е. 1973. Палеонтологическое обоснование стратиграфического расчленения меловых отложений Поволжья: Нижний мел. М.: Недра. 324 с.
- Нацкий А.Д. 1916. Гастроподы септариевых глин Мангышлака // Труды Геологического и минералогического музея им. императора Петра Великого Императорской академии наук. Петроград. Т. 2. Вып. 2. С. 23-48.
- Kollmann H.A. 2005. Révision critique de la Paléontologie française d'Alcide d'Orbigny. Volume 3. Gastropodes créacés. Leiden: Backhuys Publishers. Part 1. 254 p.

ЛИТОЛОГО-ФАЦИАЛЬНЫЕ ОСОБЕННОСТИ И УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ СЕНОМАНСКО-НИЖНЕТУРОНСКОЙ ТЕРРИГЕННО-КАРБОНАТНОЙ ФОРМАЦИИ СЕВЕРНОГО КАВКАЗА

Н.И. Бойко

Южный федеральный университет, Ростов-на-Дону, boiko@sfedu.ru

LITHOLOGICAL-FACIAL PECULIARITIES AND DEPOSITIONAL ENVIRONMENTS OF THE CENOMANIAN-LOWER TURONIAN TERRIGENOUS-CARBONATE FORMATION OF THE NORTHERN CAUCASUS

N.I. Boiko

Southern Federal University, Rostov-on-Don, boiko@sfedu.ru

Сеноманско-нижнетуронские образования, как и отложения верхнемелового отдела в целом, распространены практически во всех структурно-тектонических зонах Северного Кавказа. Выходы их на дневную поверхность прослеживаются преимущественно в виде узкой полосы по периферии горного сооружения Большого Кавказа. Кроме того, они встречаются в крупных синклинальных структурах Горного Дагестана (Акушинская, Урминская, Ансалтинская и др.) и антиклинальных структурах Западного Кавказа (Семигорская и др.). Главная область отсутствия этих отложений приурочена к центральной зоне мегантиклинория Большого Кавказа. В закрытой части образования формации не встречены в скважинах юго-восточной части Западно-Кубанского прогиба (междуречье Пшеха-Псекупс), обширной территории Центрального Предкавказья (пл. Косиновская, Майкопская, Тульская, Ярославская, Шедокская, Лабинская, Ново-Алексеевская, Армавирская, Отрадненская, Чайкинская, Ровненская, Невинномысская, Барсуковская, Успенская, Убеженско-Николаевская, Сенгилеевская, Сергиевская, Журавская, Садовая, Тахтакугультинская и др.) и на локальных участках северной и центральной части Восточного Предкавказья (пл. Каменская, Гороховская, Приманычская, Зимняя Ставка, Молодежная, Озек-Суатская, Курган-Амурская, Урожайная, Граничная, Тюбинская, Перекрестная и др.).

В целом среди сеноманско-нижнетуронских терригенно-карбонатных образований представляется возможным выделить четыре литолого-фациальных комплекса отложений.

Литолого-фациальный комплекс флишевых и субфлишевых отложений глубоководного моря.

Литолого-фациальный комплекс преимущественно карбонатных отложений глубоководного шельфа.

Литолого-фациальный комплекс терригенно-карбонатных отложений мелководного шельфа.

Литолого-фациальный комплекс карбонатно-терригенных прибрежно-мелководных отложений.

Литолого-фациальный комплекс флишевых и субфлишевых отложений глубоководного моря получил распространение исключительно в пределах Западного погружения геосинклинали Большого Кавказа и охватывает территорию западной части Гойтхско-Псебепского антиклинория, Новороссийский синклинорий, а также зоны Ахцу и Адлерской депрессии Закавказского срединного массива. Данный комплекс представлен переслаиванием: песчаников и алевролитов (6-40%); глин известковистых (до 25%); глин известковых и аргиллитов (7-75%); пелитовых известняков (0-35%); глинистых и кремнистых известняков (33-65%). Строение и вещественный состав этого фациального комплекса по всей площади его распространения в целом сохраняется.

Литолого-фациальный комплекс преимущественно карбонатных отложений глубоководного шельфа получил широкое распространение. Он охватывает практически всю территорию Западного и Восточного Предкавказья, а также частично Центрального Предкавказья. По соотношению основных петрографических типов пород в объеме комплекса можно выделить следующие субкомплексы: известняковый, пелитово-известняковый, известняково-пелитовый и хлидолитово-пелитовый.

Литолого-фациальный комплекс карбонатно-терригенных отложений мелководного шельфа располагается между западной и восточной зонами развития образований глубоководного шельфа и охватывает обширную часть Центрального Предкавказья, а также небольшой участок на севере Западного Предкавказья. По соотношению основных слагающих компонентов в объеме комплекса выделено несколько субкомплексов: алевролитово-известняково-пелитовый, песчаниково-хлидолитово-пелитовый, пелитово-алевролитовый, известняково-пелитово-алевролитовый и известняково-песчаниково-алевролитовый.

Литолого-фациальный комплекс карбонатно-терригенных прибрежно-мелководных отложений выделен на ограниченном участке в западной части Северной моноклинали Центрального Кавказа. Образования, относимые к данному комплексу, встречены в полосе выходов верхне-меловых отложений на дневную поверхность в бассейнах рек Хокодзь, Губс, Большая и Малая Лаба. Они представлены маломощной (2-12 м) толщей песчаников известковистых глауконитовых, известняков алевролитово-пелитовых и известняков зеленоватых, песчаных глауконитовых.

Анализ приведенного выше материала, а также данных по палеоэкологии фаунистических остатков спор и пыльцы позволяют выяснить ряд особенностей развития территории Северного Кавказа в сеноманско-раннетуронское время и определить палеогеографическую обстановку этого периода.

Формирование отложений в сеноманско-раннетуронское время происходило на фоне поднятия осевой зоны Большого Кавказа. Расширение этого центрального поднятия началось в связи с интенсивными тектоническими движениями в самом конце альбского века и достигло максимума в сеноманском веке. Однако, к концу последнего, скорости вертикальных движений несколько ослабли, а затем вновь незначительно увеличились в середине туронского века. На юге в это время находился уже окончательно сформированный флишевый трог, ограничением которого и основным поставщиком обломочного материала явилась суша Гойтхской зоны и кордильера Ахцу. К последней со стороны Закавказского срединного массива примыкает мелководный бассейн Адлерской зоны. Севернее осевого поднятия осушается значительная часть территории и по ее периферии накапливаются мелководные осадки. Вторая крупная область суши, появление которой также связано с оживлением восходящих движений, возникла в Предкавказье. Она протягивалась полосой (до 75-100 км) в субширотном направлении от меридиана

г. Майкопа до меридиана населенных пунктов Журавское, Благодарное, Летняя Ставка. Судя по характеру прибрежных осадков, большая часть этой суши имела возвышенный расчлененный рельеф и была сложена породами раннемелового возраста. Помимо упомянутых крупных массивов суши на севере Центрального и Восточного Предкавказья существовал ряд островов, имеющих также субширотное простирание и достигающих размеров до 60-100 км в длину и 25 км в ширину. Некоторые из этих островных поднятий оказывали существенное влияние на распределение осадков.

Анализ распределения мощностей в южном бассейне, представлявшем флишевый прогиб, указывает на наличие здесь двух самостоятельных трогов: Новороссийского и Лазаревского. Их оси не находились на одной прямой, и в междуречье Нечепсухо-Туапсе эти трогов располагались параллельно. Между ними существовала зона относительных поднятий, начинавшаяся в районе современного водораздела рек Шебш и Джубга и развивавшаяся поперек более южного Новороссийского трога. В среднем течении р. Джубга ось поднятия резко меняла свою ориентировку на субширотную и совпадала с конседиментационной антиклинальной структурой.

Северный морской бассейн охватывал обширную платформенную область Предкавказья. В описываемое время он разделялся суши Центрального Предкавказья на два самостоятельных суббассейна – Западный и Восточный.

Западный морской суббассейн находился на территории Западного и северной части Центрального Предкавказья. С Восточным суббассейном он соединялся узким проливом в районе Адыгейского выступа и широким проливом в районе Манычского прогиба. Большую, южную часть Западного суббассейна занимала глубоководная шельфовая область с относительно ровным рельефом дна. В районе Каневско-Березанского вала, являющегося конседиментационной структурой, находилось ясно выраженное палеоподнятия. Наибольший рост этого поднятия происходил в западной части, где накапливавшиеся осадки имели незначительную мощность, а местами даже размывались. Севернее и восточнее Каневско-Березанского вала находилась постоянно опускавшаяся шельфовая впадина, которая в зоне примыкания к Азовскому выступу заполнялась огромными массами обломочного материала.

Восточный морской суббассейн характеризовался также ровным рельефом дна. Мелководная область его располагалась вдоль южного и восточного побережья суши Центрального Предкавказья и в районе архипелага, находившегося в северной части Восточного Предкавказья. Вероятно, здесь отсутствовали сильные придонные течения, так как характер распределения терригенных пород полностью контролируется предполагаемыми областями сноса. Глубоководная часть шельфа занимала практически все Восточное Предкавказье. Рельеф дна в этой части моря был достаточно ровный, на что указывает незначительный разброс мощностей отложений и в целом выдержанный их состав с постепенным уменьшением терригенного материала и увеличением карбонатности к центральной части суббассейна, располагавшейся в зоне Терско-Каспийского прогиба.

Изучение ископаемых остатков организмов показывает, что комплекс фауны сеноманского и туронского ярусов имеет относительно бедный видовой состав. Немногочисленность nekтона, процветающего обычно вблизи берега, и состав бентоса, представленного редкими брахиоподами, тонкостенными иноцерамами и ежами с тонкой скорлупой, указывает на значительное удаление от берега, а присутствие ауцел и пектенид говорит о мелководности бассейна. Выделенные комплексы радиолярий и единичные находки диатомовых водорослей свидетельствуют о нормальной соленности и газовом режиме вод (Агарков и др., 1992). Кавказский бассейн сеноманского и туронского веков относился к открытому типу и соединялся с морями Русской платформы, Копетдага, а также другими морями Средиземноморского пояса.

Климатические условия начала позднего мела на Северном Кавказе соответствовали тропической (сеноман) и субтропической (турон) зонам гумидной области. Растительность этого

времени покрывала гористую поверхность Кавказской суши и была представлена хвойными и широколиственными лесами, имевшими вертикальную зональность, а также зарослями теплолюбивых папоротников. Среднегодовая температура морского бассейна, рассчитанная по соотношению кальция и магния в рострах белемнитов, составляла 17,5-21,0 °С (Ясаманов, 1978).

Литература

Агарков Ю.В., Бойко Н.И., Седлецкий В.И. 1992. Кремнистые породы Северного Кавказа и перспективы их промышленного использования. Ростов-на-Дону: Изд-во РГУ. 206 с.

Ясаманов Н.А. 1978. Ландшафтно-климатические условия юры, мела и палеогена Юга СССР. М.: Недра. 224 с.

НЕОБЫЧНАЯ ЗУБНАЯ КОРОНКА ТИРАННОЗАВРИДА ИЗ ВЕРХНЕМЕЛОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ АМУРСКОЙ ОБЛАСТИ

И.Ю. Болотский

Институт геологии и природопользования ДВО РАН, Благовещенск, dinomus@ascnet.ru

REMARKABLE TYRANNOSAURID TOOTH CROWN FROM THE UPPER CRETACEOUS DEPOSITS OF AMUR REGION

I.Yu. Bolotsky

Institute of Geology and Nature Management FEB RAS, Blagoveschensk, dinomus@ascnet.ru

Впервые остатки тираннозаврида из верхнемеловых отложений Приамурья были описаны А.Н. Рябининым (1930) из местонахождения Белые Кручи (ныне Лунгушань, уезд Цзяинь, Китай). На российском побережье р. Амур регулярные раскопки Благовещенского и Кундурского местонахождений постоянно приносят новые находки остатков этой широко распространенной группы позднемеловых плотоядных динозавров. Материал представлен многочисленными изолированными зубами различной степени изношенности, а также редкими фрагментами посткраниального скелета, которые стали объектом внимания исследователей только последние годы (Болотский, 2009; Alifanov, Bolotsky, 2002; Bolotsky, 2011, 2013).

Являясь относительно мелкогабаритными остатками, отдельные зубы динозавров, в частности тираннозаврида, могут быть полезны для получения новой таксономической и палеоэкологической информации. Существуют методики, позволяющие проводить таксономические интерпретации изолированных зубных коронок на основе различных изучаемых параметров (Currie et al., 1990; Fiorillo, Currie, 1994; Vazsio, 1997; Sankey et al., 2002; Smith et al., 2005). Это общая морфология зуба, степень его изогнутости, антеро-каудальная длина основания, толщина сечения у основания, форма, а также количество зубчиков пильчатого гребня.

Зубы тираннозаврида представляют собой массивные эмалевые коронки с тонкими пильчатыми гребнями, тянущимися вдоль передней и задней кромки от кончика к основанию. Передний пильчатый гребень имеет легкий изгиб в сторону лингвальной поверхности коронки. Зубчики пилки имеют долотообразную форму и хорошо выраженную острую кромку.

Из динозавровых местонахождений Амурской области извлечено более 80 изолированных зубов тираннозаврида. Их подробное изучение привело к обнаружению такого необычного признака как вилообразное разделение переднего пильчатого гребня на образце 2/437 из местонахождения Кундур. В работах западных коллег, данный признак получил наименование «Split carinae» (Erickson, 1995).

Образец АЕИМ 2/437 представляет собой переднюю половину расколота вдоль зубной коронки латерального зуба тираннозаврида. Корневая часть утрачена, также, как и апикальная. Высота составляет 25 мм, а толщина сечения у основания 11,5 мм. Степень изогнутости и антеро-каудальную длину основания измерить невозможно из-за плохой сохранности.

Передний пильчатый гребень сохранился хорошо и имеет ярко выраженное вилообразное разделение ближе к основанию коронки. Зубики частично сточены, и имеют долотообразную форму. В «неразвоенной» части ширина зубчиков составляет 0,37 мм, при 2,7 зубчиках на 1 мм. Ширина зубчиков на «вилке» по обеим сторонам составляет 0,34 мм, при 2,9 зубчиках на 1 мм. Данные показатели совпадают с размерами зубчиков переднего пильчатого гребня на некоторых других образцах зубов тираннозаврида из Кундурского местонахождения (Болотский, 2009; Bolotsky, 2013).

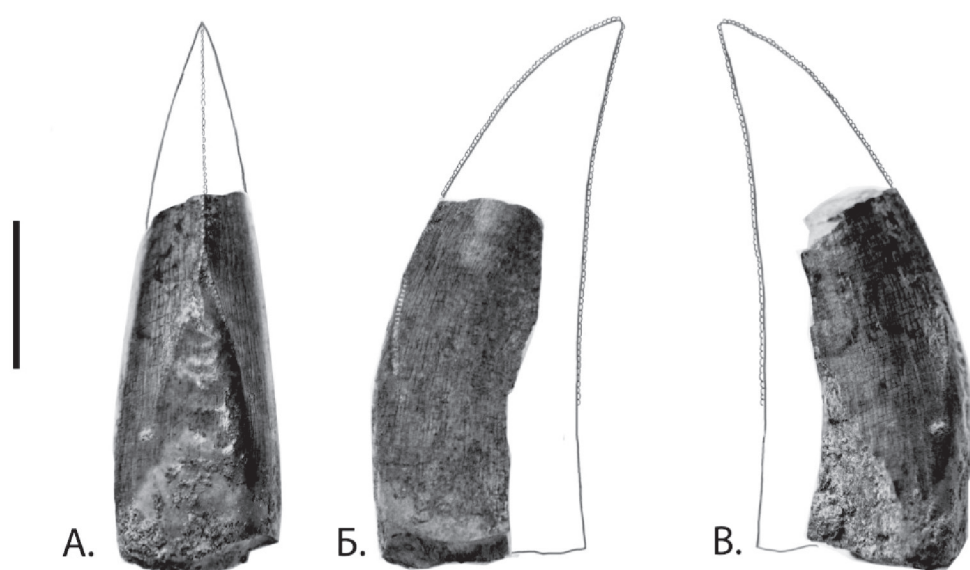


Рис. 1. АЕИМ 2/437. Коронка латерального зуба тираннозаврида с необычным строением переднего пильчатого гребня. А – вид спереди (видно «вилкообразное» разделение переднего пильчатого гребня), Б – вид слева, В – вид справа. Масштабная линейка равна 1 см.

«Split carinae» известен у таких хорошо изученных североамериканских тираннозавридов, как *Tyrannosaurus rex*, *Daspletosaurus* sp., *Albertosaurus* sp. (Erickson, 1995). По последним данным, этот признак встречается на некоторых изолированных зубных коронках тираннозавридов из синхронного с Благовещенским и Кундурским местонахождения Цзяинь в Китае (Ву Вен Хао, персональное сообщение).

К развитию подобного признака могли привести различные причины, такие как травма, отклонения от нормы в процессе роста и замены зуба или же генетические факторы. В случае если раздвоение пильчатого гребня вызвано генетическими причинами, выяснение их закономерностей может существенно расширить наши представления о путях расселения, родственных связях и эволюции крупных плотоядных динозавров позднего мела. Наличие подобного признака на изолированных зубах тираннозавридов из верхнемеловых отложений Амурской области и про-

винции Хэйлунцзян, служит дополнительным свидетельством в пользу родства между приамурскими и североамериканскими формами этих животных. Дополнительно это подтверждается сходной общей морфологией зубов и посткраниальных костей.

Литература

Болотский И.Ю. 2009. Зубы тираннозаврид из маастрихта Приамурья // Современная палеонтология: классические и новейшие методы. М.: Изд-во ПИН РАН. С. 83-88

Рябинин А.Н. 1930. К вопросу о фауне и возрасте динозавровых слоёв на р. Амур // Зап. Русск. Минерал. о-ва. Ленинград. № 1. С. 41-51.

Alifanov V.R., Bolotsky Y.L. 2002. New data about the assemblages of the Upper Cretaceous carnivorous dinosaurs (Theropoda) from the Amur Region // Kirillova, G.L. (ed.) Cretaceous continental margin of East Asia: stratigraphy, sedimentation, and tectonics. Khabarovsk, Russia. pp. 25-26.

Bolotsky I.Yu. 2011. On paleoecology of carnivorous dinosaurs (Tyrannosauridae, Dromaeosauridae) from Late Cretaceous fossil deposits of Amur Region, Russian Far East // Global Geol. Vol. 14. N 1. P. 1-6

Bolotsky I.Yu. 2013. Tyrannosaurid dinosaurs (Coelurosauria) from Upper Cretaceous of Amur/Heilongjiang area. Master dissertation, Jilin University, Changchun, China. 73 p.

Baszio S. 1997. Investigations on Canadian dinosaurs: systematic palaeontology of isolated dinosaur teeth from the Latest Cretaceous of South Alberta, Canada // Courier Forschungsinstitut Senckenberg. N 196. P. 33–77.

Currie P.J., Rigby J.K.Jr, Sloan R.E. 1990. Theropod teeth from the Judith River Formation of southern Alberta, Canada // Carpenter K., Currie P.J. (ed.) Dinosaur systematics: perspectives and approaches. Cambridge: Cambridge University Press. P. 107–125.

Erickson G.M. 1995. Split carinae on tyrannosaurid teeth and implications of their development // J. Verteb. Paleontol. Vol. 15 N 2. P. 268-274.

Fiorillo A.R., Currie P.J. 1994. Theropod teeth from the Judith River Formation (Upper Cretaceous) of south-central Montana // J. Verteb. Paleontol. Vol. 14. N 1. P. 74–80.

Sankey J.T., Brinkman D.B., Guenther M., Currie P.J. 2002. Small theropod and bird teeth from the Late Cretaceous (Late Campanian) Judith River Group, Alberta // J. Paleontol. Vol. 76. N 4. P. 751–763.

Smith J.B., Vann D.R., Dodson P. 2005. Dental Morphology and Variation in Theropod Dinosaurs: Implications for the Taxonomic Identification of Isolated Teeth // The Anatomical Record. Part A. Vol. 285. N 2. P. 699-736.

ОДНОМЕРНЫЕ СТАТИСТИЧЕСКИЕ МОДЕЛИ В СТРАТИГРАФИИ МААСТРИХТА СЕВЕРО-ЗАПАДНОГО КАВКАЗА

Н.А. Бондаренко, Т.В. Любимова

Кубанский государственный университет, Краснодар, nik_bond@mail.ru

ONE-DIMENSIONAL STATISTICAL MODELS IN STRATIGRAPHY OF THE MAASTRICHTIAN NORTH-WESTERN OF THE CAUCASUS

N.A. Bondarenko, T.V. Lyubimova

Kuban State University, Krasnodar, nik_bond@mail.ru

В настоящее время накоплен значительный опыт применения математических методов во всех отраслях естественных наук. Современная геология уже не ограничивается изучением лишь качественных сторон явлений и процессов, а выявляет их количественные характеристики, обеспечивая тем самым более высокий научный уровень исследования земных недр.

Расчленение флишевых толщ ведется с установлением в них основного набора литогенетических типов пород, их мощности и сравнительной характеристики типа ритмичности. В качестве дополнительных непалеонтологических методов их диагностики были применены послойные капаметрические исследования. Получаемые сведения количественно отображают свойства пород, поддаются математической обработке и позволяют формировать значительные массивы геолого-геофизических данных.

Традиционно интерпретация геофизических данных ведется на основе материалов стратотипических и/или опорных разрезов, где представлены значительные стратиграфические интервалы с четкими границами между ярусами, горизонтами и свитами, все эти подразделения имеют надежное палеонтологическое обоснование. По мнению С.Л. Афанасьева (1992) наиболее полным по стратиграфическому объему для маастрихт-дания Новороссийского синклинория является Западно-Озерейкинский разрез. Здесь на дневную поверхность выходят отложения в объеме верхнелихтеровской подсвиты (нижний маастрихт), васильевской и снегуревской свит (верхний маастрихт). Маастрихтские стратоны рассматриваются как представители мергельного (карбонатного) флиша, а датские – аргиллитового (терригенного). Маастрихтский и датский ярусы существенно отличаются друг от друга по качественным признакам. Вместе с тем, достоверное выделение стратонов внутри ярусов традиционно вызывает затруднения.

Верхнелихтеровская подсвита (K_2lh_2). Результаты капаметрического опробования (297 слоевых уровней) показали, что этот стратон характеризуется достаточной неоднородностью пород по магнитной восприимчивости. Максимум распределения (50%) попадает в интервал $9,0-10,0 \times 10^{-5}$ ед. СИ. Предельные значения изменяются от 5 до 10×10^{-5} ед. СИ. Дисперсия выборки составляет 1,88. В целом подсвита характеризуется убывающим трендом.

Васильевская свита (K_2vs). Магнитная характеристика пород свиты (578 слоевых уровней) аналогично литогенетической характеристике, позволяет выделить здесь, 2 подсвиты (табл. 1).

Учитывая, что четкой ориентировки по расположению кровли нижней подсвиты по литологическим признакам не дается, то верхнюю ее границу можно определить по прекращению отрицательного тренда значений магнитной восприимчивости. Выделяемая глебовская пачка в кровле верхневасильевской подсвиты обладает самым высоким средним значением магнитной восприимчивости, ее дисперсии, размахом. Однако границы, выделенные здесь по макродиагностике, не совпадают с данными нашего капаметрического опробования. Так по α фиксируется наличие двух слоев с повышенными значениями магнитной восприимчивости, которые могут служить реперами для границ глебовской пачки. В таком случае мощность пачки несколько уве-

личиться за счет смещения кровли к «круглогорскому» пласту на 7 м вниз по разрезу – ожелезненному известняку (0,5 м) с повышенными значениями α , который его предшествует. Подошву пачки также логичнее опустить до известняка (0,2 м) с повышенными значениями магнитной восприимчивости. Тем самым будет соблюдена событийность границ, как в литологии, так и магнитометрии.

Таблица 1. Описательная статистика магнитной восприимчивости ($\alpha \times 10^{-5}$ ед. СИ) васильевской свиты.

Дробные стратоны	K_{2vs_1}	K_{2vs_2}	K_{2vs_2}'	K_{2vs}
Среднее	9,23	9,73	9,82	9,55
Стандартная ошибка	0,07	0,06	0,11	0,04
Стандартное отклонение	1,06	1,00	1,08	1,07
Дисперсия	1,14	1,00	1,17	1,15
Размах	6	9,5	9,8	11
Минимум	6	7,5	7	6
Максимум	12	17	16,8	17

Снегуревская свита (K_{2sn}). Результаты каппаметрического опробования (982 слоевых уровня) отражены в таблице 2. Нижнеснегуревская подсвита начинается с абраусской пачки. В магнитных свойствах она характеризуется уменьшением дисперсии (0,95), стандартного отклонения (0,97) при среднем значении $10,05 \times 10^{-5}$ ед. СИ. Верхняя граница этой пачки литогенетически приходится на семидециметровый слой песчаника. В магнитных свойствах этот рубеж себя не проявил. Однако характер распределения значений магнитной восприимчивости пород этого стратона позволяет перенести границу несколько выше по разрезу и приурочить ее к слою известняка, обладающего повышенными значениями $\alpha = 15 \times 10^{-5}$ ед. СИ и мощностью 0,85 м. В этом случае, рубеж, аналогично границам глебовской пачки, будет приурочен к фоновым отложениям флиша, которые соответствуют этапам спокойного развития флишевого бассейна. Далее вверх по разрезу в породах нижнеснегуревской свиты происходит усиление дифференциации пород по их магнитной восприимчивости (табл. 2), что позволяет изменить положение ее кровли. По данным каппаметрии эту границу следует приурочить к резкой смене характера кривой α и приравнять к слою известняка повышенной мощности (0,6 м) и значениями 17×10^{-5} ед. СИ.

Таблица 2. Описательная статистика магнитной восприимчивости ($\alpha \times 10^{-5}$ ед. СИ) снегуревской свиты.

Дробные стратоны	K_{2sn_1}	K_{2sn_2}	$K_{2sn_2}^2$	K_{2sn}
Среднее	10,34	10,85	10,80	10,44
Стандартная ошибка	0,07	0,09	0,13	0,04
Стандартное отклонение	1,53	1,36	1,50	1,41
Дисперсия	2,34	1,85	2,25	1,99
Размах	14,1	13,4	8,25	14,2
Минимум	6,3	7	7	6,3
Максимум	20,5	20,4	15,25	20,5

Верхнеснегуревская подсвета характеризуется в разрезе дальнейшим повышением значений магнитной восприимчивости пород, но большей однородностью, чем нижняя подсвета. Федотовская пачка завершает разрез верхнеснегуревской подсветы и образует кровлю маастрихтских отложений всего Западного-Озерекинского разреза. Согласно этой стратиграфической разбивке, пачка выделяется по уменьшению размаха и небольшому снижению среднего значения магнитной восприимчивости пород.

Полученные результаты показали, что стратоны, сходные по средним значениям магнитной восприимчивости пород, отличаются по степени изменчивости изучаемого свойства (коэффициенту вариации, дисперсии, стандартному отклонению). Правильность расчленения стратотипического разреза по данным магнитной восприимчивости пород была подтверждена путем проверки гипотезы о равенстве ее дисперсий.

Проверка такой гипотезы по дисперсии магнитной восприимчивости пород на ярусном уровне при альтернативе $H_1: \sigma_1^2 \neq \sigma_2^2$ показала:

$$F = \frac{K_2(11,48)}{P_1(1,91)} = 6,00$$

$$f_1 = 250, f_2 = 1856, F_{кр.} = 1,16;$$

Аналогичная проверка гипотезы о равенстве дисперсий магнитной восприимчивости пород маастрихтских свит между собой установила следующие эмпирические значения критерия Фишера:

Во всех случаях рассчитанные значения критерия Фишера оказались больше критических, причем эти различия максимальны на ярусном уровне, но при более детальном рассмотрении их значимость становится меньше, что, вполне логично. Тем не менее, все рассматриваемые

$$F = \frac{K_2lh(1,88)}{K_2vs(1,15)} = 1,63;$$

$$f_1 = 296, f_2 = 577, F_{кр.} = 1,17;$$

$$F = \frac{K_2sn(1,99)}{K_2vs(1,15)} = 1,73;$$

$$f_1 = 981, f_2 = 577, F_{кр.} = 1,13;$$

стратиграфические подразделения статистически отличаются друг от друга по степени изменчивости магнитной восприимчивости.

Литература

- Практическая стратиграфия // Разработка стратиграфической базы крупномасштабных геолого-съёмочных работ. 1984. Под ред И.Ф. Никитина, А.И. Жамойды. Л.: 310 с.
- Афанасьев С.Л. 1992. Путеводитель экскурсий 10 Международной школы морской геологии (верхнемеловая-датская флишевая формация Северо-Западного Кавказа). М.: 42 с.

РАННЕМЕЛОВЫЕ РАСТЕНИЯ-УГЛЕОБРАЗОВАТЕЛИ РАЗДОЛЬНЕНСКОГО БАСЕЙНА (ЮЖНОЕ ПРИМОРЬЕ)

Е.В. Бугдаева¹, В.С. Маркевич¹, Е.Б. Волынец¹, Т.А. Ковалева², В.П. Нечаев³

¹Биолого-почвенный институт ДВО РАН, Владивосток, bugdaeva@biosoil.ru

²Университет Цзилиня, Чанчунь, tanyakovaleva86@mail.ru

³Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, Владивосток, nechaev@fegi.ru

THE EARLY CRETACEOUS COAL-FORMING PLANTS (RAZDOLNAYA BASIN, SOUTHERN PRIMORYE)

E.V. Bugdaeva¹, V.S. Markevich¹, E.B. Volynets¹, T.A. Kovaleva², V.P. Nechaev³

¹Institute of Biology and Soil Science FEB RAS, Vladivostok, bugdaeva@biosoil.ru

²Jilin University, Changchun, China, tanyakovaleva86@mail.ru

³Far East Geological Institute, Vladivostok, nechaev@fegi.ru

В северной части Раздольненского бассейна Южного Приморья прослеживается цепочка раннемеловых месторождений уникальных смоляных углей. Она начинается Липовецким месторождением в восточной части и далее на запад продолжается Ильичевским, Константиновским, Алексее-Никольским и уходит в КНР в бассейн Дуннин (Угольная база..., 1997; Шарудо, 1972). Промышленные угли приурочены к липовецкой свите аптского возраста. Они содержат микроскопические палочки смолы (до 92%) и благодаря этой необычной особенности были выделены в отдельный класс липтобиолитов – рабдописситы (Криштофович, 1928).

Генезис смоляных углей, растения, их образующие, всегда были предметом оживленной дискуссии. А.Н. Криштофович высказал мнение, что их формировали цикадофиты (Криштофович, 1928). Несмотря на ксерофильные адаптации последних (в основном они не были обитателями болотных биотопов), авторитет Африкана Николаевича способствовал тому, что вслед за ним палеоботаники и геологи считали именно эти растения углематеринскими для рабдописситов. В результате проведения объемной мацерации подобных углей из Липовецкого месторождения нами получены неопровержимые доказательства, что они образованы остатками мировиевых *Mirovia orientalis* (Nosova) Nosova, обрывки листьев которых преобладают в мацерате. Также уголь слагают псевдотореллиевые, но их значение гораздо ниже (Bugdaeva, Markevich, 2009). Спорово-пыльцевой спектр из рабдописсита доминирован двумешковой пылью, спорами циатейных и глейхениевых (каждые примерно по 20%). Доля других папоротников не выше 14%, таксодиевых – 8%, *Ginkgocycadophytus* – 6%. По всей видимости, папоротники составляли значительную часть углеобразующих растений, однако, тонкая кутикула их листьев не сохраняется после химической мацерации угля.

Впервые нами проведено палеоботаническое исследование недавно открытого Пореченского карьера, в котором выходят угольные слои Ильичевского месторождения Раздольненского бассейна, а также разреза «Полтавский» Константиновского месторождения.

В разрезе Пореченского карьера вскрывается послойное чередование крупных (7 и более метров мощностью) плохо сортированных светло-желтовато-серых песчаников и пачек переслаивания темно-серых алевроаргиллитов и углей (нижний продуктивный пласт рабдописситового угля – до 7-9 м мощностью) с многочисленным растительным детритом. Все породы полулитифицированы. Нижние части песчаников и тонкие (10-30 см) линзовидные прослои внутри них гравелистые и содержат редкую и мелкую, хорошо окатанную гальку кислых вулканитов. Песчаники и алевроаргиллиты однородные, имеют массивную текстуру. В пачках переслаивания углей и алевроаргиллитов проявляется горизонтальная слоистость.

В результате мацерации углей из всех прослоев выявлен таксономический состав растений, их слагающих. В мацерате нижнего мощного пласта доминируют дисперсные кутикулы *Mirovia orientalis*, единичны *Pseudotorellia* sp. По всей видимости, в состав растений-углеобразователей также входили глейхениевые и циатейные папоротники, чьи споры преобладают в палиносpectрах из этого слоя. Верхняя часть продуктивного слоя состоит из переслаивания маломощных аргиллитовых и алевролитовых прослоев (возможно, измененный вулканический пепел) и тонких слоев угля. Привнос кластического материала способствовал транспортировке остатков растений, произраставших по краю болота. Помимо дисперсных кутикул *Mirovia orientalis* установлены остатки беннеттитов *Nilssoniopteris rhitidorachis* (Krysht.) Krassil., хвойных *Araucariodendron heterophyllum* Krassil. Таксономический состав палиносpectров из верхней части угольного пласта также меняется за счет падения значения Gleicheniaceae, возрастания *Leiotriletes*, появления двумешковой пыльцы, которая выше по разрезу становится непременным участником спектров, хотя и в небольшом количестве.

Из крыши нижнего мощного рабдописситового пласта Е.Б. Волынец обнаружила остатки побегов *Cephalotaxus ussuriensis* Krassil. Находки этого растения в кластическом прослое и отсутствие его листьев в углях свидетельствует о том, что данный вид не входил в состав болотных сообществ и был транспортирован в захоронение водными потоками.

Верхний продуктивный угольный пласт мощностью 1-2 м частично сложен рабдописситами. Выявленные кутикулы в основном принадлежат мировиевым; единичны хейролепидиевые.

Для палиносpectров из аргиллитов подошвы верхнего угольного пласта характерно возросшее таксономическое разнообразие (особенно примечательно появление покрытосеменных), смена доминантов (выходом на первую позицию *Ginkgocycadophytus*, резким спадом значения глейхениевых).

Спектр из верхнего угольного пласта характеризуется низким таксономическим разнообразием, доминированием папоротников (глейхениевые, циатейные, *Leiotriletes* – более 60%). Довольно высока роль *Ginkgocycadophytus* (до 16,7%); покрытосеменные чрезвычайно редки.

В верхней части разреза наблюдается чередование тонкозернистых песчаников, алевроаргиллитов и маломощных угольных прослоев. Последние сложены остатками мировиевых, но в большей степени разнообразными беннеттитами *Anomozamites arcticus* Vassil., *Nilssoniopteris rhitidorachis*, *N. prynadae* Samyl., *Nilssoniopteris* sp.

В палиносpectре доминируют глейхениевые, значение же других папоротников мало. Таксономическое разнообразие довольно велико, в том числе и за счет покрытосеменных.

Разрез «Полтавский» геологически сходен с предыдущими. В его основании залегает мощная угленосная пачка, включающая и рабдописситы. Она перекрыта пачкой переслаивания песчаников, алевролитов и маломощных угольных пластов.

Уголь сложен остатками следующих растений: беннеттиты *Nilssoniopteris rhitidorachis*, таксодиевые *Athrotaxites berryi* Bell, мировиевые.

Палиносpectры угольных пластов доминированы преимущественно спорами глейхениевых, в меньшей степени хвойными (Вербицкая и др., 1965; Маркевич, 1995).

Таким образом, состав растений, давших начало углям Липовецкого, Ильичевского и Константиновского месторождений Раздольненского бассейна, в значительной мере отличается. Если в первом углеобразователе представлены мировиевыми, циатейными и глейхениевыми, то в двух последних их разнообразие возрастает за счет беннеттитов и других представителей хвойных. Значение циатейных падает при несомненном доминировании глейхениевых.

Работа поддержана Президиумом РАН и ДВО РАН (гранты №№ 12-I-П28-01 и 12-III-A-06-070) и является вкладом в деятельность проекта № 608 МПГК.

Литература

- Вербицкая З.И., Дзенс-Литовская О.А., Штемпель Б.М. 1965. Меловая растительность и угли Приморского угленосного бассейна. М.-Л.: Наука. 118 с.
- Красилов В.А. 1967. Раннемеловая флора Южного Приморья и ее значение для стратиграфии. М.: Наука. 264 с.
- Криштофович А.Н. 1928. Липовецкие каменноугольные копи в Уссурийском крае // Мат. Геол. Комитета по общей и прикладн. геол. Вып. 81. Ленинград: Геол. ком. 36 с.
- Маркевич В.С. 1995. Меловая палинофлора севера восточной Азии. Владивосток: Дальнаука. 200 с.
- Угольная база России. 1997. Т. V. Книга первая. Угольные бассейны и месторождения Дальнего Востока. М.: ЗАО «Геоинформмарк». 371 с.
- Шарудо И.И. 1972. История позднемезозойского угленакопления на территории Дальнего Востока. Новосибирск: Наука. 239 с. (Труды Ин-та геологии и геофизики СО АН СССР. Вып. 108).
- Bugdaeva E.V., Markevich V.S. 2009. The coal-forming plants of Rhabdopissites in the Lipovtsy Coal Field (Lower Cretaceous of Southern Primorye) // Paleontol. J. Vol. 43. N 10. P. 1217–1229.

РУКОВОДЯЩИЕ И МАРКИРУЮЩИЕ МЕЛОВЫЕ ТАКСОНЫ РАДИОЛЯРИЙ ТИХООКЕАНСКОЙ ПРОВИНЦИИ РОССИИ

В.С. Вишневская

Геологический институт РАН, Москва, valentina@ilran.ru

CHARACTERISTIC AND MARKER CRETACEOUS RADIOLARIAN TAXA OF THE RUSSIAN PACIFIC

V.S. Vishnevskaya

Geological Institute RAS, Moscow, valentina@ilran.ru

Еще А.И. Жамойда (1972), изучая радиолярии в шлифах, установил на Северо-Востоке России позднеюрско-раннемеловой (набильский) и позднемеловой (сеноман-кампан, ракитинский) комплексы радиолярий на примере Восточно-Сахалинских гор. Раннемеловые радиолярии Корякского нагорья частично описаны В.С. Вишневской (2001). Находки на Восточном Сахалине раннемеловых радиоляриевых ассоциаций указывались В.С. Вишневской и др. (2003), С.В. Зябровым и др. (2004), а на Западном – С.В. Зябровым, Н.Ю. Брагиным (1987). В Восточно-Сахалинских горах по радиоляриям достоверно был установлен только альб-сеноманский возраст, в то время как радиолярии альба, альба-сеномана и кампана детально описаны Л.И. Казинцовой (1988) из терригенных отложений Западного Сахалина, а Л.Г. Брагиной (2001) из терригенных отложений сеномана и коньяка Западного Сахалина (все описания выполнены по Найбинскому опорному разрезу). Раннемеловые радиолярии на территории Западной Камчатки впервые были отмечены в шлифах Л.И. Казинцовой и В.М. Лобовым, Р.Х. Липман, А.И. Жамойда и Н.А. Ионина (Жамойда, 1972). Сантон-раннекампанский радиоляриевый комплекс из неритических фаций Северо-Западной Камчатки (быстринская свита таловской серии) был отмечен Л.Г. Брагиной (2001) при обработке каменного материала из сборов М.А. Пергамента на восточном побережье Пенжинской губы. Маастрихтские радиолярии Корякии отмечались Л.И. Казинцовой, а из маастрихта Командорских островов Л.Г. Брагиной (2001) описан один новый вид.

Раннемеловые радиолярии Западной Камчатки (Омгонский хребет) описаны в работе Вишневецкой (2001), а Сахалина в Геодинамика..., 2006, позднемеловые радиолярии Западной Камчатки в Вишневецкая и др., 2003.

Детальные микропалеонтологические исследования вулканогенно-кремнистых толщ Северо-Востока России, выполненные в 2002-2012 годах позволили создать схему расчленения по радиоляриям (рис. 1).

Бериасская радиоляриевая ассоциация с *Dibolachras tythopora* (Сахалин и Камчатка) включает характерные виды: *Acaeniotyle diaphorogona* Foreman, *Archaeodictyomitra excellens* (Tan), *Mirifusus mediodilatata* (Rust), *Podobursa tythopora* (Foreman), *Pseudodictyomitra depressa* Baumgartner, а с *Sethocapsa trachyostraca* – *Mirifusus chenodes* – *Ditrabs sansalvadorensis* (Pessagno), *Cenodiscaella nummulitica* Aliev, *Thanarla conica* (Aliev), *Xitus robustum* Wu.

Валанжинская радиоляриевая ассоциация с *Podocapsa amphitreptera* (Сахалин и Камчатка) включает виды: *Godia coronata* (Tumanda), *Thanarla elegantissima* Cita, *Sethocapsa polyedra* Steiger, а с *Sethocapsa cetia* – *Pseudodictyomitra leptoconica* (Foreman), *Tethysetta boesii* (Parona), *Tethysetta* cf. *hullae* Dumitrica, *Pseudodictyomitra cosmoconica* Foreman, *Obesacapsula bullata* Steiger.

Готеривская радиоляриевая ассоциация (Корякия) с *Cecrops septemporatus*, *Holocryptocanium barbui* Dumitrica, *Thanarla gutta* Jud, а с *Sethocapsa uterculus*.

Барремская радиоляриевая ассоциация с *Eucyrtis tenuis* – *Xitus alievi* (Корякия, Сахалин) включает *Homoeoparonaella peteri* Jud, *Cyclastrum infundibuliforme* Rust, а с *Crolanium pythiae* *Stichomitra* cf. *communis* Squinabol, *Thanarla conica* (Aliev).

Апт-раннеальбские радиоляриевые ассоциации (Корякия, Камчатка, Сахалин) включают виды: *Acaeniotyle umbilicata* (Rust), *Cenodiscaella nummulitica* var. *cenomanica* Aliev, *Stichomitra communis* Squinabol, *Xitus spicularius* (Aliev), *Zhamoidellum testatum* Jud.

Позднесантонский комплекс с *Pseudoaulophacus floresensis* и раннекампанский с *Prunobrachium crassum* предложен для Корякского нагорья.

Раннекампанская ассоциация радиолярий представлена видами *Heliodiscus borealis* Vishnevskaya, *Spongasteriscus rozanovi* Vishnevskaya, *Prunopyle stanislavi* Vishnevskaya, *Pseudoaulophacus floresensis* Pessagno, *Dictyomitra densicostata* Pessagno, *Stichomitra manifesta* Foreman, *Amphipyndax stocki* (Campbell et Clark) var. A. Vishnevskaya, *Amphipyndax stocki* (Campbell et Clark) var. B. Vishnevskaya, а также *Archaeospongoprunum salumi* Pessagno, верхний предел существования которого ранний кампан.

Среднекампанская ассоциация характеризуется появлением холодноводных видов рода *Prunobrachium* (*P. angustum* (Lipman), *P. crassum* (Lipman), *P. mucronatum* (Lipman), *P. (sibiricum)* Lipman, *P. incisum* Kozlova, *P. longum* Pessagno) и 4 вида рода *Excentrosphaerella* (*E. kamchatica* Vishnevskaya et Dumitrica, *E. kovalenkovi* Vishnevskaya, *E. sukhovi* Vishnevskaya), а также *Theocapsomma brevitorax* Dumitrica, *T. ancus* (Foreman), *Amphipyndax conicus* Nakaseko et Nishimura, *Cornutella californica* Campbell et Clark и др. многочисленных представителей высококонических форм рода *Amphipyndax*.

Позднекампан-маастрихтские радиоляриевые ассоциации озаменованы появлением многочисленных клатроциклid, батропирамид и *Orbiculiforma australis* Pessagno, *Praestylosphaera hastata* (Campbell et Clark), *Protoxiphotractus kirbui* Pessagno, *P. perplexus* Pessagno, *Coniforma antiochensis* Pessagno.

Век	Этап	Биостратиграфические зоны, комплексы, слои	Регион	Автор, год	
Ранний палеоцен	2	<i>Bathropyramis sanjoaquinensis</i>	Корякия, Камчатка	Вишневская, 1987	
маастрихтский		<i>Clathrocyclas dicerus</i> – <i>Amphipyndax tylotus</i>	Корякско-Камчатский регион	Вишневская, 2001	
кампанский		<i>Prunobrachium articulatum</i>	Русская плита, Западная Сибирь, Корякия, Камчатка	Козлова, Горбовец, 1966; Вишневская, 2001; Вишневская и др., 2006	
		<i>Prunobrachium crassum</i>			
сантонский		<i>Pseudoaulophacus floresensis</i>			
		<i>Euchitonia santonica</i>			
коньякский		<i>Archaeospongoprunum bipartitum</i>			
		<i>Archaeospongoprunum triplum</i>			
туронский		<i>Alievum superbum</i>	Корякское нагорье, Восточный Сахалин, Кавказ	Вишневская, Казинцова, 1990; Вишневская, 2001	
		<i>Thanarla veneta</i>			
сеноманский		<i>Pseudodictyomitra psedomacrocephala</i>	Сахалин	Казинцова, 1987	
		<i>Holocryptocanium barbui</i>			
альбский		<i>Orbiculiforma multangula</i> – <i>Crolanium triquetrum</i>	Корякское нагорье, Восточный Сахалин, Кавказ	Вишневская, 2001	
		<i>Crolanium cuneatum</i>			
аптский		<i>Acaeniotyle umbilicata</i> –	Корякское нагорье, Восточный Сахалин, Кавказ	Вишневская, 2001	
		– <i>Thanarla conica</i>			
барремский		1	<i>Crolanium pythiae</i>	Корякское нагорье, Сахалин, Пацифика	Schaaf, 1984; Вишневская, 2001
			<i>Eucyrtis tenuis</i> – <i>Xitus alievi</i>	Корякия, Сахалин, Кавказ	Вишневская, Казинцова, 1990
готеривский			<i>Sethocapsa uterculus</i>	Западный Сахалин, Корякское нагорье	Вишневская, 2001
			<i>Cecrops septemporatus</i>	Тихоокеанский регион	Schaaf, 1984; Вишневская, 2001
	<i>Sethocapsa cetia</i>		Западный Сахалин, Корякское нагорье	Брагин, 1986; Вишневская, 2001	
<i>Podocapsa amphitreptera</i>					
берриасский		<i>Sethocapsa trachyostraca</i> – <i>Mirifusus chenodes</i>	Корякское нагорье, Камчатка, Сахалин	Вишневская, 2001	
		<i>Dibolachras tythopora</i>			

Рис. 1. Сводная схема биостратиграфического расчленения мел-нижнепалеоценовых вулканогенно-кремнистых отложений Северо-Востока России по радиолариям.

Литература

- Брагина Л.Г. 2001. Радиоларии и стратиграфия сеномана и турона Горного Крыма и Южного Сахалина. Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. М.: ГИН. 20 с.
- Вишневская В.С. 2001. Радиолариевая биостратиграфия юры и мела России. М.: ГЕОС. 376 с.
- Вишневская В.С., Богданов Н.А., Курилов Д.В. 2003. Современные вопросы геотектоники // Материалы молодежной конференции – 3-и Яншинские чтения // М.: Научный мир. С. 313-315.
- Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России. 2006 // Владивосток: Дальнаука. 350 с.
- Жамойда А.И. 1972. Биостратиграфия мезозойских кремнистых толщ Востока СССР. Л.: Недра. 244 с.
- Зябрев С.В., Брагин Н.Ю. 1987. Нижний мел Западно-Сахалинского прогиба // Доклады АН СССР. Т. 297. № 6. С. 1443-1445.
- Зябрев С.В., Пересторонин А.Н., Жаров А.Э. 2004. Начало терригенной седиментации в Западно-Сахалинском преддуговом прогибе – деталь ранней истории аккреционной системы Сахалина и Хоккайдо // Тихоокеанская геология. Т. 23. № 1. С. 53-61.
- Казинцова Л.И. 1988. Возраст кремнистых толщ Восточно-Сахалинских гор по данным радиоларий // Тихоокеанская геология. № 2. С. 90-96.

ВЕРХНЕМЕЛОВЫЕ ЗОНАЛЬНЫЕ ПОДРАЗДЕЛЕНИЯ ДЛЯ КРЫМСКО-КАВКАЗСКОГО РЕГИОНА ПО РАДИОЛАРИЯМ И ФОРАМИНИФЕРАМ

В.С. Вишневская¹, Л.Ф. Кораевич²

¹*Геологический институт РАН, Москва, valentina@ilran.ru*

²*Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, Москва, lfkoraeovich@mail.ru*

UPPER CRETACEOUS ZONAL SUBDIVISIONS OF THE CRIMEAN-CAUCASIAN REGION BASED ON RADIOLARIA AND FORAMINIFERA

V.S. Vishnevskaya¹, L.F. Koraeovich²

¹*Geological Institute RAS, Moscow, valentina@ilran.ru*

²*Lomonosov Moscow State University, Moscow, lfkoraeovich@mail.ru*

В настоящее время радиоларии и фораминиферы из Крымско-Кавказского региона начинают активно использоваться в региональной стратиграфии (Вишневская и др., 2012; Vishnevskaya, Koraeovich, 2014) наряду с другими окаменелостями. Радиоларии и фораминиферы многочисленны во всех разрезах Крымско-Кавказского региона и широко распространены практически повсеместно (Bragina, 2004; Вишневская и др., 2006, Корчагин и др., 2012). Радиоларии и фораминиферы умеренной и субтропической зон существенно отличаются от ассоциаций тропических районов, на которых были основаны нынешние радиолариевые и фораминиферовые зональные шкалы (De Wever et al., 2001; Pessagno, 1967, 1976; Premoli Silva, Sliter, 1995; Robaszynski, Caron, 1995).

Новый предлагаемый вариант фораминиферовой схемы состоит из 15 зон: *Thalmaninella arrenpinica* (верхний альб), *Thalmaninella globotruncanoides* (нижний сеноман), *Thalmaninella deeckeii* (нижний – средний сеноман), *Rotalipora cushmani* (средний – верхний сеноман), *Whiteinella archaeocretacea* (верхний сеноман – нижний турон), *Hedbergella helvetica* (нижний турон), *Marginotruncana pseudolinneiana* (средний турон), *Marginotruncana coronata* (верхний турон – нижний коньяк), *Concavatotruncana concavata* (средний – верхний коньяк – нижний

сантон), *Contusotruncana asymetrica* (нижний – верхний сантон), *Globotruncana elevata* (верхний сантон – нижний кампан), *Globogirinelloides multispinus* (средний кампан), *Contusotruncana morozovae* (верхний кампан), *Globotruncanita stuarti* (верхний кампан – нижний маастрихт), *Abathomphalus mayaroensis* (маастрихт), выделенных на основе 18 инфразональных событий. Граница сеномана и турона связана с полным исчезновением представителей рода *Rotalipora*, а также цепью последующих количественных и качественных изменений в структуре фораминиферовых сообществ. Бескислородные обстановки (ОАЕ 2) способствовали вымиранию высоко специализированных видов рода *Rotalipora* и преобладанию в составе фораминиферовых ассоциаций бескилевых таксонов, принадлежащих родам *Hedbergella*, *Whiteinella* и *Heterohelix*. Конец бескислородного события и начало турона связано с развитием и появлением других планктонных таксонов – *Helvetoglobotruncana*, *Dicarinella* и *Marginotruncana* (рис. 1).

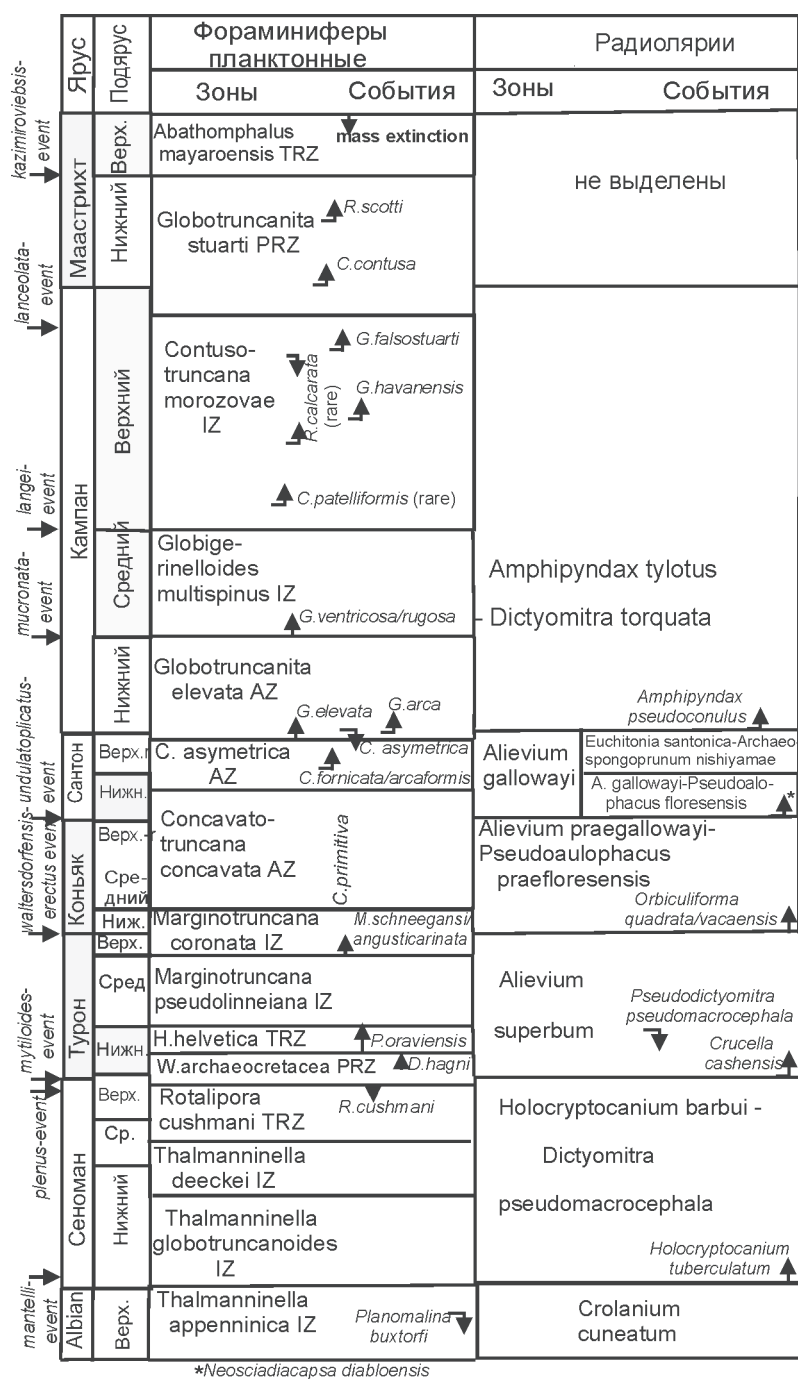


Рис. 1. Зональная схема верхнего мела Крымско-Кавказского региона по радиоляриям и фораминиферам.

Анализ литературных данных Крымско-Кавказского региона по микропалеонтологии, а также макрофауне (*Plenus*-события, *Uintacrinus*-события, *Marsupites*-события и другие) позволил определить возраст зон в соответствии с современными границами ярусов и подъярусов международной стратиграфической схемы (Маслакова, 1978; Копаевич, 2010; Tur, 1996; Gorbachik, Koraevich, 2011 и многие другие).

Радиоляриевая часть схемы состоит из семи зон: *Crolanium cuneatum* (верхний альб), *Holocryptocanium tuberculatum* (нижний сеноман), *Holocryptocanium barbui* – *Pseudodictyomitra pseudomacrocephala* (верхний сеноман), *Alievium superbum* (турон), *Alievium praegallowayi* – *Pseudoaulophacus praefloresensis* (коньяк), *Alievium gallowayi* (сантон) с двумя подзонами *Alievium gallowayi* – *Pseudoaulophacus floresensis* (нижний сантон) и *Euchitonia santonica* – *Archaeospongoprimum nishiyamae* (верхний сантон). Кампанская радиоляриевая зона *Amphipyndax tylotus* – *Dictyomitra torquata* идентифицируется на основании диапазона существования видов индексов.

Начиная с турона, схема построена на основе эволюционной линии развития рода *Alievium*: *A. superbum*, турон; *A. praegallowayi*, коньяк и *A. gallowayi*, согласно меняющейся форме игл от треугольной до круглой, что было установлено Е. Пессаньо (Pessagno, 1976). Кроме того, при создании схемы были учтены шесть инфразональных биособытий: первое появление *Holocryptocanium tuberculatum* в сеномане, *Crucella cachensis* в туроне, *Orbiculiforma quadrata* и *O. vacaensis* в коньяке, *Neosciadiacapsa diabloensis* в сантоне, *Amphipyndax pseudoconulus* в кампане и последнее появление *Pseudodictyomitra pseudomacrocephala* в начале турона.

Таким образом, предложена совместная фораминиферово-радиоляриевая схема, в которой радиоляриевая зональность позволяет установить границы ярусов, в то время как зональность по планктонным фораминиферам показывает внутриярусные подразделения. Схема хорошо применима для расчленения кремнисто-карбонатных отложений, где используются обе группы, дополняя друг друга (рис. 1). Крым и Большой Кавказ являются лучшими объектами для будущего развития микропалеонтологической зональной шкалы.

Это исследование выполнено при поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проекты №№ 12-05-00690, 12-05-00263 и 13-05-00447). Авторы благодарны за конструктивные советы и замечания А.С. Алексееву (МГУ), Л.Г. Брагиной (ГИН РАН) и Е. Языковой (Университет Ополе, Польша).

Литература

Вишневская В.С., Горбачик Т.Н., Копаевич Л.Ф., Брагина Л.Г. 2006. Развитие фораминифер и радиолярий на критических рубежах альба-сеномана и сеномана-турона (Северный Перитетис) // Стратиграфия. Геол. корреляция. Т. 16. № 5. С. 62-74.

Вишневская В.С., Копаевич Л.Ф., Овечкина М.Н. 2012. Микропалеонтологические шкалы для верхнемеловых отложений Восточно-Европейской платформы: фораминиферы, радиолярии, наннопланктон // Меловая система России и ближнего зарубежья: проблемы стратиграфии и палеогеографии. Сб. науч. трудов (под ред. Е.Ю. Барабошкина, Н.А. Бондаренко, К.Е. Барабошкина). Краснодар: Изд-во КубГУ. С. 86-89.

Копаевич Л.Ф. 2010. Зональная схема для верхнемеловых отложений Крымско-Кавказского региона по глоботрунканидам (планктонные фораминиферы) // Бюл. МОИП. Отд. геол. Т. 85. Вып. 5. С. 40-52.

Корчагин О.А., Брагина Л.Г., Брагин Н.Ю. 2012. Планктонные фораминиферы и радиолярии сантонских отложений горы Ак-Кая, Горный Крым, Украина // Стратиграфия. Геол. корреляция. Т. 20. № 1. С. 1-25.

Маслакова Н.И. Глоботрунканиды юга Европейской части СССР. М.: Наука, 1978. С. 1-166.

Bragina L.G. 2004. Cenomanian-Turonian Radiolarians of Northern Turkey and Crimean Mountains // Paleontol. J. Vol. 38(4). P. 325-451.

De Wever P., Dumitrica P., Caulet J.-P., Nigrini C. & Caridroit M. 2001. Radiolarians in the sedimentary record // Springer-Verlag. Amsterdam. 533p.

Gorbachik T.N., Kopaevich L.F. 2011. Development of Planktonic Foraminifera across Cretaceous Stage Boundaries // 6th International Conference EMMM-2011, Moscow, September 19-22. P. 106-110.

Pessagno E.A., Jr. 1967. Upper Cretaceous planktonic foraminifera from the Western Gulf Coastal Plain // Palaeontol. Americana. Vol. 5. P. 259-441.

Pessagno E.A. 1976. Radiolarian zonation and biostratigraphy of the Upper Cretaceous portion of the Great Valley Sequence, California Coast Ranges // Micropaleontol. Spec. Publ. № 2. 96p.

Premoli S.I., Sliter W.V. 1995. Cretaceous planktonic foraminiferal biostratigraphy and evolutionary trends from the Bottaccione section, Gubbio, Italy // Paleont. Italica. Vol. 82. P. 1-189.

Robaszynski F., Caron M. 1995. Foraminifères planctoniques du Crétacé – commentaire de la zonation Europe-Méditerranée // Bull. Soc. Géol. France. Vol. 166 (6). P. 681-692.

Tur N.A. 1996. Planktonic foraminifera recovery from the Cenomanian-Turonian mass extinction event, northeastern Caucasus // Hart M.B. (Ed.): Biotic Recovery from Mass Extinction Events. Geol. Soc. Spec. Publ. 102. P. 259-264.

Vishnevskaya V.S., Kopaevich L.F. 2014. Upper Cretaceous Radiolarian and Foraminiferal zonal subdivisions of the Crimean-Caucasian region // STRATI 2013. Proceeding of 1st International Congress on Stratigraphy. Lisbon (Portugal) Eds. Rocha R., Kullberg J.C., Pais J., Finney S. Springer Geology. Springer International Publishing Switzerland. P. 1153-1157.

СРЕДНЕМЕЛОВАЯ ФЛОРА РАЗДОЛЬНЕНСКОГО БАСЕЙНА ПРИМОРЬЯ

Е.Б. Волынец

Биолого-почвенный институт ДВО РАН, Владивосток, volynets61@mail.ru

THE MIDDLE CRETACEOUS FLORA OF THE RAZDOLNAYA BASIN OF PRIMORYE

E.B. Volynets

Institute of Biology and Soil Science FEB RAS, Vladivostok, volynets61@mail.ru

Средний мел – наиболее важный этап в истории флоры Земли. Он замечателен тем, что в геологической летописи появляются первые цветковые и уже к терминальному альбу происходит замещение сообществ голосеменных покрытосеменными.

Материалом для нашего исследования послужили коллекции фитофоссилий, собранные в Раздольненском бассейне Приморья.

Раздольненский каменноугольный бассейн протягивается с северо-запада от оз. Ханка на юго-запад до бухты Посъет. Он представляет собой область развития преимущественно меловых отложений, которые подразделяются на никанскую (баррем – средний альб) и коркинскую (поздний альб-сеноман) серии (Маркевич, 1995; Волынец, 2005, 2006). В среднемеловое время происходит седиментация осадков верхней части липовецкой и галенковской свит, а также коркинской серии.

Верхнелиповецкая подсвита ($K_1 lp_2$). В ее составе преобладают тонкообломочные осадки, представленные тонко- и мелкозернистыми аркозовыми песчаниками, алевролитами, аргиллитами и углями. Ее мощность от 50 до 350 м. Промышленное значение представляет нижний пласт «Рабочий» (мощность до 10 м), тогда как вышележащий пласт «Грязный» (1-2 м) не обладает промышленными параметрами (Кутуб-Заде, 2010). Остатки растений встречаются по всему разрезу верхней подсвиты. Наиболее насыщенным оказался слой мелкозернистых песчаников и алевролитов, между пластами «Рабочий» и «Грязный», а также слой выше последнего на Липовецком карьере.

В составе флористического комплекса (ФК) принимают участие 136 таксонов. Наиболее представительны папоротники (38 таксонов), среди которых многочисленны *Nathorstia pectinata* (Goepf.) Krassil., *Alsophlites nipponensis* (Oishi) Krassil., *Onychiopsis psilotoides* (Stok. et Webb) Ward. Им сопутствуют *Coniopteris burejensis* (Zal.) Sew., “*Polypodites*” *polysorus* Pryn., *Teihardia tenella* (Pryn.) Krassil., *Cladophlebis frigida* (Heer) Sew. и др. Реже встречаются *Osmunda denticulata* Samyl., *Birisia onychioides* (Vassilevsk. et Kara-Mursa) Samyl. и пр. В составе хвойных (33 таксона) велико участие *Araucariodendron heterophyllum* Krassil., *Podozamites* ex gr. *lanceolatus* (Lindl. et Hutt.) Schenk, *Elatides asiatica* (Yok.) Krassil., *Athrotaxis expansa* Font. emend. Berry. Им сопутствуют *Pityophyllum* ex gr. *nordenskioldii* Heer, *Sequoia* ex gr. *reichenbachii*

(Gein.) Heer, *Podocarpus harrissii* Krassil. (*Mirovia orientalis* (Nosova) Nosova), *Torreya nicanica* Krassil. и др. Значительно участие цикадофитов (30 таксонов), среди которых как беннеттитовые (17 таксонов), так и саговниковые (13). В составе беннеттитовых многочисленны *Pterophyllum burejense* Pryn., *Zamiophyllum ivanovii* (Krysht. et Pryn.) Krassil., *Cycadites sulcatus* Krysht. et Pryn., сопутствуют *Pterophyllum sutschanense* Pryn., *Dictyozamites cordatus* (Krysht.) Pryn., *Nilssoniopteris robusta* (Krysht. et Pryn.) Krassil. и пр. Для саговниковых характерно значительно участие *Ctenis yokayamae* Krysht., *Nilssonia densinervis* (Font.) Berry, *N. ex gr. brongniartii*, (Mant.) Dunk, *N. ex gr. orientalis* Heer, *N. nicanica* Krassil. Разнообразны плауновидные, кейтониевые и гинкговые, редки хвощевые и мохообразные, единичны чекановские – *Czekanowskia ex gr. rigida* Heer.

Характерной чертой установленного ФК является участие *Nathorstia pectinata*, *Coniopteris burejensis*, *Dictyozamites cordatus*, *Cycadites sulcatus*, *Torreya nicanica* при значительной роли «молодых» эволюционно наиболее продвинутых таксонов *Osmunda denticulata*, *Birisia onychioides*, *Sequoia ex gr. reichenbachii*, *Taxites brevifolius* и др. Возраст ФК – поздний апт-начало раннего альба (Волынец, 2006, 2013).

Галенковская свита (K_1 gl) состоит преимущественно из полимиктовых песчаников средней, мелкой и тонкой зернистости, алевролитов, туффитов, конгломератов, углистых аргиллитов, углей небольшой мощности и андезитов. Характерной особенностью осадков свиты является примесь туфогенного материала. Галенковская свита согласно залегает на липовецкой, её подошва уверенно интерпретируется по появлению в породах вулканогенных лавовых образований (Кутуб-Заде, 2010). Её мощность 250-380 м.

Галенковский ФК состоит из 92 таксонов. Он подразделен на три подкомплекса: ранний, средний и поздний. *Ранний подкомплекс* выявлен в нижней части разреза свиты. Таксономическое разнообразие подкомплекса невелико (31 таксон). В нем доминируют цикадофиты родов *Dictyozamites*, *Pterophyllum*, *Leptopterophyllum*, *Nilssonia*, наиболее многочисленны *Dictyozamites cordatus*, *Leptopterophyllum pterophylloides* (Pryn.) Krassil., *Nilssonia densinervis*, *N. ex gr. orientalis* и папоротники, среди которых обильны *Onychiopsis psilotoides*, *Teihardia tenella* и *Anemia dicksoniana* (Heer) Krassil. Гинкговые представлены преимущественно *Ginkgo ex gr. adiantoides* Heer, плауновидные – *Lycopodites prynadae*, хвойные – *Podozamites tenuinervis* Heer, кейтониевые – *Sagenopteris mantellii* (Dunk.) Schenk. Особенность подкомплекса – доминирование раннемеловых цикадофитов (30%) и возросшее участие представителей “молодых” родов папоротников. Возраст подкомплекса, вероятнее всего, конец раннего альба (Волынец, 2006, 2011).

Средний подкомплекс галенковского ФК выявлен из средней части галенковской свиты (Волынец, 2005). Для него характерно значительное таксономическое разнообразие (69 таксонов) с доминированием папоротников (27 таксонов), в составе которых многочисленны *Birisia alata* (Pryn.) Samyl., *Anemia dicksoniana*, *Lobifolia novopokrovskii* (Pryn.) Rasskaz. et Lebed. Субдоминанты – хвойные (14 таксонов), среди них часто встречаются *Podozamites tenuinervis*, *Taxites brevifolius*, *Sequoia reichenbachii*. Цикадофиты (10 таксонов) представлены обильными остатками *Neozamites denticulatus* (Krysht. et Pryn.) Vachr., *Pterophyllum sutschanense*, *Nilssonia canadensis* Bell и *N. ex gr. orientalis*. Характерно участие двудольных *Sapindopsis*, *Dicotylophyllum Cercidiphyllum* и *Laurophyllum*. Остатки гинкговых *Pseudotorellia* sp., голосеменных неизвестного систематического положения *Sujfunophyllum dichotomum* Krassil., однодольных *Pandanophyllum ahnertii* Krysht., плодов покрытосеменных *Onoana* и *Nyssidium* редки. Особенность подкомплекса – доминирование папоротников (39,2%) и хвойных (20,4%), при значительном участии представителей родов *Birisia*, *Anemia*, *Dicksonia*, *Adiantopteris*, *Taxites*, *Sequoia* и появление покрытосеменных (7,2%). Возраст подкомплекса, вероятнее, начало среднего альба (Волынец, 2006, 2011).

Поздний подкомплекс галенковского ФК выявлен из верхней части галенковской свиты (Волынец, 2005). В нем велико таксономическое разнообразие (86 таксонов). Доминируют папоротники (27 таксонов) и цикадофиты (25 таксонов). Из папоротников наиболее разнообразны

представители родов *Coniopteris*, *Anemia* и *Osmunda*. Часто встречаются *Osmunda denticulata*, *Anemia dicksoniana*, *Gleichenites porsildii* Sew., *Birisia oerstedtii* (Heer) Lebed. и *Lobifolia novopokrovskii*. Цикадофиты представлены многочисленными *Pterophyllum burejense*, *P. sutschanense*, *Leptopterophyllum pterophylloides*, *Encephalartopsis vachrameevii* Volyn., *Nilssonia canadensis*, *N. ex gr. brongniartii*, представители рода *Ctenis* (4 вида) редки. В составе хвойных (13 таксонов) постоянны *Sequoia reichenbachii*, *Taxites acuminatus*, *T. brevifolius* и *Athrotaxis expansa*. Им сопутствуют редкие кейтониевые, гинкговые и цветковые. Для подкомплекса характерно увеличение видового разнообразия за счет папоротников (31,2%) и цикадофитов (29,1%), снижение роли хвойных (15,1%) и крайне редкое (3,5%) участие покрытосеменных. Его возраст – конец среднего – начало позднего альба (Волынец, 2006, 2011).

Коркинская серия (K_{1,2}kr). Она без видимого несогласия и размыва залегает на галенковской свите. Граница между ними проводится по подошве слоя конгломератов или грубозернистых туфопесчаников, начинающих новый седиментационный ритм, характерными особенностями которого является обилие красноцветных алевритовых туфов и туффитов, реже псаммитовых туфов и присутствие беловато-серых туфопесчаников мощностью до 300 м (Кутуб-Заде и др., 2002).

Флористический комплекс выявлен на м. Марковского, в бассейне р. Песчанка п-ва Муравьева-Амурского, а также в бассейне р. Амба и подразделен на два подкомплекса: ранний и поздний. Для *раннего подкомплекса*, с п-ва Муравьева-Амурского и бассейна р. Амба в Южном Приморье, характерно низкое таксономическое разнообразие (25 таксонов). В нем доминируют хвойные (11 таксонов), им сопутствуют папоротники (9), единичные цикадофиты (2) и покрытосеменные (2), а также растения неясной систематической принадлежности (2). Среди хвойных многочисленны *Elatides asiatica* и *Elatocladus obtusifolius* Oishi, часты *Sequoia ex gr. reichenbachii*. Папоротники представлены обильными *Gleichenites aff. porsildii* и *Anemia dicksoniana*, а представители родов – *Osmunda*, *Arctopteris*, *Birisia*, *Dicksonia* и др. крайне редки. Невелика роль цикадофитов – *Nilssonia ex gr. brongniartii* и *N. ex gr. orientalis*. Особенность этого подкомплекса – доминирование хвойных и резкое сокращение таксономического разнообразия в целом. Его возраст – конец позднего альба (Волынец, 2006, 2013).

Поздний подкомплекс коркинского ФК происходит из пачки алевролитов и аргиллитов верхней части разреза коркинской серии. Его таксономический состав беден (16 таксонов). Доминируют покрытосеменные (7 таксонов), среди которых часто встречаются *Dictyophyllum* sp., сопутствуют *Platanophyllum* spp. и редкие *Sapindopsis* sp. Папоротники представлены малочисленными *Osmunda* sp., *Gleichenites* sp., *Anemia dicksoniana* и *Sphenopteris* sp. Редки хвойные *Podozamites* sp., *Parataxodium* sp. 1, *Taxites* sp. 1, единичны хвощевые *Equisetites* sp., кроме того найдены семена *Carpolithes* sp. Главная его особенность – доминирование цветковых с разнообразными платанолистными (Волынец, 2013). Из верхней части разреза коркинской серии В.С. Маркевич получен палинокомплекс позднесеноманского возраста (Волынец, Маркевич, 2013).

Итак, в результате проведенного исследования установлено следующее.

Верхняя угленосная подсвита липовецкой свиты формировалась в течение позднего аптараннего альба, туфогенная галенковская – в раннем – позднем альбе и коркинская серия – в позднем альбе-сеномане.

Работа поддержана грантом ДВО РАН № 12-I-П28-01.

Литература

Волынец Е.Б. 2005. Апт-сеноманская флора Приморья. 1. Флористические комплексы // Стратиграфия. Геол. корреляция. Т. 13. № 5. С. 60-79.

Волынец Е.Б. 2006. Апт-сеноманская флора Приморья. 2. Корреляция флористических комплексов // Стратиграфия. Геол. корреляция. Т. 14. № 1. С. 94-105.

Волынец Е.Б. 2011. Геология и условия формирования апт-сеноманских отложений Северо-Западного Приморья. Автореф. ... дисс. канд. геол.-мин. наук. Владивосток: ДВГИ. 27 с.

Волынец Е.Б. 2013. Изученность меловых отложений и флоры полуострова Муравьев-Амурский (южное Приморье) // Вестн. ДВО РАН. № 5. С. 62-68.

Волынец Е.Б., Маркевич В.С. 2013. Открытие сеноманской флоры в окрестностях г. Владивостока // Чтения памяти А.Н. Криштофовича. СПб: С. 5-6.

Красилов В.А. 1967. Раннемеловая флора Южного Приморья и ее значение для стратиграфии. М.: Наука. 363 с.

Маркевич В.С. 1995. Меловая палинофлора севера восточной Азии. Владивосток: Дальнаука. 200 с.

Кутуб-Задэ Т.К., Олейников А.В., Сясько А.А. 2002. Геологическое строение и полезные ископаемые бассейнов рек и акватории залива Петра Великого. Владивосток: ФГУ ПТФГИ. 600 с.

Кутуб-Заде Т.К. 2010. Геологическое строение и полезные ископаемые бассейнов рек Комиссаровка, Мельгуновка и Раздольная. Владивосток: ФГУ ПТФГИ. 191с.

ВКЛАД БИОСТРАТИГРАФОВ В ИЗУЧЕНИЕ МЕЛА ПРИМОРЬЯ

Е.Б. Волынец, В.С. Маркевич

Биолого-почвенный институт ДВО РАН, Владивосток, volynets61@mail.ru

BIOSTRATIGRAPHERS CONTRIBUTION TO THE STUDY CRETACEOUS OF PRIMORYE

E.B. Volynets, V.S. Markevich

Institute of Biology and Soil Science FEB RAS, Vladivostok, volynets61@mail.ru

Первооткрывателем меловой флоры Уссурийского (Приморского) края был выдающийся российский палеоботаник Африкан Николаевич Криштофович. Изучив коллекции растительных остатков из Суйфунского (Раздольненского) и Сучанского (Партизанского) бассейнов южного Приморья он предложил меловые отложения этих бассейнов объединить под названием «никанская» серия. В ее состав, по мнению А.Н. Криштофовича (1933), должны быть включены не только угленосные слои, но и залегающая выше толща туфогенных песчаников. Криштофовичем впервые описаны ранние цветковые – *Pandanophyllum ahnertii* Krysht. и *Aralia lucifera* Krysht. из меловых отложений упомянутых выше бассейнов (Криштофович, 1928, 1929).



Криштофович А.Н.



Прина В.Д.

В 1928 году прошлого столетия из Липовецкого месторождения каменных углей (Криштофович, 1928) им описан особый вид угля, сложенный палочками смолистого вещества, названный «рабдописсит».

Круг научных интересов Африкана Николаевича был велик, тем не менее, к Уссурийскому краю он относился трепетно и с большим интересом, и раннемеловую флору этого региона изучал долгие годы.

Следует упомянуть также Василия Дмитриевича Принаду – ученика и соратника А.Н. Криштофовича, посвятившего изучению меловой флоры Приморья не одно десятилетие. Им выполнено монографическое описание мезозойской флоры Уссурийского края, в которой он пересмотрел многие определения растений, сделанные ранее (Принада, 1937, 1939, 1940).

Одним из палеоботаников, внесших существенный вклад в познание меловой флоры угленосных бассейнов Приморья, был Борис Михайлович Штемпель (1926, 1938, 1962). Совместно с ним палинологические исследования проводила Зоя Ивановна Вербицкая (Штемпель, Вербицкая, 1958).

С именами Серафимы Ивановны Невониной и Валентина Петровича Коновалова связаны биостратиграфические исследования Сихотэ-Алиня и Южного Приморья.



Неволина С.И.



Коновалов В.П.

В 1956 году Серафиму Ивановну назначили начальником биостратиграфической партии созданной в составе Южно-Приморской экспедиции (ЮПЭ). Её стараниями в состав коллектива были привлечены специалисты по разным группам ископаемых организмов. По предложению С.И. Невониной в геологические работы был внедрен новый метод – спорово-пыльцевой анализ и организована палинологическая лаборатория под руководством Ольги Викторовны Шугаевской. Серафима Ивановна вырастила несколько поколений учеников, которым она передала свой опыт и знания. Среди них известные палеоботаники Альберт Гарифович Аблаев, Борис Иванович Павлюткин, Римма Сергеевна Климова и Елена Борисовна Волюнец.

Неволина всю свою жизнь была предана любимой работе – она изучала поздне меловую и раннекайнозойскую флору Приморья, а в начале своей трудовой деятельности являлась специалистом «широкого» профиля – от определения палеозойских до неогеновых фитофоссилий. Она оставила бесценное наследие – богатейшую коллекцию ископаемых растений, более полувека собираемых ею и геологами экспедиции. Серафима Ивановна опубликовала около 60 статей, написала и защитила несколько тематических отчетов, а также была автором глав в отчетах геолого-съёмочных партий.

С.И. Невониной была членом меловой региональной комиссии, соавтором региональных стратиграфических схем Приморья по позднему мелу и палеогену. Серафиму Ивановну отличали трудолюбие, радушие, приветливость и желание всегда и во всем помочь делом и советом, а также беззаветная любовь к палеоботанике. Имя Серафимы Ивановны широко известно не только многим геологам-съёмщикам и поисковикам Приморья, но также палеоботаникам и биостратиграфам России.

Валентин Петрович Коновалов – являлся лидером меловой биостратиграфии Приморья на протяжении более чем 50 лет. Им впервые предложена и обоснована региональная биостратиграфическая схема меловых морских отложений Приморья. Валентин Петрович многие годы руководил биостратиграфической партией ЮПЭ. С 1976 по 1999 годы он являлся председателем меловой секции ДВ РМСК, автором многих научных статей, тематических отчетов и соавтором двух монографий.

Огромный вклад в различные направления меловой биостратиграфии и геологии внесли многие выдающиеся геологи и палеонтологи: Владимир Николаевич Верещагин, Всеволод Андреевич Вахрамеев, Валентина Алексеевна Самылина, Светлана Антоновна Шорохова, Феликс Рузикович Лихт, Юрий Борисович Евланов, Виктор Иванович Рыбалко, Геннадий Леонидович Амельченко, Анатолий Федорович Лысюк, Павел Владимирович Маркевич, Александр Васильевич Олейников, Тимур Кинанович Кутуб-Заде и другие.



Верещагин В.Н.



Красилов В.А.

Ярким представителем Дальневосточного палеонтологического сообщества долгие годы был Валентин Абрамович Красилов, который начал свою научную деятельность в Дальневосточном геологическом институте в 1961 году. Весной 1972 года он организует лабораторию палеоботаники в Биолого-почвенном институте и руководит ею до 1990 года. Им для континентальных меловых отложений Раздольненского и Партизанского бассейнов Приморья разработана и внедрена стратиграфическая схема, которая до сих пор не утратила своей актуальности (Красилов, 1967).

Валентин Абрамович автор более 400 научных публикаций, в том числе 23 монографий. Его первые работы посвящены палеофлористике и стратиграфии мезозоя и кайнозоя Дальнего Востока. Среди них монографии «Раннемеловая флора Южного Приморья и ее значение для стратиграфии» (М.: Наука, 1967), «Мезозойская флора реки Буреи» (М.: Наука, 1972), «Цагаянская флора Амурской области» (М.: Наука, 1976), «Меловая флора Сахалина» (М.: Наука, 1979), «Мел-палеоген Малой Курильской гряды» (Владивосток: ДВО АН СССР, 1988) и др.

Многочисленные экспедиции по Дальнему Востоку дали Валентину Абрамовичу Красилову обширный материал для разработки нового перспективного направления исследований на палеоэкологической основе – экологической стратиграфии («Экостратиграфия. Теория и методы» Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1985). В дальнейшем, он в своих научных работах рассматривает проблемы исторического развития растительных сообществ, некоторые общие вопросы эволюционного учения, выдвигает ряд гипотез о движущих силах биологического прогресса. Им развиты новые представления об эволюции земной коры и биосферы. Валентин Абрамович синтезировал имеющиеся данные о меловом периоде как исключительно насыщенном геологическими и биологическими событиями этапе земной истории, а также рассмотрел многие

другие вопросы эволюции органического мира во взаимосвязи с геологическими процессами («Эволюция и биостратиграфия» (М.: Наука, 1977), «Нерешенные проблемы теории эволюции» (Владивосток: ДВО АН СССР, 1976), «Меловой период. Эволюция земной коры и биосферы» (М.: Наука, 1985), «Проблема происхождения и ранней эволюции цветковых растений» (М.: Наука, 1989) и др.

В 1994 году Валентин Абрамович создал и возглавил лабораторию палеоботаники в Палеонтологическом институте РАН (Москва). В настоящее время он работает главным научным сотрудником-консультантом в этом институте, а также профессором в Институте Эволюции университета г. Хайфа (Израиль). В.А. Красилов удостоен Медали Международного палеоботанического общества (1991) за большой вклад в развитие палеоботанической науки и премии Ханса Раусинга (1997); в 1993 году он избран действительным членом Российской академии естественных наук. Валентин Абрамович никогда не прерывал связей с коллегами-палеоботаниками Владивостока, тесно сотрудничая с ними и в настоящее время.

Работа поддержана грантом ДВО РАН № 12-I-П28-01.

ПОГРАНИЧНЫЕ ЮРСКО-МЕЛОВЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ ЗАПАДНОГО КАВКАЗА

В.Я. Вукс

*Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П. Карпинского,
Санкт-Петербург, Valery_Vuks@vsegei.ru*

BOUNDARY JURASSIC-CRETACEOUS SEDIMENTS OF WEST CAUCASUS

V.Ya. Vuks

Karpinsky Russian Geological Research Institute, Saint Petersburg, Valery_Vuks@vsegei.ru

На территории Кавказа к концу поздней юры произошло усиление дифференциации палеобассейнов, что способствовало появлению разнообразных условий палеосреды и как следствие различное строение верхнеюрских отложений в каждой структурно-фациальной зоне. Эта же ситуация характерна для берриасских образований Западного Кавказа. Долгое время считалось, что на территории Западного Кавказа на границу юры и мела приходится в основном стратиграфический перерыв (Егоян, 1986). Но во второй половине XX века на Западном Кавказе были изучены комплексы фораминифер в юрско-меловых отложениях Абино-Гунайской структурно-фациальной зоны и показана преемственность комплекса фораминифер со *Spirillina aff. kuebleri* из отложений верхнего титона и ассоциации с *Pseudolamarckina (?) reussi* в низах нижнего мела (нижний – низы верхнего берриаса) (Антонова и др., 1974; Вукс, 2006). Комплексы фораминифер титон-берриасских отложений остальной части Западного Кавказа не представляют собой настолько преемственных комплексов, как выше упомянутые ассоциации фораминифер Абино-Гунайской зоны. Исследования, проведенные за последние 20 лет, позволяют более определенно говорить о том, что в некоторых структурно-фациальных зонах Западного Кавказа граница юры и мела располагается внутри ряда свит (Государственная..., 2002). Таким образом, есть данные, которые позволяют говорить, что на Западном Кавказе есть несколько свит, где может быть зафиксирован постепенный переход между отложениями юры и мела. Наиболее подходящими для поиска таких разрезов являются две структурно-фациальные зоны – Абино-Гунайская и Новороссийско-Лазаревская (рис. 1).

В унифицированной региональной стратиграфической схеме Северного Кавказа (Решение..., 1984; Ростовцев, 1992) в западной части Абино-Гунайской структурно-фациальной зоны (далее зоны) была установлена свита Поднависло, возраст которой соответствовал титону. Продолжаясь



Рис. 1. Расположение структурно-фациальных зон Западного Кавказа:

- 1 – Лагонакская,
- 2 – Абино-Гунайская,
- 3 – Новороссийско-Лазаревская,
- 4 – Лабинская,
- 5 – Ахцу-Кацирха.

на восток, она становилась мощнее и в ней были зафиксированы более древние отложения, которые соответствовали оксфорду и кимериджу. И наконец, на правом берегу р. Пшеха они латерально замещались толщей переслаивания глин и красных известняковых брекчий. Результаты составления государственной геологической карты L-37-XXXIV (Государственная..., 2002) позволили авторам-составителям предположить наличие нижнего берриаса в свите Поднависло, хотя в объяснительной записке она отнесена только к титону. Кроме того, они выделили толщу переслаивания глин и красных известняковых брекчий в качестве режетской толщи (оксфорд-нижний берриас), а для отложений между упомянутой толщей и типичными образованиями свиты Поднависло в междуречье рек Безепс и Пшиш предложили название пихтарская свита (кимеридж-нижний берриас), которая характерна для восточных районов Абино-Гунайской зоны (междуречье рек Кобза и Пшеха). В средней части пихтарской свиты (титон) известен комплекс фораминифер с *Anchispirocyclus jurassica* – *Lenticulina ponderosa*, а для ее верхней части комплекс фораминифер с *Lenticulina subgalatea* – *Epistomina caracolla* (берриас) (Бурлин, Ломизе, 1960; Гофман, 1967). Находки аммонитов *Pseudosubplanites ponticus* (Ret.), *P. euxinus* (Ret.), *Ptychophylloceras ptychoicum* Quen., *Euphyllloceras serum* Opp., *Delfinella cf. obtusenodosa* (Ret.) *D. subchaperi* Ret. и др. в верхней части пихтарской свиты дали возможность отнести эту часть свиты к верхнему титону-нижнему берриасу (рис. 2).

В северной части Новороссийско-Лазаревской зоны авторы-составители карты L-37-XXXIV (Государственная..., 2002) предложили вновь использовать свиту Невеб, которая была установлена в 30 годы прошлого столетия, но не вошла в унифицированную региональную стратиграфическую схему Северного Кавказа (1984). Эта свита была описана в районе горы Невеб и отнесена к верхней юре – нижнему мелу (Вялов, 1934). В упомянутой геологической карте она отнесена к оксфорду – берриасу. Наличие аммонитов *Delphinella subchaperi* Ret., *Pseudosubplanites ponticus* (Ret.), *Malbosiceras malbosi* Pict. и др. в верхней части свиты позволило соотносить эту часть свиты с берриасом (Государственная..., 2002). Необходимо отметить, что эта свита взаимодействует с окружающими ее свитами по тектоническим контактам.

На большей части Западного Кавказа для титона установлен комплекс с *Anchispirocyclus jurassica*-*Lenticulina ponderosa*, который в целом соотносится с титонскими отложениями этой части региона (Гофман, 1967; Вукс, 2006), а для берриаса фиксируется более заметное разнообразие комплексов фораминифер. Отличия в систематическом составе одновозрастных комплексов могут быть увязаны со своеобразием развития каждой части западно-кавказского палеобассейна, которая нарастает от титона к берриасу.

Ярус		Новороссийск-Лазаревская зона (Афанасьев, 1960; Гофман, 1967; Вукс, 2006)		Абино-Гунайская зона (Бурлин, Ломизе, 1960; Гофман, 1967; Антонова и др., 1974; Вукс, 2006)					
		Южная часть		Северная часть		Северо-западная часть		Юго-восточная часть	
Титонский	Верхний	Бекишейская св.	Ком. с <i>Lenticulina ponderosa</i> Фораминиферы не найдены	Свита Невеб	Фораминиферы не найдены	Свита Поднависло	Ком. со <i>Spirillina kuebleri</i>		
	Средний	Грачевская свита	Комплекс с <i>Anchispiracyclina jurassica-Lenticulina ponderosa</i>					Безельская свита	Комплекс с <i>Pseudolamarckina (?) reussi</i>
	Нижний	Грачевская свита	Комплекс с <i>Anchispiracyclina jurassica-Lenticulina ponderosa</i>						
Берриасский	Нижний	Свита Амуко	Комплекс с <i>Lenticulina calliopsis-Epistomina caracolla</i> ?						

Рис. 2. Схема соотношения свит и комплексов фораминифер в титон-берриасских отложениях Абино-Гунайской и Новороссийско-Лазаревской зонах.

Таким образом, представленные данные являются достаточно важными предпосылками для проведения более детальных палеонтолого-стратиграфических исследований пихтарской свиты и свиты Невеб для уточнения распределения различных групп фауны в них и их возраста. Эти работы могут позволить найти постепенные изменения комплексов макро- и микрофауны на границе юры и мела, а, следовательно, будут полезны для поиска разрезов, где может быть представлена нижняя граница берриаса без перерывов.

Литература

- Антонова З.А., Байдова Л.А., Калугина О.М., Шмыгина Т.А. 1974. Расчленение нижнемеловых отложений Северо-Западного Кавказа по данным изучения фораминифер // Советская геология. № 7. С. 97-111.
- Афанасьев С.Л. 1960. Титон-валанжинские отложения южного склона Главного хребта // Труды Кавказской экспедиции ВАГТ и МГУ за 1957 г. Т. 2. С. 158-166.
- Бурлин Ю.К., Ломизе М.Г. 1960. Верхнеюрские и нижнемеловые отложения северного склона Главного хребта // Труды Кавказской экспедиции ВАГТ и МГУ за 1957 г. Т. 2. С. 151-158.
- Вукс В.Я. 2006. Фораминиферы на границе юры и мела на Кавказе и Русской платформе // Меловая система России и ближнего зарубежья: проблемы стратиграфии и палеогеографии. Тез. докл. 3 совещ. Саратов: Изд-во СО ЕАГО. С. 43-44.
- Вялов О.С. 1934. Геологические исследования в 1931 в Западном Кавказе // Записки Всероссийского минералогического об-ва. Сер. 2. Ч. 43. № 1. С. 271-289.
- Егоян В.Л. 1986. Западная часть Кавказа // Москвин М.М. (Ред.). Стратиграфия СССР. Меловая система. Полутом 1. М.: Недра. С. 145-152.
- Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:200 000. Издание второе. Серия Кавказская. Лист L-37-XXXIV (Туапсе). Объяснительная записка / СПб: Изд-во СПб кратфабрики ВСЕГЕИ. 2002. 182 с.
- Гофман Е.А. 1967. Фораминиферы юры Северного Кавказа. М.: Наука. 180 с.

Решение 2-го Межведомственного регионального стратиграфического совещания по мезозою Кавказа (юра) 1977 г / Ростовцев К.О., Крымгольц Г.Я. (Ред.). Л.: Изд-во ВСЕГЕИ. 1984. 47 с.
Ростовцев К.О. 1992. Абино-Гунайская зона // Ростовцев К.О. (Ред.) Юра Кавказа. СПб: Наука. С. 99.

АСТРОНОМО-КЛИМАТИЧЕСКИЕ ЦИКЛЫ В РАЗРЕЗЕ ВЕРХНЕМЕЛОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ САРАТОВСКОГО ПОВОЛЖЬЯ

Р.Р. Габдуллин¹, Е.Н. Самарин², А.В. Иванов³, А.Е. Храмов⁴, А.А. Короновский⁵, А.Е. Руннова⁶, И.А. Яшков⁷, Н.В. Бадулина⁸, Д.В. Игтисамов⁹

¹*Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, Москва, mosgorsun@rambler.ru*

²*Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, Москва, samarinen@mail.ru*

³*Саратовский государственный технический университет им. Ю.А. Гагарина, Саратов, yashkovia@mail.ru*

⁴*Саратовский государственный технический университет им. Ю.А. Гагарина, НОЦ «Нелинейная динамика сложных систем», Саратовский государственный университет им. Н.Г. Чернышевского, Саратов, hramovae@gmail.com*

⁵*Саратовский государственный технический университет им. Ю.А. Гагарина, НОЦ «Нелинейная динамика сложных систем», Саратовский государственный университет им. Н.Г. Чернышевского, Саратов, alexey.koronovskii@gmail.com*

⁶*Саратовский государственный технический университет им. Ю.А. Гагарина, НОЦ «Нелинейная динамика сложных систем», Саратов, anefila@gmail.com*

⁷*Саратовский государственный технический университет им. Ю.А. Гагарина, Саратов, yashkovia@mail.ru*

⁸*Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, Москва, nvbadulina@mail.ru*

⁹*Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, Москва, dinar.igtisamov@rambler.ru*

ASTRONOMO-CLIMATIC CYCLES IN THE SECTION OF THE UPPER CRETACEOUS DEPOSITS OF SARATOV VOLGA REGION

**R.R. Gabdullin¹, E.N. Samarin², A.V. Ivanov³, A.E. Khramov⁴, A.A. Koronovskiy⁵,
A.E. Runnova⁶, I.A. Yashkov⁷, N.V. Badulina⁸, D.V. Igtisamov⁹**

¹*Lomonosov Moscow State University, Moscow, mosgorsun@rambler.ru*

²*Lomonosov Moscow State University, Moscow, samarinen@mail.ru*

³*Gagarin Saratov State Technical University, Saratov, yashkovia@mail.ru*

⁴*Gagarin Saratov State Technical University, SEC «Non-linear dynamics of complicated systems», Chernyshevsky Saratov State University, Saratov, hramovae@gmail.com*

⁵*Gagarin Saratov State Technical University, SEC «Non-linear dynamics of complicated systems», Chernyshevsky Saratov State University, Saratov, alexey.koronovskii@gmail.com*

⁶*Gagarin Saratov State Technical University, SEC «Non-linear dynamics of complicated systems», Chernyshevsky Saratov State University, Saratov, anefila@gmail.com*

⁷*Gagarin Saratov State Technical University, Saratov, yashkovia@mail.ru*

⁸*Lomonosov Moscow State University, Moscow, nvbadulina@mail.ru*

⁹*Lomonosov Moscow State University, Moscow, dinar.igtisamov@rambler.ru*

Впервые строение и генезис циклично построенного разреза верхнемеловых отложений у г. Вольск Саратовской области (на примере разреза карьера цементного завода «Большевик»)

комплексно исследованы серией методов, а их аналитические результаты статистически обработаны методами ручного подсчета, спектрального и вейвлетного анализов. Элементарные пластовые циклиты и циклические вариации ряда определенных параметров были связаны с астрономо-климатическими циклами Миланковича (АКЦМ). Выбор этого разреза обусловлен его доступностью и долгой историей изучения. Было отобрано 103 образца пород.

Результаты этих исследований опубликованы ранее (Габдуллин, 2002). При работе применяли петрографические методы (макроскопическое изучение пород на обнажении и микроскопическое изучение пород в шлифах), химические методы (определение содержания CO_2 объемным методом на аппарате Кноппа–Фрезениуса и определение содержания $\text{C}_{\text{орг}}$ методом автоматического кулонометрического титрования по величине рН на экспресс-анализаторе АН-7529), физические методы (рентгенофазовый анализ на рентгеновском дифрактометре «ДРОН-4», результаты анализа автоматически обрабатывались на ЭВМ в программе X-ray), петромагнитные методы (определение: магнитной восприимчивости (k); естественной остаточной намагниченности (J_n); остаточной намагниченности насыщения (J_{rs}); разрушающего поля остаточной намагниченности насыщения (H'_{cs}) и прироста магнитной восприимчивости после нагрева до $500\text{ }^\circ\text{C}$ в воздушной среде (dk), палеоэкологический метод и палеоэкологическо-палеонтологический метод.

В результате петрографических исследований в разрезе выделены ритмичные и аритмичные толщи, установлены литотипы карбонатных ритмов. В результате химических исследований в ГИН РАН получено циклическое распределение концентрации CO_2 и $\text{C}_{\text{орг}}$, подтверждающее обоснованность выделения карбонатных ритмов по петрографическим данным. Химический анализ позволил уточнить минеральный состав литотипов ритмов и оценить условия их формирования.

Итогом рентгенофазового исследования стало определение ряда глинистых минералов, не установленных по петрографическим данным. Уточненные сведения о минеральном составе мергелистых известняков и мергелей позволили точнее восстановить условия их формирования.

Цель петромагнитных исследований – воссоздание обстановки седиментации в палеобассейне путем комплексного анализа минералов-магнетиков в изученных разрезах. Достоинство этого метода заключается в возможности определить тонкодисперсные ферромагнитные минералы, не диагностируемые при макро- и микроскопическом изучении пород. В итоге в разрезе выявлена петромагнитная ритмичность, что позволило получить ценную информацию об условиях его формирования. Сопоставление данных петромагнитных исследований с результатами петрографических, физико-химических и литологических методов позволило оценить эволюцию палеобассейнов (фазы трансгрессий и регрессий).

В результате палеоэколого-палеонтологических исследований получены данные о предполагаемой температуре, глубине, солености, гидродинамическом режиме, структуре дна бассейна седиментации, газовом режиме в момент формирования карбонатных разрезов, которые хорошо коррелируют с данными других методов.

Комплексные исследования позволили выделить циклиты в изученном разрезе (кроме туронско-коньякского интервала), определить минеральный состав и установить циклическое распределение физических, химических и других характеристик в выделенных ритмах, типизировать ритмы, оценить существующие модели условий формирования карбонатных ритмов, применить ряд моделей для интерпретации природы ритмов.

Результаты этих исследований дополнены геохимическими данными. Полный геохимический анализ элементов по 10 образцам, собранным в туронских и коньякских отложениях разреза (в которых ранее цикличность выделить не удалось) проводился на рентгенофлюоресцентном спектрометре «MARC.GV» (НПО «Спектрон», Санкт-Петербург) на кафедре инженерной геологии геологического факультета МГУ (аналитик Е.Н. Самарин).

По полученным результатам подсчитаны соотношения и концентрация некоторых химических элементов, указывающих на изменение условий осадконакопления (глубины бассейна, гидродинамики, климата и др.), что позволило уточнить представления о режиме седиментации.

Генезис пластовых циклитов определяли методами «ручного» подсчета и спектральным Фурье-анализом. Сопоставление 10 шкал геологического времени ясно показывает, что длительность некоторых веков по данным разных авторов может отличаться в 2 и более раза (впрочем, как и длительность АКЦМ). Здесь заложена одна из главных проблем, вытекающая из трудностей решения проблемы геологического времени – при использовании разных временных шкал циклы одного порядка или генезиса «переходят» в другой порядок или генезис. Например, циклы прецессии (Р-циклы) продолжительностью около 20 тыс. лет могут стать циклами наклона эклиптики длительностью около 40 тыс. лет (О-циклы) или циклы эксцентриситета первого порядка продолжительностью 100 тыс. лет (циклы E_1) превратятся в циклы 2-ого порядка длительностью 400 тыс. лет (циклы E_2).

Помимо выбора шкалы времени можно использовать седиментометрический способ – привязывать длительность циклитов к возможной скорости их седиментации. Последняя может быть определена экспериментально или выбрана по аналогии для близких по типу осадков. Такая стратегия имеет смысл в разрезах, содержащих частые гиаусы, точную длительность которых определить затруднительно.

Анализ пластовой цикличности и ее связи с АКЦМ ранее выполнен методом «ручного» подсчета числа осцилляций на параметрических кривых и статистическим методом спектрального Фурье-распределения (анализа) на ЭВМ.

Проверка связи ритмов нижнего маастрихта с АКЦМ методом спектрального анализа позволила выделить циклы эксцентриситета E_2 и E_3 (1290 тыс. лет) и циклы E_1 методом ручного подсчета среднего числа осцилляций параметров (совпадение по двум шкалам времени из 10, т.е. 20%). В качестве эксперимента вручную было подсчитано число пиков (осцилляций) отдельных параметров для последующей оценки продолжительности этих осцилляций в раннем маастрихте по 10 шкалам времени. В результате установлены циклы E_1 по числу их нотаксонов и концентрации $CaCO_3$ (совпадение 40%), по распределению пиритовых конкреций (совпадение-30%), $C_{орг}$ (совпадение 20%), H^1cs (совпадение 10%) и О-циклы (ekliптики) по площади биотурбированных пород и H^1cs (совпадение 20%), концентрации $CaCO_3$ (совпадение 10%). Можно констатировать, что среднее арифметическое от числа пиков ряда параметров не всегда отображает возможные астрономо-климатические циклы.

Критическими граничными условиями применения спектрального Фурье-анализа были сравнительно большая длина анализируемого числового ряда и равновеликость временных интервалов, что по понятным причинам выдержать довольно трудно. Результаты этих расчетов приведены в работе (Габдуллин, 2002). В итоге результаты анализа связи цикличности с циклами Миланковича, полученные этими двумя методами, не всегда хорошо коррелируют между собой и не проясняют конкретный генезис исследуемых циклитов.

Спектральное Фурье-распределение было привязано к разным исследуемым временным диапазонам (аналог разных шкал времени или различных значений скоростей седиментации) с использованием оригинального программного обеспечения и консультаций к.б.н. С.В. Борисова (биологический факультет МГУ им. М.В. Ломоносова). Так, при скорости седиментации, равной 2 см/тыс. лет вариации трех петромагнитных параметров (Jrs , Jn , H^1cs) можно связать с циклами эксцентриситета 2-го (0,4 млн лет) и 3-го (1,29 млн лет) порядков. При иных значениях скорости седиментации или по другим параметрам связь этих осцилляций с астрономо-климатическими циклами не прослеживается.

Отсутствие ясной связи циклических вариаций с АКЦМ привело авторов к использованию нового, не применявшегося ранее метода.

В частности впервые вейвлетный спектр применен для анализа закономерности распределения ряда параметров, например J_n (нТл) для интервала поздний кампан – ранний маастрихт: зона *Belemnella sumensis*, интервал 70,04-69,42 млн лет, образцы № 103-62; зона *Belemnella lanceolata*, интервал 70,67-70,04 млн лет, образцы № 61–45; интервал 77,69-71,29 млн лет (зоны *micronata* и *langei*, взята вторая половина длительности зоны *micronata*, образцы № 51-60) и интервал 80,42-77,69 млн лет (зона *micronata*, взята первая половина длительности зоны *micronata*, образцы № 24-50).

Интервал 71,29-70,67 млн лет отвечает перерыву. При оценке длительности биозон использовалась хроностратиграфическая шкала (Hardenbol et al., 1998).

Методом вейвлетного анализа для зоны *Belemnella sumensis* установлены О-циклы (или циклы наклона эклиптики) и E_2 -циклы (или циклы эксцентриситета второго порядка). Кроме того, для всего позднекампанского – ранеемаастрихтского интервала выделены циклы, близкие по продолжительности к циклам эксцентриситета орбиты Земли 3-го порядка – E_3 (длительность 1,29 млн лет) и 4-го порядка E_4 (длительность 2,03 млн лет).

В итоге О-циклы подтверждены методами ручного подсчета и вейвлетным анализом, а циклы E_3 – спектральным и, возможно, вейвлетным анализом. Остальные циклы эксцентриситета 1-го, 3-го и 4-го порядков подтверждены только одним из трех методов.

Работа поддержана МОН РФ (гранты СГТУ-141 и СГТУ-146; Программа стратегического развития СГТУ им. Ю.А. Гагарина на 2012-2016 годы, тема 2.1.6. «Развитие учебно-научной лаборатории инженерной геоэкологии»), а также РФФИ (проекты №№ 14-05-31171, 14-05-31538 мол_a и 12-05-00263а).

Литература

Габдуллин Р.Р. 2002. Ритмичность верхнемеловых отложений Русской плиты, Северо-Западного Кавказа и Юго-Западного Крыма (строение, классификация, модели формирования). М.: Изд-во МГУ. 304 с.

Габдуллин Р.Р., Иванов А.В. 2002. Ритмичность карбонатных толщ. Саратов: Изд-во СГУ. 52 с.

Hardenbol J., Thierry J., Farley M. B. et al. 1998. Cretaceous biochronostratigraphy. Mesozoic and cenozoic sequence chronostratigraphic framework of European Basins // SEPM Spec. Publ. Vol. 60. Ch. 5.

ПАРНИКОВЫЙ КЛИМАТ МЕЛОВОГО ПЕРИОДА: ГИПОТЕЗЫ И ПРОТИВОРЕЧИЯ

А.Б. Герман

Геологический институт РАН, Москва, herman@ginras.ru

GREENHOUSE CLIMATE OF THE CRETACEOUS: HYPOTHESES AND CONTRADICTIONS

A.B. Herman

Geological Institute RAS, Moscow, herman@ginras.ru

1. Судя по палеоботаническим и другим геологическим индикаторам температуры и влажности, климат мелового периода был по ряду особенностей альтернативным современному: он был аномально теплым и с иной климатической зональностью. В частности, в течение значительной части мела в низких широтах Северного и Южного полушарий был развит широкий пояс аридного климата, а влажный экваториальный климат (климат дождевых тропических лесов) не существовал. Критически рассмотрена гипотеза, объясняющая этот феномен наличием

в мелу единственной экваториально-полярной ячейки атмосферной циркуляции. Показано, что в меловое время, как и ныне, должны были существовать три такие ячейки, а появление пояса влажного климата вблизи экватора было, скорее всего, связано с постепенным раскрытием Атлантического океана.

2. Палеоклимат высоких широт Северного и Южного полушарий был необычно теплым даже на фоне аномально теплого глобального климата мелового периода. Рассмотрена гипотеза, объясняющая теплый климат позднемеловой Арктики, альтернативной современной термогалинной циркуляцией океанических вод с развитием низкоширотных даунвеллингов и высокоширотных теплых апвеллингов. Показано, что, скорее всего, причиной теплого арктического климата в мелу был значительный перенос тепла океаническими водами из низких широт в Арктический бассейн по Западному внутреннему проливу в Северной Америке.

3. Палеоклимат меловой Арктики был влажным умеренно-теплым и характеризовался теплыми летними периодами, мягкими зимами, значительным количеством осадков, как правило, слабо выраженной сезонностью их выпадения и резкой световой сезонностью (чередованием полярных дней и ночей). Представление о тропическом («почти тропическом», «паратропическом») климате меловой Арктики возникло в результате неоправданной экстраполяции представлений о жизненных формах и климатических предпочтениях современных растений на сходные ископаемые растения Арктики.

4. Высокое таксономическое разнообразие и значительная биопродуктивность меловой растительности Арктики интуитивно кажутся труднообъяснимыми из-за резкой световой сезонности высокоширотного климата и наличия длительного темного зимнего периода (полярной ночи). Однако теплые летние температуры, большое количество осадков и наличие длинного светового дня с преобладанием рассеянного солнечного света в течение вегетационного периода были чрезвычайно благоприятны для арктической растительности, которой присуще две стратегии переживания темных теплых полярных ночей: листо- и веткопадность и перезимовывание в облиственном состоянии. Первая позволяла растениям резко снижать метаболизм в неблагоприятный темный сезон, сбрасывая осенью листву, но требовала затрат ресурсов растений на образования новых фотосинтезирующих органов весной. Вторая стратегия позволяла эти ресурсы экономить, но при ней растения были вынуждены решать проблему снижения своего метаболизма в течение теплого темного зимнего периода.

5. Открытие в Арктике позднемеловых динозавров, в том числе крупных гадрозавров, инициировало дискуссию о высокоширотных динозавровых экосистемах. Большинство специалистов по динозаврам считают, что они жили в Арктике круглый год. Однако изучение маастрихтской растительности и климата на севере Аляски (палеоширота 80-82° с.ш.) показало, что первая была листопадной, а второй – суровым, с холодными снежными зимами и трехмесячной темной полярной ночью. Для крупных холоднокровных рептилий пережить зимние температуры -2 °С (вероятно, на несколько дней опускавшихся до -8, -10 °С) было едва ли возможно. Вероятно, крупные динозавры Арктики на зимний период откочевывали к югу на 1200-1300 км в места, где они находили пропитание, более теплые температуры и лучшие условия солнечного освещения для их нормального существования, а молодь гадрозавров за летний сезон достигала размеров, позволявших такие миграции. Мелкие формы динозавров могли зимовать в Арктике в норах или под листовым опадом, снижая при этом скорость метаболизма и потребность в корме.

**РАЗВИТИЕ И ПРОСТРАНСТВЕННАЯ ДИФФЕРЕНЦИАЦИЯ
ПОЗДНЕМЕЛОВЫХ ФЛОР ОХОТСКО-ЧУКОТСКОГО
ВУЛКАНОГЕННОГО ПОЯСА**

Л.Б. Головнёва

Ботанический институт им. В.Л. Комарова РАН, Санкт-Петербург, lina_golovneva@mail.ru

**DEVELOPMENT AND SPATIAL DIFFERENTIATION OF THE LATE CRETACEOUS
FLORAS OF THE OKHOTSK-CHUKOTKA
VOLCANOGENIC BELT**

L.B. Golovneva

Komarov Botanical Institute RAS, Saint Petersburg, lina_golovneva@mail.ru

Первоначальные сведения по систематике и эволюции меловой флоры Северо-Востока России были обобщены В.А. Самылиной (1974, 1988). Она установила последовательность из восьми стратофлор, которая охватывала период с неокома до турона-коньяка. При этом предполагалось, что вся территория Северо-Востока России представляет собой гомогенный в палеофлористическом отношении регион, в котором процессы эволюции флоры везде протекали одинаково. Результатом такого подхода были ошибки в определении эволюционных взаимоотношений некоторых флор. В частности, аркагалинская флора рассматривалась как более древняя по отношению к гребёнкинской, чинганджинской, пенжинской и кайваемской.

Постепенно накапливались сведения о том, что процессы эволюции флоры в различных регионах Северо-Востока протекали по-разному, особенно во второй половине мелового периода (Филиппова, Абрамова, 1993, 1997; Герман, Щепетов, 1997; Белый, Самылина, 1987; Kelley et al., 1999 и др.). Наибольшим своеобразием отличались флоры, приуроченные к вулканогенным отложениям Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. Они характеризуются большим количеством раннемеловых реликтов, незначительным участием цветковых растений и высоким эндемизмом на видовом и родовом уровнях.

А.Б. Герман (1993, 1999) предложил подразделить территорию Северо-Востока на три субрегиона: Охотско-Чукотский (вулканическое нагорье Охотско-Чукотского вулканогенного пояса (ОЧВП), которое начало формироваться в конце альба-сеномане), Верхояно-Чукотский (внутриконтинентальные низменности к западу от ОЧВП), и Анадырско-Корякский (приморские низменности, существовавшие к востоку от ОЧВП). Эти субрегионы представляют собой единицы флористико-палеогеографического подразделения Северной Пацифики. Поскольку закономерности эволюции флоры в этих субрегионах были разные, фитоистратиграфические схемы было предложено разрабатывать отдельно для каждого субрегиона.

Наиболее изученными являются флоры Анадырско-Корякского субрегиона. Переслаивание флоросодержащих отложений с морскими позволило надежно датировать большинство из них (Герман, 2011). Описанию систематического состава и эволюционных взаимоотношений этих флор посвящен ряд монографий и большое количество статей. Поэтому датирование флор двух других субрегионов основано преимущественно на корреляции с последовательностью флор Анадырско-Корякского субрегиона.

Предметом нашего исследования являются растительные остатки, происходящие из вулканогенных отложений Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. Анализ пространственной дифференциации поздне меловых флор Северной Азии позволил нам выделить на этой территории несколько провинций, относящихся к Сибирско-Канадской палеофлористической области (Головнёва, 2014). Согласно этому делению территория ОЧВП относится к Горной

Охотско-Чукотской провинции. Ее границы в целом совпадают с границами Охотско-Чукотского субрегиона, однако эта провинция является единицей флористического, а не флористико-ландшафтного районирования.

Единой общепризнанной флористратиграфической схемы для верхнемеловых отложений ОЧВП не существует. Первая такая схема была разработана Е.Л. Лебедевым (1987), который выделил восемь флористратиграфических горизонтов, основанных преимущественно на комплексах ископаемых растений из бассейна р. Ульи. В схеме С.В. Щепетова (1995) только два стратиграфических горизонта: хурэндинский и еланский. Германом было предложено две схемы корреляции флор ОЧВП с несколько различающейся последовательностью флористических комплексов, которые сопоставляются с тремя этапами развития флор Анадырско-Корякского субрегиона (Герман, 1999, 2011). Г.Г. Филиппова (2009) различала в позднем мелу на территории Верхояно-Охотско-Чукотского региона три флористратиграфических горизонта: арманский, чаунский и аркагалинский.

Мы считаем, что единой флористратиграфической схемы для верхнемеловых отложений ОЧВП невозможно создать в принципе. На территории ОЧВП одновременно сосуществовали разные по систематическому составу флоры. В меловом периоде это была горная цепь, вытянутая в субмеридиональном направлении почти на две тысячи километров. На юге и севере этой цепи условия существования растений были разные и флоры соответственно также были разные. Чаунская и амкинская флоры никогда не состояли в эволюционных отношениях, а сосуществовали параллельно в разных районах ОЧВП.

Поэтому, прежде чем строить какие-либо флористратиграфические схемы или эволюционные ряды флор, необходимо разделить территорию ОЧВП на регионы, однородные во флористическом отношении, как это было в свое время сделано для территории Северо-Востока России. Анализ распространения ископаемых растений на территории Горной Охотско-Чукотской провинции позволил нам подразделить ее на три подпровинции: Чукотскую, Охотскую и Ульинскую (табл. 1).

Таблица 1. Эволюция поздне меловой флоры в различных регионах Горной Охотско-Чукотской провинции.

Возраст	Горная Охотско-Чукотская провинция			
	Чукотская подпровинция	? Пенжинская подпровинция	Охотская подпровинция	Ульинская подпровинция
Сантон-кампан	усть-эмунарэтский ф.к., амгуэмская флора	аянкинский ф.к.	ольская флора	делокачанский ф.к.
Турон-коньяк	чаунская флора, еропольский, мечкеревский, аунейский ф.к.	?	хольчанский, карамкенский ф.к., аликская флора	ульинская флора
		холоховчанский ф.к.	арманская, зоринская флоры	учуликанский ф.к.

К Чукотской провинции относятся территории Анадырского и Центрально-Чукотского секторов ОЧВП, а также Восточно-Чукотской фланговой зоны. В коньяке на этой территории была распространена чаунская региональная флора, приуроченная к отложениям чаунской серии, еропольской и аунейской толщ, а также ряда стратиграфических подразделений на Восточной Чукотке (Щепетов, 1991; Филиппова, Абрамова, 1993; Головнёва, Щепетов, 2013а). Из вулканитов поздней стадии развития ОЧВП известны усть-эмунарэтский флористический комплекс (Лебедев, 1987; Моисеева, Соколова, 2014) и амгуэмская флора. Первый происходит из

единственного местонахождения в долине р. Энмываам. Амгуэмская флора известна из нескольких местонахождений из отложений леурваамской и туманинской свит на Восточной Чукотке.

К Охотской подпровинции отнесена территория Охотского сектора ОЧВП от бассейна р. Яна до бассейна р. Вилига. Наиболее древней здесь является арманская региональная флора. Она представлена собственно арманской флорой (Герман, 2011) из многочисленных местонахождений в бассейне р. Армань и Нельканджа (арманская и нараулийская свиты), а также зоринской флорой (Щепетов, Головнёва, 2014), которая приурочена к бассейнам рек Сугой и Кананыга и состоит из зоринского и парнинского флористических комплексов.

Несколько моложе флористические комплексы из хольчанской свиты Примагаданья и комплексы из гидринской, юмской и кананыгинской свит, объединенные в аликскую флору (Щепетов, Головнёва, 2010). К сожалению, растительные остатки из этих отложений довольно бедны и почти не содержат характерных эндемичных растений. Поэтому в настоящее время невозможно достоверно судить, можно ли рассматривать эти флористические комплексы в качестве отдельного этапа эволюции или же более целесообразно объединять их с арманской флорой.

Наиболее молодой на территории Охотской провинции является ольская флора, приуроченная к ольской и мыгдыкитской свитам (Белый, Самылина, 1987; Самылина, 1988; Герман, 2011; Головнёва, Щепетов, 2013б). Ареал этой флоры ограничен Примагаданьем. Все находки ископаемых растений из других районов так называемого «аркагалинского типа» обычно представляют собой небольшие комплексы широко распространенных голосеменных (*Sequoia* spp., *Cephalotaxopsis* spp., *Elatocladus* spp., *Cupressinocladus* spp., *Phoenicopsis* spp. и т.п.), которые никак не могут рассматриваться в качестве достоверных находок ольской флоры.

На территории Ульинской подпровинции наиболее часто встречаются местонахождения ульинской флоры из амкинской свиты. Новые сборы и частичная ревизия коллекций Лебедева позволили нам датировать эту флору коньяком и сопоставить ее по возрасту с чаунской и хольчанской флорами (Головнёва, 2013). На этой территории известны находки более древних ископаемых растений из учуликанской свиты, и более молодые из уракской свиты и делокачанской толщи (Лебедев, 1987). Однако, они известны только по спискам предварительных определений.

Очень плохо изученными остаются флористические комплексы с территории Пенжинского сектора ОЧВП. Они также известны в основном по спискам предварительных определений Лебедева (1987), и для большинства из них нет достоверных данных о стратиграфическом соотношении вмещающих толщ. В настоящее время описан только холоховчанский флористический комплекс, который сопоставляется по возрасту с арманской флорой (Щепетов, Герман, 2013). Поэтому неясно, следует ли выделять территорию Пенжинского сектора в отдельную Пенжинскую подпровинцию или же она может быть отнесена к одной из уже охарактеризованных подпровинций (Чукотской или Охотской).

Из всех перечисленных флор пояса только чаунская, арманская, ольская и амкинская флоры характеризуются богатым систематическим составом и известны из большого числа местонахождений и поэтому они могут рассматриваться как региональные флоры, характеризующие определенные территории и этапы развития флоры. Остальные флоры пока можно рассматривать как локальные флористические комплексы, нуждающиеся в дальнейшем изучении.

Все флоры Горной Охотско-Чукотской провинции отличаются очень высоким эндемизмом и практически не содержат общих видов, не считая широко распространенных таксонов, относимых обычно к формальным родам. Это значительно затрудняет выяснение их эволюционных взаимоотношений и межрегиональную корреляцию, которая проводится с учетом распространения очень небольшого числа видов, а в основном на данных стратиграфии и изотопного датирования. Последние в большинстве своем также далеко не бесспорны.

Количество видов покрытосеменных во флорах ОЧВП не может рассматриваться как показатель их эволюционного статуса. Как и во всех горных областях на территории вулка-

нического нагорья в меловое время существовала высотная поясность. При этом цветковые, вероятно, были приурочены главным образом к нижнему горному поясу, межгорным впадинам и долинам рек, а голосеменные – к верхнему поясу (склоны гор и вулканические плато). Таким образом, количество покрытосеменных в местонахождениях в наибольшей степени отражает прежде всего обстановки осадконакопления, в которых накапливались флороносные толщи. В частности, ольская и чаунская флоры, отражающие в основном растительность вулканических плато, содержат наименьшее число цветковых растений.

Литература

Белый В.Ф., Самылина В.А. 1987. О заключительном этапе развития Охотско-Чукотского вулканогенного пояса // Тихоокеанская геология. № 5. С. 76-85.

Герман А.Б. 1993. Этапность и цикличность развития позднемеловой флоры Анадырско-Корякского субрегиона // Стратиграфия. Геол. корреляция. Т. 1. № 1. С. 87-96.

Герман А.Б. 1999. Фитостратиграфия и эволюция флор в альбе-позднем мелу Северной Пацифики // Стратиграфия. Геол. корреляция. Т. 7. № 2. С. 39-53.

Герман А.Б. 1999. Меловая флора Анадырско-Корякского субрегиона (Северо-Восток России): систематический состав, возраст, стратиграфическое и флористическое значение. М.: ГЕОС. 122 с.

Герман А.Б. 2011. Альбская-палеоценовая флора Северной Пацифики. М.: ГЕОС. 280 с.

Герман А.Б., Щепетов С.В. 1997. Новый вид *Macclintokia* (покрытосеменные) из верхнего мела Северо-Востока России и его стратиграфическое значение // Палеонтол. журн. № 2. С. 69-76.

Головнёва Л.Б. 2013. Новые данные о позднемеловых флорах Ульинского прогиба (Западное Приохотье) // Палеоботаника. Т. 4. С. 148-167.

Головнёва Л.Б. 2014. Провинциальное деление азиатской части Сибирско-Канадской палеофлористической области в позднем мелу // Стратиграфия. Геол. корреляция. Т. 22. № 3. С. 64-74.

Головнёва Л.Б., Щепетов С.В. 2013а. Аунейский флористический комплекс из верхнемеловых отложений Охотско-Чукотского вулканогенного пояса // Палеоботаника. Т. 4. С. 96-115.

Головнёва Л.Б., Щепетов С.В. 2013б. Янский флористический комплекс из верхнемеловых вулканогенных отложений Северного Приохотья // Палеоботаника. Т. 4. С. 5-35.

Лебедев Е.Л. 1987. Стратиграфия и возраст Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. М.: Наука. 175 с.

Моисеева М.Г., Соколова А.Б. 2014. Новые данные о составе и возрасте усть-эмунарэльской флоры бассейна р. Энмываам (Центральная Чукотка) // Стратиграфия. Геол. корреляция. Т. 22. № 3. С. 45-63.

Самылина В.А. 1974. Раннемеловые флоры Северо-Востока СССР (к проблеме становления флоры кайнофита. Л.: Наука. 55 с. (XXVII Комаровские чтения).

Самылина В.А. 1988. Аркагалинская стратофлора Северо-Востока Азии. Л.: Наука. 131 с.

Щепетов С.В. 1991. Среднемеловая флора чаунской серии (Центральная Чукотка). Магадан: СВКНИИ ДВО АН СССР. 145 с.

Щепетов С.В. 1995. Стратиграфия континентального мела Северо-Востока России. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН. 122 с.

Щепетов С.В., Герман А.Б. 2013. Холоховчанский флористический комплекс позднего мела Охотско-Чукотского вулканогенного пояса (Северо-Восток Азии) // Палеоботаника. Т. 4. С. 116-147.

Щепетов С.В., Головнёва Л.Б. 2010. Позднемеловая флора из вулканогенных образований Северного Приохотья (Охотско-Чукотский вулканогенный пояс) // Палеоботаника. Т. 1. С. 45-95.

Щепетов С.В., Головнёва Л.Б. 2014. Зоринская флора Северного Приохотья (поздний мел) и проблема фитостратиграфии нижней части разреза Охотско-Чукотского вулканогенного пояса // Стратиграфия. Геол. корреляция. № 4. С. 52-66.

Филиппова Г.Г. 2009. О возрасте меловых флористических комплексов Верхояно-Охотско-Чукотского региона (Северо-Восток Азии) // Вестник СВНЦ ДВО РАН. № 2. С. 14-22.

Филиппова Г.Г., Абрамова Л.Н. 1993. Позднемеловая флора Северо-Востока России. М.: Недра. 348 с.

Kelley S.P., Spicer R.A., Herman A.B. 1999. New $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dates for Cretaceous Chauna Group tephra, north-eastern Russia, and their implication for the geologic history and floral evolution of the North Pacific region // Cretaceous Res. Vol. 20. P. 97–106.

ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ ОБСТАНОВКИ ПРИ ФОРМИРОВАНИИ МЕЛОВЫХ КОМПЛЕКСОВ СИХОТЭ-АЛИНЯ

В.В. Голозубов

Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, Владивосток, golozubov@fegi.ru

GEODYNAMIC SETTING DURING FORMATION OF CRETACEOUS COMPLEXES OF SIKHOTE-ALIN REGION

V.V. Golozoubov

Far East Geological Institute FEB RAS, Vladivostok, golozubov@fegi.ru

Меловое время – эпоха бурных геологических событий, во многом определившим современный облик структур северо-западного обрамления Тихого океана. Следы этих событий мы наблюдаем как в террейнах, аккретированных к Евразийскому континенту, так и в осадочных и магматических комплексах, перекрывающих и «сшивающих» континент в его восточной части. Становится все более очевидным, что все многообразие структур этого времени, в конечном счете, является результатом взаимодействий между чрезвычайно мобильной океанической плитой Изагаги и относительно неподвижной восточной окраиной Азии. В течение поздней юры и мела плита Изагаги перемещалась с различной скоростью в северо-западном, а в апт-альбе – в северном и даже север-северо-восточном направлениях (Engelbreton et al., 1985), что определило конвергентный и транспрессионный характер ее северо-западной и северной границ. В эти перемещения вовлекались и фрагменты континента, прилегающие к океану.

Сихотэ-Алинь-Северо-Сахалинский орогенный пояс представляет собой коллаж юрских и раннемеловых террейнов, являющихся фрагментами присдвиговых окраинных бассейнов и островодужных систем, располагающихся первоначально на различных участках окраины большей частью южнее современного их расположения (Голозубов, 2006). Наибольшим распространением пользуются террейны – фрагменты надсубдукционных аккреционных призм (средне-позднеюрский Самаркинский террейн и его аналоги на севере Сихотэ-Алиня, берриас-валанджинский Таухинский и апт-альбский Киселевско-Маноминский террейны). Вдоль всего Сихотэ-Алиня прослеживается Журавлевский террейн – фрагмент раннемелового окраинного присдвигового турбидитового бассейна. Восточнее располагается Кемский террейн – фрагмент баррем-альбской островодужной системы.

Аккреция перечисленных террейнов, включающая складчатые и сдвиговые деформации и внедрения гранитных бастолитов, происходила в несколько этапов. Ранний этап – готеривский – фиксируется вдоль западной части пояса. Главный этап – период от позднего альба до начала сеномана – проявлен в пределах пояса повсеместно.

Палеомагнитные и палеобиогеографические исследования меловых комплексов Сихотэ-Алиня показали, что аккреции террейнов предшествовали весьма значительные перемещения террейнов по латерали, с юга на север. Так, меловые породы Киселевско-Маноминского террейна

формировались на палеоширотах $18 \pm 5^\circ$ с.ш., т.е. они перемещены к месту современного расположения на расстояние по широте около 34° (Диденко и др., 2014). С учетом палеоклиматической зональности в распределении раннемеловых (доальбских) флор материковой части окраины было установлено, что берриас-альбские флоры Таухинского и Кемского террейнов формировались на палеоширотах южнее 30° с.ш., то есть эти террейны перемещены с юга на север на расстояние, превышающее 15° по широте (Golozoubov et al., 1999; Голозубов, 2006). Перемещения осуществлялись путем левосторонних перемещений вдоль системы окраинно-континентальных сдвигов Тан-Лу.

В пределах континентальной части окраины в ходе этих перемещений происходило формирование присдвиговых угленосных и нефтегазоносных раннемеловых осадочных бассейнов – Алчанского, Раздольненского, Партизанского бассейнов в Приморье, бассейна Сунляо на северо-востоке Китая, бассейна Кенсан на Корейском полуострове и др. (Голозубов, 2006).

В течение позднего мела в связи с изменением направления движения океанической плиты Изанаги от долготного до северо-западного (Engebretson et al., 1985) вдоль Сихотэ-Алинского участка окраины господствовал режим активной окраины Андийского типа с формированием надсубдукционного вулканического пояса. Севернее 47° с.ш. вдоль меридионального отрезка окраины на фоне продолжающихся левосдвиговых перемещений происходило накопление мощной (до 9000 м) толщи турбидитов (Западно-Сахалинский прогиб).

Таким образом, в меловое время вдоль восточной окраины Азии сочетались обстановки субдукции и трансформных скольжений океанической плиты Изанаги вдоль континента. При этом фиксируются переходы от одного режима к другому как по латерали, так и во времени.

Литература

Голозубов В.В. 2006. Тектоника юрских и нижнемеловых комплексов северо-западного обрамления Тихого океана. Владивосток: Дальнаука. 239 с.

Диденко А.Н., Ханчук А.И., Тихомирова А.И., Войнова И.П. 2014. Восточный сегмент Киселевско-Маноминского террейна (Северный Сихотэ-Алинь): палеомагнетизм и геодинамические следствия // Тихоокеанская геология. 2014. Т. 33. № 1. С. 20-40.

Golozoubov V.V., Markevich V.S., Bugdaeva E.V. 1999. Early Cretaceous changes of vegetation and environment in East Asia // *Palaogeog., Palaeclimatol., Palaeocol.* Vol. 153. P. 139-146.

Engebretson D., Cox A., Gordon R.G. 1985. Relative motions between oceanic and continental plates in the northern Pacific basin // *Spec. Pap. Geol. Soc. Am.* Vol. 206. P. 1-59.

ПАЛИНОФЛОРА КОТИКОВСКОЙ СЕРИИ ПОЛУОСТРОВА ТЕРПЕНИЯ (ВОСТОЧНЫЙ САХАЛИН)

М.Т. Горовая

*Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева ДВО РАН, Владивосток,
gorovaya@poi.dvo.ru*

PALYNOFLORA OF THE KOTIKOV GROUP TERPENIYA PENINSULA (EASTERN SAKHALIN)

M.T. Gorovaya

Ilichev Pacific Oceanological Institute FEB RAS, Vladivostok, gorovaya@poi.dvo.ru

В юго-восточной части Восточно-Сахалинских гор и на п-ове Терпения широко развиты отложения котиковской серии (Шуваев, 1968; Ковтунович, 1970). Они представлены вулка-

ногенно-кремнистыми образованиями учирской свиты и терригенными отложениями заслоновской, туровской и ольдонской свит, выполняющих синклинальную структуру южной части Восточно-Сахалинского антиклинория. В заслоновской, туровской, ольдонской свитах установлены обедненные палиноспектры и листовые отпечатки, которые позволяют ограничить возрастной диапазон этих подразделений ранним палеогеном-палеоцен-эоценом (Цой и др., 2005). Геологические исследования п-ва Терпения были продолжены в 2006 г. Палинологическое изучение новых образцов из алевролитов котиковской серии п-ова Терпения дополнило имеющиеся данные.

Заслоновская свита. Характерной особенностью палинокомплекса заслоновской свиты является доминирование и разнообразие пыльцы покрытосеменных (табл. 1). Основной фон

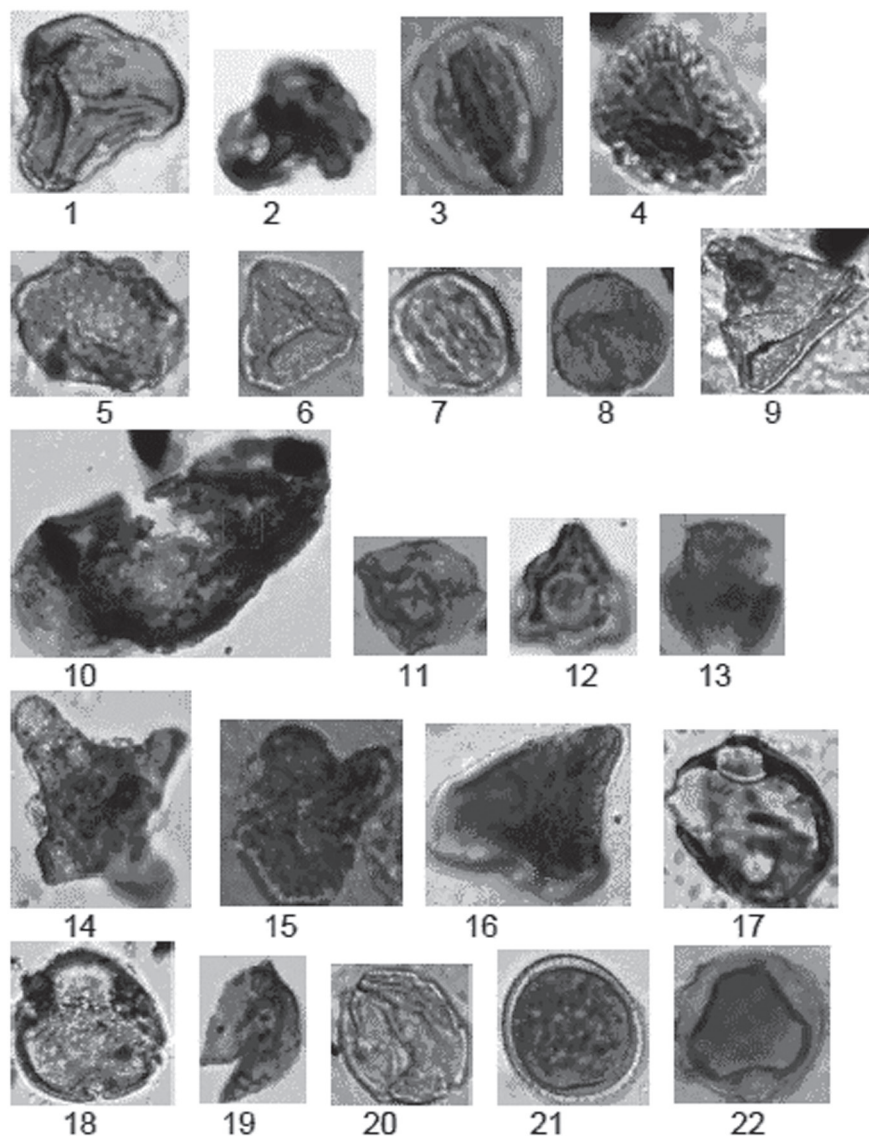


Таблица. 1. Споры и пыльца котиковской палинофлоры.

1 – *Lygodium* sp., 2 – *Concavisporites* sp., 3 – *Ephedra* sp., 4 – *Wodehouseia stanleyi* Srivastava, 5 – *Ulmoideipites* sp., 6 – *U. tricostatus* Anders., 7 – *Quercus* sp., 8 – *Fagus* sp., 9 – *Triporopollenites* sp., 10 – *Pinus* sp., 11 – *Triatriopollenites plicoides* Zakl., 12 – *T. confusus* Zakl., 13 – *Tricolpites* sp., 14 – *Aquilapollenites insignis* N. Mtch., 15 – *A. subtilis* N. Mtch., 16 – *Elytranthe* sp., 17 – *Oculopollis* sp., 18 – *Tilia* sp., 19 – *Taxodiumpollenites* sp., 20 – *Juglans* sp., 21-22 – *Thomsonipollis* sp. Все x 600.

составляют таксоны, являющиеся доминантами палеоценовых палинофлор: *Ulmoideipites trico-status* Anders., *U. krempii* Anders., *U. planaeriformis* Anders., *U. sp.*, *Triatriopollenites confusus* Zakl., *T. aroboratus* Pfl., *T. plicoides* Zakl., *T. sp.*, *Triporopollenites sp.*, *Nudopollis thiergartii* (Th., Pfl.) Pfl. (руководящий вид для дания-палеоцена), *Anacolosidites supplingensis* (Pfl.) Krutsch, *A. tenuiplicus* Zakl. появляются в палинофлорах датского яруса (цагайская и кивдинская свиты) Дальнего Востока, а широкого распространения достигают в раннем эоцене (Заклинская, 1963, 1977; Братцева, 1969; Маркевич, Бугдаева, 2001). В комплексе встречены таксоны, составляющие основу кайнозойских палинофлор: *Juglans sp.*, *Carya sp.*, *Platycarya sp.*, *Betula sp.*, *Alnus sp.*, *Tilia sp.*, *Quercus sp.*, *Fagus sp.* Также редко встречается пыльца таксонов, появившаяся в раннетуронских палинофлорах с кульминацией видового разнообразия и доминирования в кампан–маастрихте Сибири и Дальнего Востока: *Aquilapollenites subtilis* N. Mtch., *A. insignis* N. Mtch., *A. sp.*, *Oculopollis aethericus* Weyl. et Krieg., *O. sp.*, *Vacuopollis sp.*, *Kuprianipollis sp.*, *Wodehouseia stanleyi* Srivastava, *Elytranthe sp.* Единично они встречаются в позднем палеоцене (Заклинская, 1963; Красилов и др., 1988; Синописис..., 1979; Маркевич, Бугдаева, 2012 и др.). Голосеменные представлены: *Taxodiumpollenites sp.*, *Picea sp.*, *Pinus sp.*, *Ginkgo sp.*, *Gnetaceapollenites sp.*, *Ephedra sp.* Из споровых установлены *Lygodium sp.*, *Concavisporites sp.*, *Cicatricosisporites sp.*, *Osmundacidites wellmanii* Coupr., *Rouseisporites sp.*, *Baculasporites sp.*, *Leiotrieletes spp.*

Туровская свита. Таксономический состав палинокомплекса из туровской свиты сходен с описанным выше.

Ольдонская свита. Палинокомплекс, установленный из отложений этой свиты, имеет близкий таксономический состав с таковыми заслоновской и туровской свит. Отличается он незначительным преобладанием таксонов, близких современным: *Juglans*, *Carya*, *Alnus*, *Betula*, *Quercus* (мелкие зерна), *Loranthus*, *Nyssa*, *Tilia*, *Fagus*, *Castanea* и отсутствием типичных для позднемеловых палинофлор *Aquilapollenites*, *Oculopollis aethericus*, *Vacuopollis*, *Kuprianipollis*.

Мы рассматриваем палинокомплекс из указанных свит как единая палинофлора котиковской серии. Она по таксономическому составу коррелируется с палеоценовой палинофлорой из нижней песчано-алевритовой пачки в северной прибрежной зоне зал. Терпения (Поронайская впадина) на юго-востоке Сахалина (Тектоника..., 1985). Палинофлора котиковской серии, кроме того, по таксономическому составу сходна с таковыми из нижнепалеоценовых отложений основания нижнедуйской свиты в Углегорском районе Сахалина (Заклинская, 1963; Будрин, Громова, 1973; Брутман, 1976 и др.), из южноильпинской свиты на п-ове Ильпинский Восточной Камчатки (Братцева, 1988), нижней части кивдинской свиты Зейско-Буреинской депрессии (Братцева, 1969). Таким образом, возраст палинофлоры котиковской серии – палеоцен.

Литература

Братцева Г.М. 1969. Палинологические исследования верхнего мела и палеогена Дальнего Востока. М.: Наука. 56 с.

Братцева Г.М. 1988. Палеоценовая палинофлора Камчатки // Литология и стратиграфия мезозоя и кайнозоя восточных районов СССР. М.: Наука. С. 149-153.

Брутман Н.Я. 1976. Палиностратиграфия кайнозойских отложений Сахалина // Палинология в СССР. С. 99-102.

Будрин В.С., Громова Н.С. 1973. О возрасте пограничных слоев мела и палеогена на Сахалине // Палинологический метод в стратиграфии. Л.: Недра. С 135-143.

Заклинская Е.Д. 1963. Пыльца покрытосеменных и её значение для обоснования стратиграфии верхнего мела и палеогена. М.: Изд-во АН СССР. 258 с.

Заклинская Е.Д. 1977. Покрытосеменные по палинологическим данным // Развитие флор на границе мезозоя и кайнозоя. М.: Наука. С. 66-120.

Ковтунович Ю.М. 1970 // Геология СССР. Т. XXXIII. о. Сахалин. Геологическое описание. М.: Недра. С. 88-107.

Красилов В.А., Блохина Н.И., Маркевич В.С., Серова М.Я. 1988. // Мел-палеоген Малой Курильской дуги (новые данные по палеонтологии и геологической истории). Владивосток: Изд-во ДВО АН СССР. 140 с.

Маркевич В.С., Бугдаева Е.В. 2001. Корреляция флороносных верхнемеловых и палеогеновых отложений российского Дальнего Востока // Флора и динозавры на границе мела и палеогена Зейско-Буреинского бассейна. Владивосток: Дальнаука. С. 79-96.

Маркевич В.С., Бугдаева Е.В. 2012. Пыльца *Aquilapollenites* на мел-палеогеновой границе (Восточная Азия) // Международная конференция, посвященная 100-летию В.А. Вахрамеева. Тез. докл. М.: ГЕОС, 2012. С. 34.

Синописис: ключевые и коррелятивные таксоны пыльцы покрытосеменных (поздний мел-палеоген). 1979. М.: Наука. 118 с.

Тектоника и нефтегазоносность северо-западной части Тихоокеанского пояса. 1985. М.: Недра. 174 с.

Цой И.Б., Терехов Е.П., Шастина В.В., Горюва М.Т., Можеровский А.В. 2005. О возрасте отложений котиковской серии полуострова Терпения (Восточный Сахалин) // Стратиграфия. Геол. корреляция. Т. 13. № 6. С. 77-88.

Шуваев А.С. 1968. Маастрихт-датские отложения на полуострове Терпения // ДАН СССР. Т. 183. № 3. С. 685-688.

РАЗНООБРАЗИЕ ГОЛОСЕМЕННЫХ РАСТЕНИЙ В ПОЗДНЕМЕЛОВОЙ АНАДЫРСКОЙ ФЛОРЕ ВОСТОЧНОЙ ЧУКОТКИ

А.А. Грабовский

*Музейный Центр «Наследие Чукотки», Анадырь,
paleochukotka@gmail.com*

GYMNOSPERM DIVERSITY OF THE LATE CRETACEOUS ANADYR FLORA OF EASTERN CHUKOTKA

A.A. Grabovskiy

*Museum center «Heritage of Chukotka», Anadyr,
paleochukotka@gmail.com*

Анадырская ископаемая флора из районов Золотого хребта открыта в 2003 г. Она имеет широкое распространение в районах Восточной Чукотки и была описана из низовьев р. Первой. Кроме того, Анадырский флористический комплекс известен из меловых отложений Ушканьих гор, рек Амгуэмы и Кеймлеткуульвеем, а также палеоценовых отложений Анадырского залива.

В результате десяти лет полевых исследований Анадырской ископаемой флоры собранной в низовьях рек Первая и Вторая из песчано-алевролитовой толщи и туфопесчаников, было определено 57 видов растений (табл. 1). Возраст изученной флоры является дискуссионным, так как соотношение древних мезозойских и раннепалеоценовых видов растений в этой флоре одинаковое. В последнее время её возраст определяется между средним и поздним маастрихтом рарыткинской (коряжской) свиты по наличию молодых элементов растений (*Metasequoia*, *Pinus*, *Glyptostrobus*, *Mesocyparis*, *Trochodendroides*, *Corylites*, «*Vitis*», *Cissites*). В то время как древние формы растений (*Cladophlebis*, *Phoenicopsis*, *Parataxodium*, *Pityophyllum*, *Elatocladus*, *Araucarites*, *Taxites*, *Menispermities*) напоминают аркагалинскую, чаунскую и леурваамскую флоры и позволяют её

датировать ранним туроном. Автор воздерживается датировать Анадырскую флору туронским возрастом и относит её к среднему маастрихту. Скорее всего, мы имеем дело с флорой, отражающей специфические экологические обстановки, созданные горным и низменным рельефом в области активного вулканизма (Грабовский, 2012). Стоит отметить, что аналогов Анадырской ископаемой флоры в Анадырско-Корякском регионе нет.

Голосеменные растения наиболее разнообразны в меловых отложениях, определено и описано 25 таксонов. Среди них представлены цикадофиты, чекановские и хвойные. Остатки листьев цикадофитов *Nilssonia serotina* Heer и *Encephalartopsis vassilevskajae* Krassilov, Golovn. et Nessov очень редки и известны из барыковской свиты р. Угольная. Из *Czekanowskiales* широко распространен реликтовый род *Phoenicopsis*. Листья *Phoenicopsis* из местонахождения р. Первой сохранились лишь в виде отпечатков, лишенных кутикулы, так что могут быть определены только как *P. ex gr. angustifolia* Heer. В коллекциях представлены многочисленные отпечатки как пучков из 3, реже 4-5 листьев, сидящих на коротком округлом брахибласте, так и изолированных листьев. В отложениях бассейнов рек Первая и Вторая листья *P. ex gr. angustifolia* Heer создают обильные листовые захоронения вместе с побегами *Taxites*, *Metasequoia*, *Araucarites* и листьями покрытосеменных («*Vitis*», *Corylites*, *Trochodendroides*). Остатки *Phoenicopsis ex gr. angustifolia* Heer из верхнемаастрихтских отложений р. Первой, говорят о том, что здесь сохранились реликтовые виды растений, произраставшие в особых изолированных климатических условиях. Кроме этого, остатки листьев *Phoenicopsis* известны из маастрихтских отложений рарытчинской свиты горы Тэмлян и в палеогеновых отложениях онеменской свиты залива Онемен. Эти древние группы доминируют наряду с *Ulmus*, *Juglans* и *Populus*.

Хвойные наиболее разнообразны. По видовому разнообразию доминируют побеги из сем. *Taxodiaceae*. Остатки *Metasequoia ex gr. occidentalis* (Newberry) Chaney представлены в виде многочисленных конечных побегов, микростробилов, семян и шишек. Сильно ветвящиеся побеги с мелкими шиловидными листьями, расположенными по спирали отнесены к *Sequoia fastigiata* (Sternb.) Heer. К формальному роду *Taxites* отнесены *Taxites ex gr. olrikii* Heer и *T. cephalotaxifolius* Golovn. Обильны побеги с двуряднорасположенными очередными листьями последнего таксона и иногда создают монодоминантные захоронения. Небольшие побеги с крючковидными, загнутыми в сторону побега листьями, отнесены условно к *Taiwania cf. cretacea* Samyl. Побеги *Parataxodium* sp. с двурядным расположением очередных или супротивных линейных листьев, отходящих от оси под углом 30-40°, встречаются повсеместно с молодыми элементами *Taxodium olrikii* (Heer) Brown. и *Glyptostrobus nordenskioldii* (Heer) Brown. Последний таксон представлен в одном экземпляре. Небольшие побеги с двуряднорасположенными очередными листьями определены как *Sequoia* sp. Сем. *Cupressaceae* представлено таксоном *Mesocyparis beringianum* (Golovn.) Mcver с супротивными побегами второго порядка с ромбическими листьями. К этому же семейству отнесены мелкие побеги *Thuja cretacea* (Heer) Newberry с чешуевидными супротивно накрест лежащими листьями и часто встречающимися шишечками. Представители сем. *Pinaceae* также разнообразны. Остатки укороченных побегов из шести листьев (хвоя) собранных в пучке отнесены к *Pinus* sp. В коллекциях также имеется образец цилиндрической женской шишки *Pinus* sp. 2 длиной 25 мм. Дисперсные листья *Pityophyllum ex gr. nordenskioldii* (Heer) Nathorst одиночные, создают чистые скопления длинных линейных листьев и нигде не собраны в пучок. Семенные чешуи *Pseudolarix arctica* Krysh. и *P. septentrionalis* Schl.-Jager обильны в некоторых местонахождениях, различаются по размеру и форме. Редки шишечные ширококлиновидные чешуи *Cedrus* sp. Многочисленны деревянистые и одревесневшие крылатые семена *Pityospermum parvulum* Samyl., *Pityospermum* sp. 1 и *Pityospermum* sp. 2. Они являются еще неописанными таксонами в Анадырской ископаемой флоре. Широко доминируют толстые многолетние побеги, со спиральным листорасположением и мелкие семенные чешуи, отнесенные к схожему по морфологическим признакам таксону *Araucarites* sp. С семейством *Podocarpaceae* сближается

формальный род *Elatocladus*, представленный видом *Elatocladus* sp. с характерными толстыми многолетними побегами со спиральным листорасположением изогнутых листьев.



Таблица I.

- Рис. 1. *Pityophyllum* ex gr. *nordenskioldii* (Heer) Nathorst., 2480/2013.
Рис. 2. *Encephalartopsis vassilevskajae* Krassilov, Golovn. et Nesson, 910/2004.
Рис. 3. *Nilssonia serotina* Heer, 2560/2014.
Рис. 4, 13. *Phoenicopsis* ex gr. *angustifolia* Heer, 2489/2013; 13 – 2529/2013.
Рис. 5. *Sequoia fastigiata* (Sternb.) Heer, ув. 1, 2556/2014.
Рис. 6, 21. *Metasequoia* ex gr. *occidentalis*, 2490/2013; 21 – семя, 1904/2012.
Рис. 7. *Pityospermum parvulum* Samyl., 2543/2013.
Рис. 8. а–*Phoenicopsis* ex gr. *angustifolia* Heer, б–*Metasequoia* ex gr. *occidentalis* (Newberry) Chaney, 2201/2013.
Рис. 9, 10. *Pityospermum* sp. 1, 2442/2013; 10 – *Pityospermum* sp. 2, 2541/2013.
Рис. 11, 14. *Araucarites* sp., 2224/2013; 14 – семенная чешуйка, 1933/2011.
Рис. 12. а–*Taxites* ex gr. *olrikii* Heer, б–*T. cephalotaxifolius* Golovn., 2544/2013.
Рис. 15, 19. *Pinus* sp., листья в пучке, 1528/2011., 19–шишка *Pinus* sp. 2, 2445/2013.
Рис. 16. *Thuja cretacea* (Heer) Newberry, ув. 3, 2020/2012.
Рис. 17. *Glyptostrobus nordenskioldii* (Heer) Brown., 1061/2003.
Рис. 18. *Pseudolarix arctica* Krysh., 1050/2008.
Рис. 20. *Taiwania* cf. *cretacea* Samyl., 2206/2013.
Рис. 22. *Pseudolarix septentrionalis* Schl.-Jager, 2284/2013.
Рис. 23. *Parataxodium* sp., 1172/2008.
Рис. 24. *Mesocyparis beringianum* (Golovn.) McIver, 1932/2011.
Рис. 25. *Cedrus* sp., 2280/2013.

Литература

Грабовский А.А. 2012. Позднемиоценовые и палеоценовые флоры Нижне-Анадырской низменности: эволюция и специфика развития высших растений в приполярных условиях // Методология современной науки: традиции и инновации: Материалы II междунар. научн. конф. Петрозаводск. С. 3-8.

К ВОПРОСУ О НИЖНЕЙ ГРАНИЦЕ МААСТРИХТА В САРАТОВСКОМ ПОВОЛЖЬЕ

**А.Ю. Гужиков¹, В.Н. Беньямовский², Е.Ю. Барабошкин³, А.А. Гужикова¹, Е.А. Калякин¹,
Л.Ф. Копаевич³, Е.М. Первушов¹, В.Б. Сельцер¹, Е.В. Яковишина³**

¹Саратовский государственный университет им. Н.Г. Чернышевского, Саратов,
aguzhikov@yandex.ru

²Геологический институт РАН, Москва, *vnben@mail.ru*

³Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, Москва,
ejbaraboshkin@mail.ru

ON THE MAASTRICHTIAN LOWER BOUNDARY IN SARATOV VOLGA REGION

**A.Yu. Guzhikov¹, V.N. Benyamovskiy², E.Yu. Baraboshkin³, A.A. Guzhikova¹, E.A. Kalyakin¹,
L.F. Kopaevich³, E.M. Pervushov¹, V.B. Seltser¹, E.V. Yakovishina³**

¹*Chernyshevsky Saratov State University, Saratov, aguzhikov@yandex.ru*

²*Geological Institute RAS, Moscow, vnben@mail.ru*

³*Lomonosov Moscow State University, Moscow, ejbaraboshkin@mail.ru*

Проблема нижней границы маастрихта Восточно-Европейской платформы (ВЕП) и территории всей России в целом возникла после утверждения нижней границы маастрихта в МСШ по появлению аммонита *Pachydiscus neubergicus*. Этот тетический аммонит не встречается

на Русской плите, которая принадлежит к Бореальной надобласти. К сожалению, не только по аммонитам, но и по другим палеонтологическим данным, бореальные разрезы ВЕП не сопоставляются напрямую с точкой глобального стратотипа границы (GSSP, «золотым гвоздем») маастрихтского яруса, расположенного в Западнотетической области (ЮВ Франция) (Odin, Lamaurelle, 2001). Корреляция может быть осуществлена только путем хронологической взаимозаменяемости признаков через североевропейские (датские, северогерманские) разрезы. О степени изохронности стратиграфической границы, прослеженной таким путем, в удаленных регионах трудно судить на основе только палеонтологических данных. Для контроля изохронности уровня подошвы маастрихта при прослеживании его от Терсиса до ВЕП, наряду с биостратиграфическими материалами, привлечены непалеонтологические признаки. К настоящему времени по пограничному интервалу кампана-маастрихта Саратовского Правобережья (г. Вольск, карьеры по добыче цементного сырья «Большевик» и «Коммунар») получены палеомагнитные данные, надежно увязанные с распределениями белемнитов, морских ежей, иноцерамов, наннопланктона, бентосных и планктонных фораминифер (Олферьев и др., 2009; Беньямовский и др., 2013; Гужикова, Багаева, 2013; Гужикова и др., 2014) (рис. 1).

В пограничном интервале кампана-маастрихта Вольска (основание карсунской свиты) установлены зоны LC17–LC20 по бентосным фораминиферам. По наннопланктону эти отложения отвечают зонам UC16 по шкале Барнетт (Burnett, 1998) и CC23a по шкале Перч-Нильсен (Perch-Nielsen, 1985). Белемнитовой зоне *licharewi* отвечают зона LC17 и большая часть LC18. Нижней части *lanceolata* отвечают верхи LC18 и LC19.

Благодаря столь хорошей фаунистической охарактеризованности, в палеомагнитных колонках вольских разрезов идентифицированы аналоги магнитных хронов 32n2, 32n1 и 31r. Эти же хроны были ранее установлены в Терсисе, и, таким образом, био- и магнитостратиграфическое сопоставление изученных разрезов с GSSP маастрихта (Odin, Lamaurelle, 2001) и магнитохронологической шкалой (Ogg, Hinnov, 2012) показывает, что уровень, соответствующий подошве маастрихта в Терсисе расположен на Русской плите внутри зоны LC19, вероятно, ближе к ее основанию (рис. 1).

Ядро макрофаунистического комплекса составляет моллюсковая фауна головоногих, иноцерамов, а также морских ежей. Среди иноцерам наблюдается смена кампанских катацерам на комплекс катацерам и спиридоцерам раннего маастрихта. Причем большинство, за исключением балтикоидных форм, являются раннекампанскими, сменяясь типично маастрихтскими видами, и кроме того, не обнаружены представители трохоцерам, упоминаемых из разреза Терсис. Фауна белемнитов, показывает резкую смену белемнителл на примитивных, по Ю.А. Елецкому, белемнелл, и прослежен переход от типичных *B. licharewi* к *B. lanceolata*. Среди аммонитов, наблюдается смена раннекампанских *Eupachydiscus*, *Baculites* и *Neoglyptoxoceras* на маастрихтские *Hoploscaphites*. Первая находка *H. constrictus* отмечена в пределах зоны LC19. Выше по разрезу аммониты являются типично маастрихтскими. Фауну эхиноидей представляют роды *Echinocorys*, *Conulus*, *Offaster*, *Isomicraster* и *Micraster*. Последний, имеет большое стратиграфическое значение по наблюдаемым изменениям в признаках видов. В интервалах, ассоциируемых с зоной LC18, установлен *M. grimensis*, совместно с белемнитами *B. licharewi*, традиционно отмечая терминальный кампан.

Идентификация положения новой границы кампана-маастрихта на востоке ВЕП по белемнитам затруднительна. Предложение об использовании вида *B. obtusa*, известного в Европе выше ланцеолятовых форм, как индекса начала маастрихта нельзя признать удачным, ибо он, являясь во многом статистическим таксоном, не имеет четких морфологических отличий от истинно ланцеолят и, кроме того, на востоке ВЕП пока не известен. В этой связи заслуживает внимание находка *H. constrictus*, приуроченная к зоне LC19 и кровле магнитного хрона 32n2.

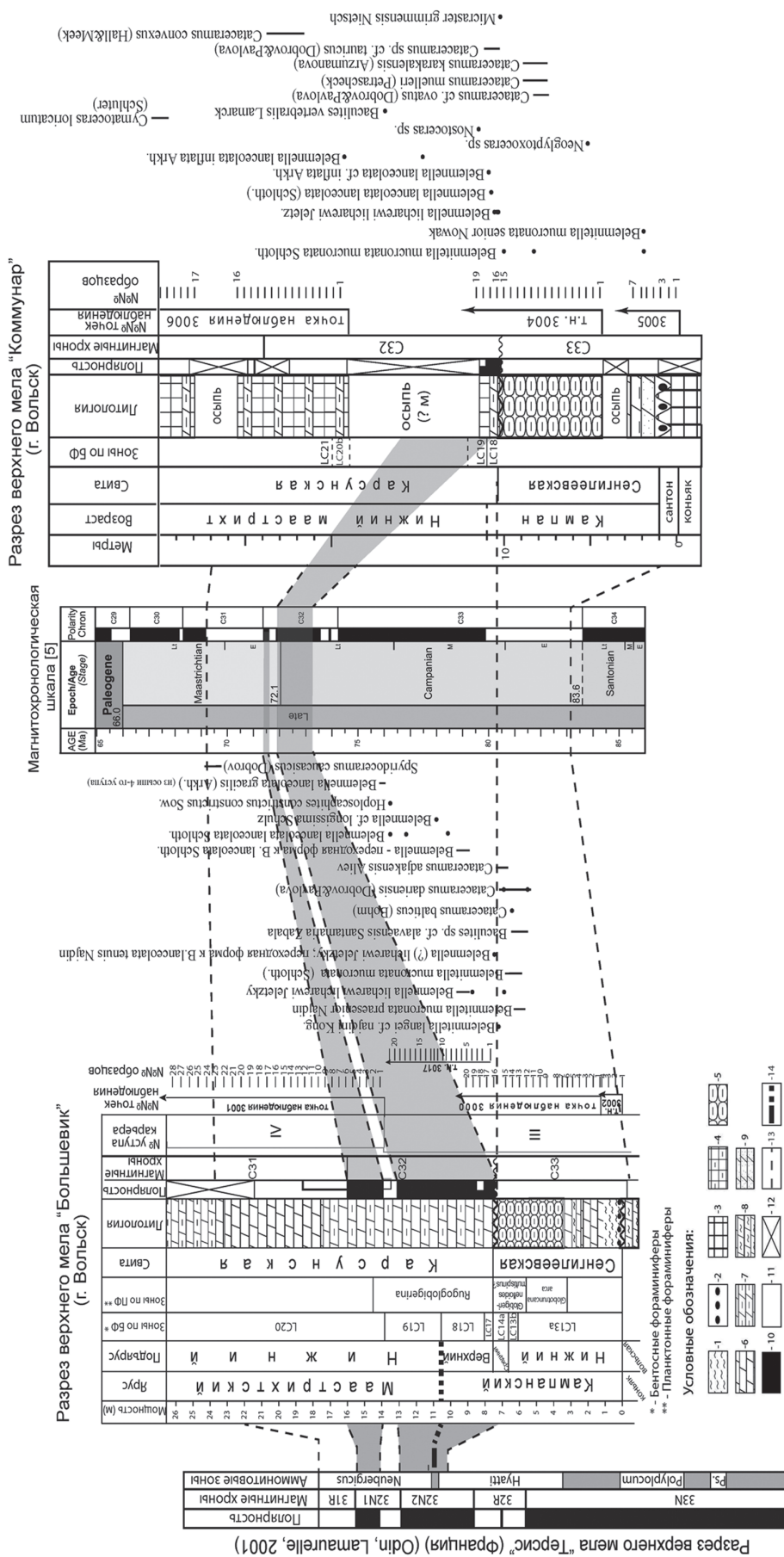


Рис. 1. Магнитостратиграфическое сопоставление кампана-маастрихта разрезов «Большевик» и «Коммунар» (г. Вольск) с GSSP маастрихта (Террис, Франция) (Odin, Lamarelle, 2001) и шкалой геомагнитной полярности (Ogg, Hinnov, 2012).

1 – алевроит, 2 – фосфорит, 3 – мел, 4 – мел глинистый, 5 – мел «угловатый» (флазерные известняки), 6 – мергель, 7 – мергель глинистый, 8 – мергель алевроитистый, 9 – мергель песчаный. Полярность: 10 – прямая, 11 – обратная, 12 – данные отсутствуют, 13 – линии предполагаемых магнитостратиграфических корреляций, 14 – уровень границы кампана-маастрихта в Террисе.

В качестве рабочего варианта, предлагается рассматривать аммонит *H. constrictus*, как одного из маркеров подошвы маастрихта.

В недавнем прошлом в отечественной литературе живо обсуждалась проблема возраста белемнитовой зоны *licharewi*. Д.П. Найдин рассматривал ее как основание маастрихта, индексирова ее как m_1^1 . Над ней в нижнем маастрихте он располагал зону *lanceolata* с индексом m_1^2 (Найдин и др., 1984; Найдин, Беньямовский, 2006). Другой точки зрения придерживались авторы Унифицированной стратиграфической схемы верхнего мела ВЕП, помещавшие зону *licharewi* в кровлю кампана. Такое же положение она занимает и в официально принятой региональной схеме верхнего мела ВЕП, определяемой в двойной номенклатуре *licharewi/grimensis* (Олферьев, Алексеев, 2003; Олферьев и др., 2008). Теперь эту точку зрения можно считать доказанной.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект № 12-05-00196-а) и Минобрнауки России в рамках базовой части (№ государственной регистрации 1140304447, код проекта 1582).

Литература

Беньямовский В.Н., Барабошкин Е.Ю., Гужиков А.Ю., Копаевич Л.Ф., Вишневская В.С., Сельцер В.Б., Первушов Е.М., Александрова Г.Н., Овечкина М.Н. 2013. О нижней границе маастрихта в МСШ и ее положении в ОСШ России // Общая стратиграфическая шкала России: состояние и проблемы обустройства. М.: Изд-во ГИН РАН. С. 298–303.

Гужикова А.А., Багаева М.И. 2013. Новые магнитостратиграфические данные по кампану Саратовского Правобережья // Палеомагнетизм и магнетизм горных пород: теория, практика, эксперимент. Казань: Изд-во «Казанский университет». С. 71–76.

Гужикова А.А., Беньямовский В.Н., Барабошкин Е.Ю., Гужиков А.Ю., Калякин Е.А., Копаевич Л.Ф., Овечкина М.Н., Первушов Е.М., Сельцер В.Б. 2014. Магнитостратиграфическая корреляция пограничного интервала кампана-маастрихта района г. Вольска (Саратовская обл.) и карьера Терсис (ЮЗ Франция) // «Геологические науки – 2014». Саратов: Изд-во СО ЕАГО. С. 36–38.

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

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

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

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

Олферьев А.Г., Беньямовский В.Н., Иванов А.В., Овечкина М.И., Сельцер В.Б., Харитонов В.М. 2009. Верхнемеловые отложения севера Саратовской области. Статья 2. Биостратиграфическое расчленение разреза карьера «Большевик» // Бюлл. МОИП. Отд. геол. Т. 84. № 4. С. 29–46.

Burnett J.A. 1998. Upper Cretaceous // Bown P.R. (ed.). Calcareous nannofossil biostratigraphy. British micropalaeontological society publication series. London: Chapman & Hall. P. 132–198.

Odin G.S., Lamaurelle M.A. 2001. The global Campanian-Maastrichtian Stage boundary // Episodes. Vol. 24. N 4. P. 229–238.

Ogg J.G., Hinnov L.A. 2012. Cretaceous // Gradstein F., Ogg J.G., Schmitz M.D., Ogg G.M. The Geologic Time Scale 2012. Elsevier. P. 793–853.

Perch-Nielsen K. 1985. Mesozoic calcareous nannofossils // Bolli H.M., Saunders J.B., Perch-Nielsen K. (eds.). Plankton Stratigraphy. Cambridge: Cambridge Univ. Press. P. 329–426.

ПРЕДВАРИТЕЛЬНЫЕ БИО- И МАГНИТОСТРАТИГРАФИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ ПО КАМПАНО-МААСТРИХТУ ПЛАТО АКТОЛАГАЙ (КАЗАХСТАН)

А.Ю. Гужиков¹, Е.Ю. Барабошкин³, В.Н. Беньямовский², Г.Н. Александрова²,
Е.Е. Барабошкин³, А.А. Гужикова¹, Л.Ф. Копаевич³

¹*Саратовский государственный университет им. Н.Г. Чернышевского, Саратов,
aguzhikov@yandex.ru*

²*Геологический институт РАН, Москва, vnben@mail.ru*

³*Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, Москва,
ejbaraboshkin@mail.ru*

PRELIMINARY BIO- AND MAGNETOSTRATIGRAPHIC DATA ON CAMPANIAN- MAASTRICHTIAN OF AKTOLAGAY PLATEAU (KAZAKHSTAN)

A.Yu. Guzhikov¹, E.Yu. Baraboshkin³, V.N. Benyamovskiy², G.N. Aleksandrova²,
E.E. Baraboshkin³, A.A. Guzhikova¹, L.F. Kopaeovich³

¹*Chernyshevsky Saratov State University, Saratov, aguzhikov@yandex.ru*

²*Geological Institute RAS, Moscow, vnben@mail.ru*

³*Lomonosov Moscow State University, Moscow, ejbaraboshkin@mail.ru*

Разрез пограничных кампанских–маастрихтских отложений плато Актолагай (юго-запад Актюбинской области, Казахстан) хорошо известен в литературе благодаря своей уникальной обнаженности и полноте (Колтыпин, 1957; Найдин, Беньямовский, 2006). В 2013 г. проведено его комплексное переизучение: детально описан разрез, по системе «образец в образец» взяты пробы для макро- (белемниты, двустворки, брахиоподы, мшанки) и микропалеонтологического (бентосные и планктонные фораминиферы, наннопланктон, палинология) изучения, изотопных ($\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{18}\text{O}$), палео- и петромагнитных исследований с 230 уровней (при мощности около 115 м). Полученные лито-, био- и магнитостратиграфические данные позволяют детально расчленить разрез, реконструировать особенности осадконакопления, предварительно провести межрегиональные корреляции и наметить положение подошвы маастрихта на Актолагае в соответствии с ее GSSP в разрезе Терсис во Франции (Odin, Lamaurelle, 2001).

Разрез кампана-маастрихта залегает на конденсированных фосфоритоносных отложениях нижнего сантона (Найдин, Беньямовский, 2006). В нижней части он представлен чередованием зеленовато- и желтовато-серых мергелей и светло-серых, до белых, микритовых известняков различной мощности и глинистости (пачки V-XII), биотурбированных *Palaeophycus*, *Planolites*, *Chondrites*, *Zoophycos*, *Thalassinoides*, с обломками брахиопод, призматическим слоем иноцерамов и белемнитами. Биотурбации наиболее хорошо видны в кровле мергелей, иногда лимонитизированы, и обладают ярусностью, типичной для писчего мела (Ekdale, Bromley, 1991). Мергели образуют небольшие ниши, а известняки – ступеньки, выделяющиеся в рельефе склона. Отдельные прослои известняков создают характерные бронирующие поверхности, хорошо прослеживающиеся от разреза к разрезу. Мощность 68 м.

Выше в породах появляется песчаная кварцевая и глауконитовая примесь, количество которой увеличивается вверх по разрезу, вплоть до песчаников (пачки XIII-XIV), имеющих в кровле зрелое твердое дно, не отмечавшееся предшественниками. Из биотурбаций здесь подавляюще доминируют *Zoophycos*, а из макрофоссилий – иноцерамы, морские ежи и белемниты. Песчаные известняки и песчаники слагают характерный обрыв. Мощность 15 м.

Завершает разрез пачка XV серовато-белого писчего мела с отдельными более глинистыми прослоями. Кровля размыта и пронизана крупными норами *Thalassinoides* (ранее принимавши-

мися за «нептунические дайки»: Найдин, Беньямовский, 2006), заполненными вышележащими глинами и фосфоритами эоцена. Здесь встречены белемниты, брахиоподы и колонии мшанок *Cerriopora* sp. (см. статью Коромысловой и др. данного сборника). Мощность 16 м.

К настоящему времени по обнажению 3019 выполнен анализ особенностей распределения бентосных фораминифер – одной из наиболее оперативных групп микрофауны, по которой традиционно проводится расчленение и корреляция верхнемеловых разрезов юга Русской плиты (Олферьев, Алексеев, 2003; Беньямовский, 2008). По результатам анализа в верхней части кампанского-маастрихтского разреза обосновано наличие зон LC16-LC23 и установлены главные палеоэкологические события по бентосным фораминиферам.

Несмотря на слабую естественную магнитность отложений (магнитная восприимчивость – $K=1-10 \cdot 10^{-5}$ ед.СИ, естественная остаточная намагниченность – $J_n=0.01-0.5 \cdot 10^{-3}$ А/м), разрез кампана-маастрихта хорошо дифференцируется по петромагнитным характеристикам (рис. 1). Ориентированные образцы подвергнуты магнитным чисткам температурой (до 500°C) и переменным магнитным полем (до 100 мТл) с последующими измерениями J_n на спин-магнитометре JR-6 и криогенном магнитометре. В большинстве образцов выделены характеристические компоненты намагниченности, проекции которых образовали две обособленные совокупности, вероятно, отвечающие режимам прямой (N) и обратной (R) полярности поля, соответственно. Исходя из этого предположения (которое еще нуждается в дополнительном обосновании), построена палеомагнитная колонка (рис. 1). Она, несмотря на предварительный характер, формирует устойчивое впечатление о преобладании R-полярности в низах разреза (магнитозона Rn) и доминировании N-полярности в вышележащих отложениях (магнитозона Nr), в том числе в пределах зон LC16-LC18 и низах зоны LC19. Далее по разрезу располагается лагуна в магнитополярных данных, соответствующая верхам LC19 и зонам LC20-LC22. Низы LC23 характеризуются N-, а верхи – R-зоной (рис. 1). Принципиальные изменения в структуре палеомагнитной колонки после окончания анализа данных маловероятны.

Сопоставление био- и магнитостратиграфических материалов с шкалой геомагнитной полярности (GPTS) (Ogg, Hinnov, 2012) позволяет заключить, что Rn-зона является аналогом магнитного хрона C33r, поскольку другие крупные R-интервалы в кампане неизвестны. Nr-зона отвечает суперпозиции хронов C33n и C32, что подтверждается данными по бентосным фораминиферам о позднекампанском возрасте ее верхней части. Идентификация N- и R-зон, приуроченных к последней зоне маастрихта LC23, с хронами C30n и C29r, соответственно, сомнений не вызывает (рис. 1).

Согласно предложенному варианту корреляции, низы разреза, охваченные обратной полярностью, относятся к среднему кампану. Этот вывод подтверждается результатами палеомагнитного сопоставления разреза Туаркыра, где установлено, что магнитозоне переменной полярности, аналогичной актолагайской Rn, соответствует зона LC14 (Гужиков и др., 2003) (рис. 1). Весьма вероятно, что двухметровый интервал обратного знака в середине зоны LC19, венчающий Nr-зону, и R-интервал в середине зоны LC18, расщепленный прямонамагниченным слоем, являются аналогами магнитозон C32n1r и C32r. Тогда, по аналогии с разрезом Терсис (Odin, Lemaire, 2001), уровень подошвы маастрихта на Актолагае располагается между этими хронами в интервале, включающем верхи LC18 и низы LC19.

Вариации на графике K отражают изменения концентраций ферромагнетиков в породе, обусловленных колебаниями уровня моря вследствие тектонического и/или эвстатического фактора. Показательно, что их ритмичный характер хорошо согласуется с главными секвенциями (трансгрессивно-регрессивными циклами) (Ogg, Hinnov, 2012) (рис. 1). Если принять точку зрения о глобальном падении уровня Мирового океана на рубеже кампанского и маастрихтского веков, то подошву маастрихта на Актолагае следует совместить с границей петромагнитных ритмов, приходящейся на нижнюю часть зоны LC19 и верхнюю часть зоны *Belemnella lanceolata* (рис. 1).

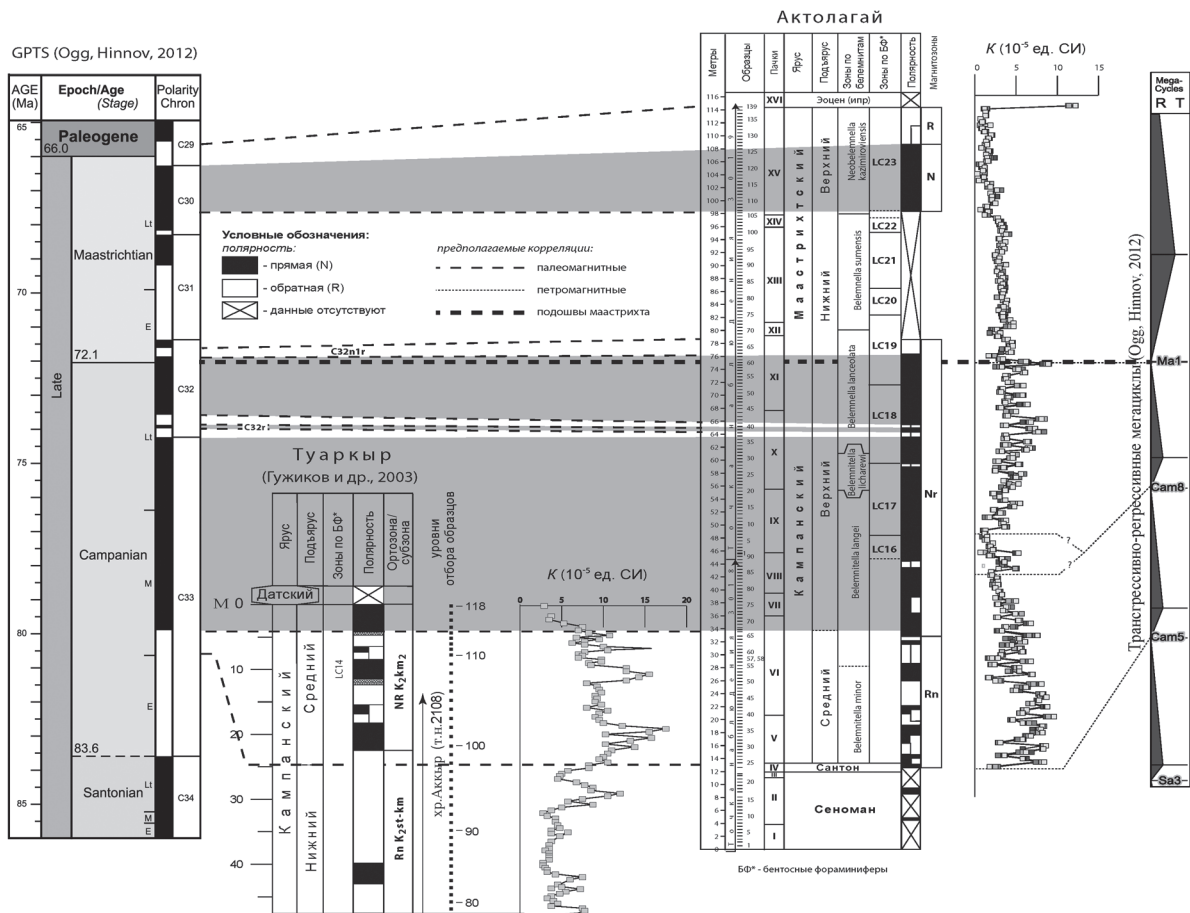


Рис. 1. Магнитостратиграфическое сопоставление разреза кампана-маастрихта плато Актолагай с магнитохронологической шкалой (GPTS) и с разрезом Туаркыр, Туркменистан (по геомагнитной полярности и петромагнитным данным). Справа – сопоставление вариаций магнитной восприимчивости по разрезу Актолагай с глобальными трансгрессивно-регрессивными циклами (секвенциями).

Примечательно, что уровень подошвы маастрихта, намеченный по магнитостратиграфическим материалам, практически совпал с нижней границей яруса, обоснованной в разрезе по данным бентосных фораминифер – по исчезновению *Pseudogavelinella clementiana laevigata* и появлению *Pileussella cayuxi*. Этот уровень (верхний предел биозоны *clementiana*) определяется однозначно и соответствует тому, что установлено в лимитотипе этой границы в карьере Терсис юго-запада Франции (Odin, Lamaurelle, 2001).

Мы глубоко признательны Т.Р. Акопову, К.Е. Книжнику (ТОО «Запрудгеология», г. Актобе, Казахстан) и водителям этой организации – Ю.А. Дергачу и В.А. Дмитриеву за помощь при проведении полевых работ. Авторы благодарят В.Э. Павлова за предоставленную возможность измерений образцов на СКВИД-магнитометре в ИФЗ РАН (Москва).

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проекты № 12-05-00196-а, 13-05-00745-а) и Минобрнауки России в рамках базовой части (№ государственной регистрации 1140304447, код проекта 1582).

Литература

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

Гужиков А.Ю., Молостовский Э.А., Назаров Х., Фомин В.А., Барабошкин Е.Ю., Копаевич Л.Ф. 2003. Магнитостратиграфические данные по верхнему мелу Туаркыра (Туркменистан) и их значение для общей палеомагнитной шкалы // Физика Земли. № 9. С. 31-44.

Колтыпин С.Н. 1957. Верхнемеловые отложения Урало-Эмбенской солянокупольной области, Юго-Западного Приуралья и Примугоджарья // Тр. ВНИГРИ. Вып. 109. 213 с.

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

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

Ekdale A.A., Bromley R.G. 1991 Analysis of composite ichnofabrics: an example in uppermost Cretaceous chalk of Denmark // Palaios. N 6. P. 232-249.

Odin G.S., Lamaurelle M.A. 2001. The global Campanian-Maastrichtian Stage boundary // Episodes. Vol. 24. N 4. P. 229–238.

Ogg J.G., Hinnov L.A. 2012. Cretaceous // Gradstein F., Ogg J.G., Schmitz M.D., Ogg G.M. The Geologic Time Scale 2012. Elsevier. P. 793-853.

**ПЕТРОМАГНИТНЫЕ ДАННЫЕ, КАК ВОЗМОЖНЫЙ ИНДИКАТОР
ПОВЫШЕННЫХ КОНЦЕНТРАЦИЙ КОСМОГЕННЫХ ЧАСТИЦ
В МААСТРИХТЕ КАРЬЕРА «БОЛЬШЕВИК»
(г. ВОЛЬСК, САРАТОВСКАЯ ОБЛ.)**

А.А. Гужикова¹, В.А. Цельмович², А.Ю. Гужиков¹, А.Ю. Казанский³, А.Ю. Куражковский³

¹*Саратовский государственный университет им. Н.Г. Чернышевского, Саратов,
blachole@ayndex.ru*

²*Геофизическая обсерватория «Борок» Института физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН,
Борок, ksasha@bokor.yar.ru*

³*Институт земного магнетизма, ионосферы и распространения радиоволн им. Н.В. Пушкова
РАН, Москва, kazansky_alex@mail.ru*

**THE PETROMAGNETIC DATA ON MAASTRICHTIAN OF «BOLSHEVIK» QUERRY
(VOLSK, SARATOV REGION): POSSIBLE INDICATORS OF HIGHT CONCENTRATIONS
OF COSMOGENIC PARTICLE**

A.A. Guzhikova¹, V.A. Tselmovich², A.Yu. Guzhikov¹, A.Yu. Kazansky³, A.Yu. Kurazhkovsky³

¹*Chernyshevsky Saratov State University, Saratov, blachole@ayndex.ru*

²*Geophysical Observatory «Borok», Schmidt Institute of Physics of the Earth RAS, Borok,
ksasha@bokor.yar.ru*

³*Pushkov Institute of Terrestrial Magnetism, Ionosphere and Radio Wave Propagation RAS, Moscow,
kazansky_alex@mail.ru*

Детально изучены магнитные свойства маастрихтских отложений в карьере по добыче цементного сырья «Большевик» на севере Саратовского Правобережья (г. Вольск). Маастрихт представлен мелоподобными мергелями карсунской и радищевской свит и расчленен на зоны по бентосными фораминиферам и наннопланктону (Олферьев и др., 2009). Измерения магнитной восприимчивости (K) проведены на каппабридже MFK1-FB, естественной остаточной намагниченности (J_n) на спин-магнитометре JR-6.

Маастрихтская часть разреза чрезвычайно слабомагнитна: K , за исключением низов карсунской свиты (зон LC17-LC19, относящихся к верхнему кампану), варьирует от -0.5 до $1 \cdot 10^{-5}$ ед. СИ, а J_n – от 0.01 до $0.06 \cdot 10^{-3}$ А/м (рис. 1). Тем не менее, карсунская и радищевская свиты заметно различаются по магнитной восприимчивости: диамагнитные породы (с отрицательной K) характерны, в основном для маастрихтской части карсунской свиты, а в радищевской свите, практически, не встречаются (рис. 1а). Это обстоятельство свидетельствует о чуть большей концентрации ферромагнитного материала в радищевской свите и является весьма полезным с точки зрения идентификации этих свит в других разрезах, так как литологические отличия между ними не выразительны.

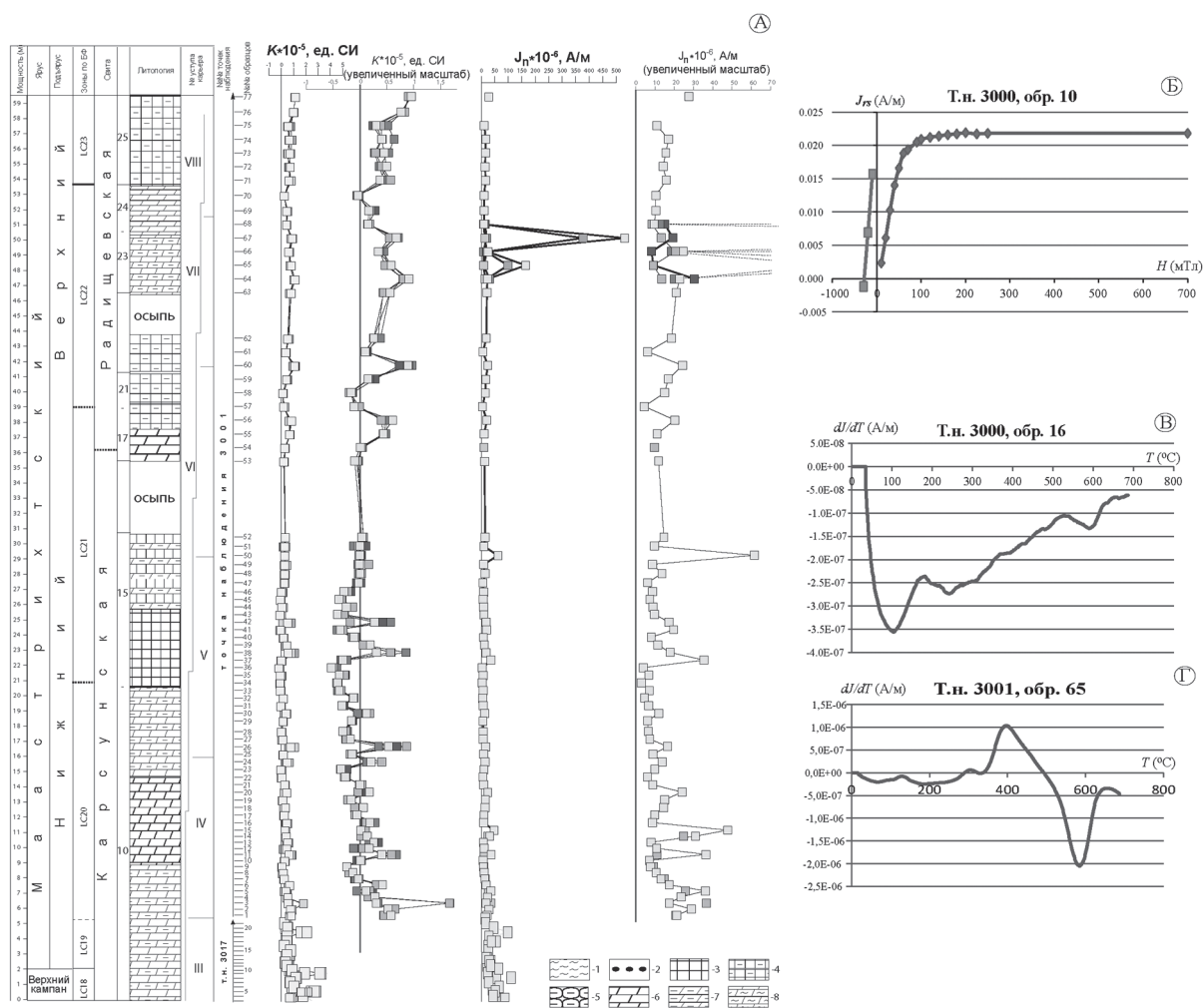


Рис. 1. А – петромагнитный разрез кампана-маастрихта карьера «Большевик» (г. Вольск); Б – кривая магнитного насыщения; В, Г – кривые дифференциального терромагнитного анализа.

Условные обозначения: 1 – алеврит; 2 – фосфорит; 3 – мел; 4 – мел глинистый; 5 – мел «узловатый» (флазерный известняк); 6 – мергель; 7 – мергель глинистый; 8 – мергель алевритистый.

Судя по данным дифференциального терромагнитного анализа (ДТМА) образцов и опытов магнитного насыщения, главным носителем намагниченности в изученных породах является магнетит. Магнитную фракцию не удалось выделить из проб, даже с помощью электромагнита, а результаты ДТМА по несепарированным пробам в большинстве случаев оказались неинформативными (вероятно, полезный сигнал сопоставим с предельной чувствительностью термо-

анализатора ТАФ-2). На нескольких графиках ДТМА, все же, зафиксировался пик в районе точки Кюри магнетита 578 °С (рис. 1в), что дает основания предполагать именно Fe_3O_4 или близкие к нему титаномагнетиты в роли главных носителей намагниченности. Результаты магнитного насыщения (рис. 1б) во всех образцах фиксируют типичную для магнетита фазу (насыщение происходит в полях до 100 мТл, остаточная коэрцитивная сила варьирует от 25 до 45 мТл), что согласуется с нашим предположением.

Единственная петромагнитная аномалия в маастрихтских отложениях, наблюдаемая на уровнях образцов 3001-65 и 3001-67, связана с величинами J_n , на два-три порядка превышающих фоновые значения (рис. 1а).

Результаты исследований образцов на коэрцитивном спектрометре J -meter показали чрезвычайную однородность магнитной фракции по коэрцитивным параметрам. Вариации намагниченности насыщения в поле 700 мТл (J_s), остаточной намагниченности насыщения (J_{rs}) и коэрцитивных сил (B_c и B_{cr}) не превышают 10-12% от средних значений по разрезу. Магнитные зерна, судя по диаграмме $B_{cr}/B_c - J_{rs}/J_s$, находятся в многодоменном состоянии. Присутствия суперпарамагнитных зерен не установлено. Таким образом, высокая однородность ансамбля магнитных частиц, как по концентрации, так и по размеру, не могут объяснить наличия петромагнитной аномалии в маастрихте.

Данные ДТМА по образцу 65 обнаруживают в нем наличие пирита (или близкого к нему минерала) по фазовому переходу в магнетит при температуре в районе 400 °С (рис. 1г) Пирит, впрочем, заметен и визуально в виде частиц размером в доли миллиметра, и фиксируются термокаппаметрией: у двух образцов после нагрева образцов до 500 °С в муфельной печи наблюдается не спад, а слабый прирост магнитной восприимчивости (до $0.8 \cdot 10^{-5}$ ед. СИ).

Однако, сведения о наличии FeS_2 не могут объяснить аномальные величины J_n , т.к. пирит немагнитен, а присутствие магнитных сульфидов, обязательно привело бы к увеличению K . Тем более, термокаппаметрия отмечает пирит только на уровнях образцов 3001-65 и 3001-70.

Результаты исследований образцов с пяти уровней (с каждого уровня было подготовлено несколько проб, объемом 1 см³) на микроанализаторе «ТЕСКАН-ВЕГА II» показали, что во всех пробах присутствуют частицы чистого железа, никеля и магнетитовые шарики, размерностью от 3 до 10 мкм (рис. 2). Но в пробах из горизонта, соответствующего образцу 3001-67, подобных частиц оказалось в 3-6 раз больше, чем в пробах с других уровней (30-50, против 8-12). В пользу космического генезиса железа, никеля и магнетитовых сферул свидетельствует их резкое преобладание над частицами титаномагнетитового и гемииоильменитового ряда (8-50, против 0-2 частиц в каждой пробе), что совершенно не характерно для терригенной фракции.

Совпадение петромагнитной аномалии с повышенной концентрацией «космогенного» вещества, вряд ли можно считать случайностью, и высокие значения J_n , скорее всего, объясняются способностью «космогенных» частиц наилучшим образом ориентироваться по магнитному полю из-за высокой остаточной намагниченности и малого размера частиц железа по сравнению с обычными детритными частицами магнетита. Концентрация «космогенного» вещества слишком мала, чтобы заметно сказаться на величине K , но достаточна для того, чтобы кардинально увеличить магнитный момент осадка.

Уровень с повышенной концентрацией вещества, предположительно космогенной природы, возможно, является латерально устойчивым, поскольку ранее, по данным ДТМА и микрозондовых исследований, аналогичные частицы были выявлены в кровле маастрихта в других разрезах Саратовского Правобережья: сел Ключи и Тепловка Новобурасского района (Molostovsky et. al., 2006).

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект № 12-05-00196-а) и Минобрнауки России в рамках базовой части (№ государственной регистрации 1140304447, код проекта 1582).

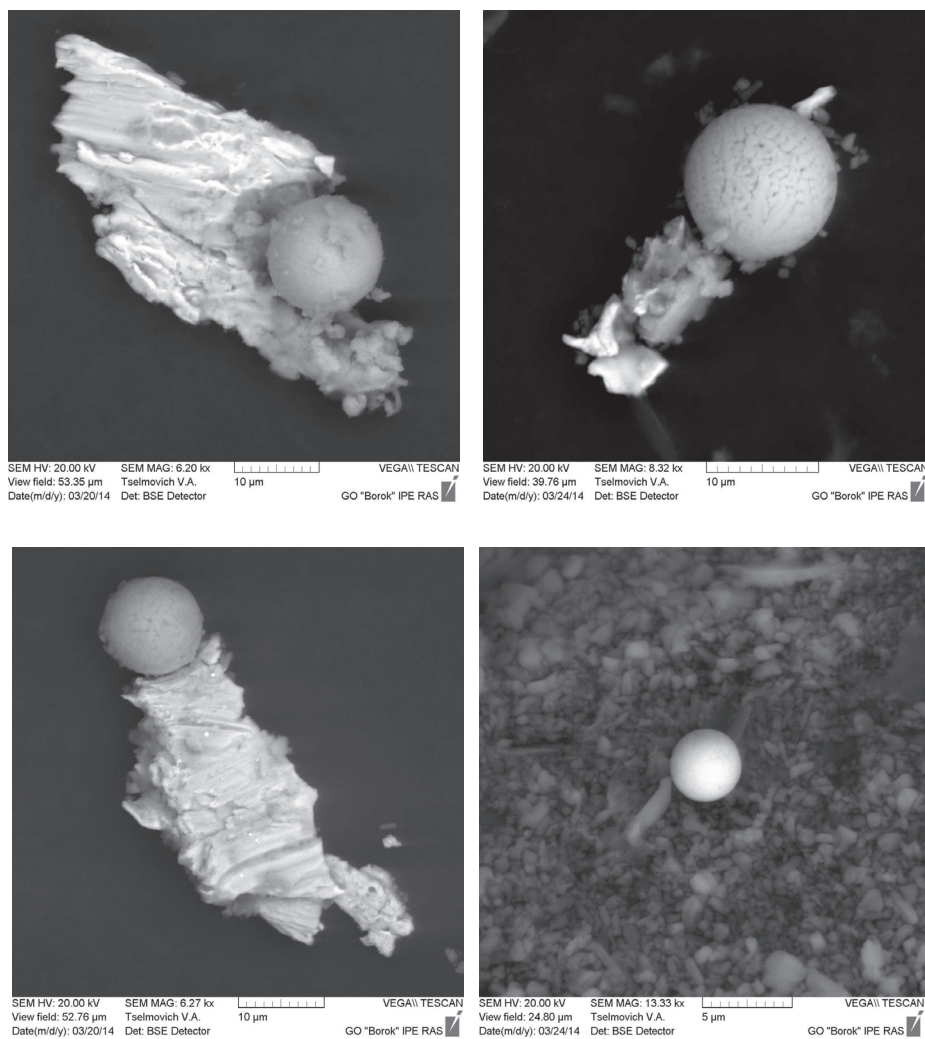


Рис. 2. Железные частицы и магнетитовые шарики в маастрихтских отложениях карьера «Большевик», г. Вольск.

Литература

Олферьев А.Г. Беньямовский В.Н., Иванов А.В., Овечкина М.И. Сельцер В.Б., Харитонов В.М. 2009. Верхнемеловые отложения севера Саратовской области. Статья 2. Биостратиграфическое расчленение разреза карьера «Большевик» // Бюлл. МОИП. Отд. геол. Т. 84. № 4. С. 29-46.

Molostovsky E.A., Fomin V.A., Pechersky D.M. 2006. Sedimentogenesis in Maastrichtian-Danian basins of the Russian plate and adjacent areas in the context of plume geodynamics // Russ. J. Earth Sci. Vol. 8. P. 1-13.

ПЕРСПЕКТИВЫ НЕФТЕГАЗОНОСНОСТИ ЮРСКИХ И МЕЛОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ САМАРСКОЙ ОБЛАСТИ

В.В. Гусев

Самарский государственный технический университет, Самара, vlgusev53@mail.ru

OIL AND GAS POTENTIAL JURASSIC AND CRETACEOUS SEDIMENTS OF SAMARA REGION

V.V. Gusev

Samara State Technical University, Samara, vlgusev53@mail.ru

До середины девона территория Самарской области находилась в континентальных условиях. Рельеф ее представлял собой полого-холмистую равнину с одинокими холмами – останцами бывших гор (Бортников, 2010). В среднем палеозое, на фоне медленного прогибания территории Русской плиты, начинают формироваться шельфовые моря Уральского океана.

В среднем и позднем девоне, а позже в раннем и среднем карбоне и перми формируются нефтегазопроизводящие мелководно-морские глинистые и кремнистоглинистые породы, обогащенные рассеянным органическим веществом.

В пермском периоде, с формированием суперконтинента Пангея, происходит закрытие Уральского океана и осушение территории Самарской области. Формируются отдельные полузамкнутые морские бассейны с повышенной соленостью вод, а местами мелководные лагуны. В них накапливались гипсы, ангидриты, доломиты и соли, являющиеся хорошими региональными флюидоупорами (гипсово-ангидритовая толща кунгура и соленосная толща казанского яруса).

В мезозое материк Пангея распадается на материки Лавразия и Гондвана. Между ними раскрывается океан Тетис. Территория Самарской области оказывается во внутренней части материка Лавразия и, в общем, находится в континентальных условиях. Однако периодические трансгрессии с юго-запада окраинных морей океана Тетис формируют юрские, меловые и палеоценовые морские отложения.

На границе мела и палеогена территория, на которой расположен Самарский край, вовлекается в эпоху значительных поднятий, связанных с началом надвигания Африканского кратона на Европейский и закрытием океана Тетис.

В палеоцене на Приволжской возвышенности еще сохраняются морские условия, однако к началу эоцена море полностью покидает эту территорию. И на протяжении всего эоцена, олигоцена и миоцена вся территория Самарской области представляла собой обширную слабопересеченную денудационную равнину. На рубеже миоцена и плиоцена (5,3 млн лет назад) произошел следующий крупный этап в перестройке тектонического и орографического плана региона. Глобальные тектонические реконструкции альпийской складчатости, породившие Кавказ, повлияли на формирование современного облика рельефа Поволжья. Именно в это время образовались Общий Сырт, Бугульминско-Белебеевская и Приволжская возвышенности, Волга и её притоки глубоко врезались в палеозойские породы. Глубина некоторых долин достигала глубины 400 м. Активизировался Жигулёвский разлом, приподняв своё южное крыло. Таким образом, появились Жигулёвские горы. Поднятие было настолько стремительное (по геологическим меркам), что Волга, не успев отойти, разрежала растущий горный массив на две неравные части – Жигулёвские и Сокольи горы. Сравнить тот рельеф молодой Самарской Луки можно, разве что, с настоящим Крымом. Скалистые горные цепи с высотами более 500 м, стометровые ущелья с ревущими на дне реками.

Дальнейшая история нашего края связана с трансгрессиями Каспийского моря. В начале акчагыльского века (2,5 млн лет назад) уровень Каспия стал быстро подниматься, и его площадь увеличилась, по сравнению с современной акваторией, во много раз. Воды акчагыльского моря далеко разлились по древним долинам: по палео-Уралу до Оренбурга, по палео-Амударье и палео-Сырдарье до Аральского моря, Ташкента и северного Афганистана, по палео-Волге до Нижнего Новгорода, а по палео-Каме до Уфы и Стерлитамака. В Самарской области море затопило всю долину Волги и почти все её притоки, образовав много заливов и островов, среди которых нам известны архипелаги островов Жигулёвских и Соколых гор. Климат был близок к современному. Морские отложения, большей частью, выровняли миоценовый рельеф. Глубокие долины заполнились мощной толщей тёмноокрашенных глин с прослоями песков и ракушечников.

Когда море регрессировало, на месте его осталась слабовсхолмленная низменность, так как морские отложения не до конца выровняли огромный миоценовый врез. Господствующими высотами на ней были останцы былых островов Жигулей и Общего Сырта. Волга проследовала за отступающим морем, обогнув по прибойной зоне Жигулёвские горы, и образовало Самарскую Луку. Море на эту территорию, уже больше не вернётся, хотя эоплейстоценовая (апшеронская), бакинская, хазарская и хвалынская трансгрессии оказывали значительное влияние, на волжский бассейн, доходя почти до границ Самарской области.

Начало эоплейстоцена характеризуется унаследованным от плиоцена низким положением суши по отношению к бассейну Каспия. Сыртовая равнина и Мелекесское Заволжье представляли низменности с пресноводными озерами. Приволжская, Бугульминско-Белебеевская и возвышенность Общий Сырт представляли череду плоских водоразделов и не менее плоских долин. Во второй половине эоплейстоцена Каспий отступает далеко на юг перед воздымающейся на всем пространстве сушей. Климат становится сухим и тёплым. На Волге, и других реках сток локализуется в руслах, близких к современным. В конце эоплейстоцена продолжается общий подъём территории, климат становится холодным и сухим.

В неоплейстоценовое время формирование природы нашего края контролируют глобальные оледенения Европейского континента: окского (500 тыс. лет назад), днепровского (300 тыс. лет назад), московского (120 тыс. лет назад) и валдайского (80 тыс. лет назад). Территория Самарской области никогда не была покрыта ледяным панцирем, но всегда входила в приледниковые зоны вечной мерзлоты. Чем южнее продвигались оледенения, тем меньше у Волги оставалось притоков, и тем мелководнее становилась она. Во время окского оледенения Волга впервые потеряла активный поверхностный сток. Но максимальное влияние оказало днепровское оледенение, которое распространилось по правобережью Волги, а «язык» его опустился от Пензы до Саратова и Волгограда. Льды сковали весь огромный бассейн верховьев Волги и течение реки практически прекратилось. Оставшиеся левобережные притоки, не захваченные оледенением, не смогли поддержать поверхностный сток и воды ушли на подземное питание. Суровый, почти арктический климат, вечная мерзлота, растительность и животный мир тундры – вот краткая характеристика той поры. Последствия московского оледенения были гораздо меньшими, но похолодание было настолько сильным, что Волга в третий раз потеряла поверхностный сток. Межледниковые периоды характеризуются потеплением климата и усилением экзогенных процессов. Полноводная Волга откладывала толщи песков, формируя надпойменные террасы, развивались карстовые и эрозионные процессы. Происходило преимущественное захоронение высокого рельефа, сформировавшегося в эоплейстоцене.

В начале голоцена (10 тыс. лет назад), после окончания ледниковых эпох, наблюдалось значительное потепление климата. Частые суховеи переметали пески крупных речных террас, создавая дюны и барханы. И если бы потепление климата продолжалось, то в наших краях, образовались бы песчаные пустыни. Но этого не произошло, а на золотых песках выросли замечательные сосновые боры в районе Тольятти, Бузулука, Муранки, Малой Малышевки и других местах.

Итак, в разрезе осадочного чехла можно выделить ряд потенциально нефтепроизводящих толщ: в силуре это граптолитовые сланцы и глинистые известняки, в девоне это глины и сланцы доманиковой фации, в нижнем карбоне это черные глины угленосного и тульского горизонтов, в верхней перми это пачка нижеказанских лингуловых глин, артинские и нижеказанские битуминозные сланцы, и, наконец, в нижневолжском ярусе верхней юры распространены самые молодые горючие сланцы Русской платформы.

Разведанные промышленные запасы нефти распределены по восьми литолого-стратиграфическим комплексам (Хасаев и др., 2006). Девонский – I (эйфельско-нижекамский терригенный); верхнедевонско-нижекаменноугольный – II (вехнефранско-турнейский карбонатный); нижекаменноугольный – III (ниже-средневизейский терригенный); ниже-среднекаменноугольный – IV (окско – башкирский карбонатный); среднекаменноугольный – V (верейский терригенно-карбонатный); средне-верхнекаменноугольный – VI (каширско-гжельский карбонатный); нижнепермский – VII (ассельско-кунгурский сульфатно-карбонатный); верхнепермский – VIII (уфимско-казанский терригено-карбонатный).

В мезозойских отложениях на территории Самарской области промышленных запасов нефти и газа не обнаружено. По-видимому, это связано в первую очередь с отсутствием надежных флюидопоров в этих отложениях, способных препятствовать вертикальной миграции углеводородов из нижележащих пород, а также отсутствием подходящих для нефтегазообразования физико-химических условий. В мезозойско-кайнозойское время породы неоднократно подвергались разрушению в континентальных условиях, происходило глубокое карстообразование, глубокое рассечение разреза речными долинами, что препятствовало формированию залежей нефти и газа. Рассеянное органическое вещество, присутствующее в этих отложениях не генерировало нефть, а в стадию раннего диагенеза формировались фосфоритовые слои (Гусев, 1996).

Поэтому ожидать значительных запасов углеводородов в мезозойских отложениях Самарской области вероятно не следует.

Литература

- Бортников М.П. 2010. Геология Самарской области. Самара: Изд-во СамГТУ. 112 с.
- Хасаев Г.Р., Емельянов В.К., Карев А.Л. и др. 2006. Минерально-сырьевая база Самарской области: состояние и перспективы развития. Самара: Издательский дом «Агни». 216 с.
- Гусев В.В. 1996. Взаимосвязь фосфора и углерода при образовании углеводородов // Тез. докл. XIV Губкинские чтения. М.: ГАНГ. С. 146.

ИЗУЧЕНИЕ ОПОРНЫХ РАЗРЕЗОВ САМАРСКОЙ ОБЛАСТИ В РАМКАХ ПОЛЕВЫХ ПРАКТИК

В.В. Гусев, М.П. Бортников, А.А. Коновалова

Самарский государственный технический университет, Самара, vlgusev53@mail.ru

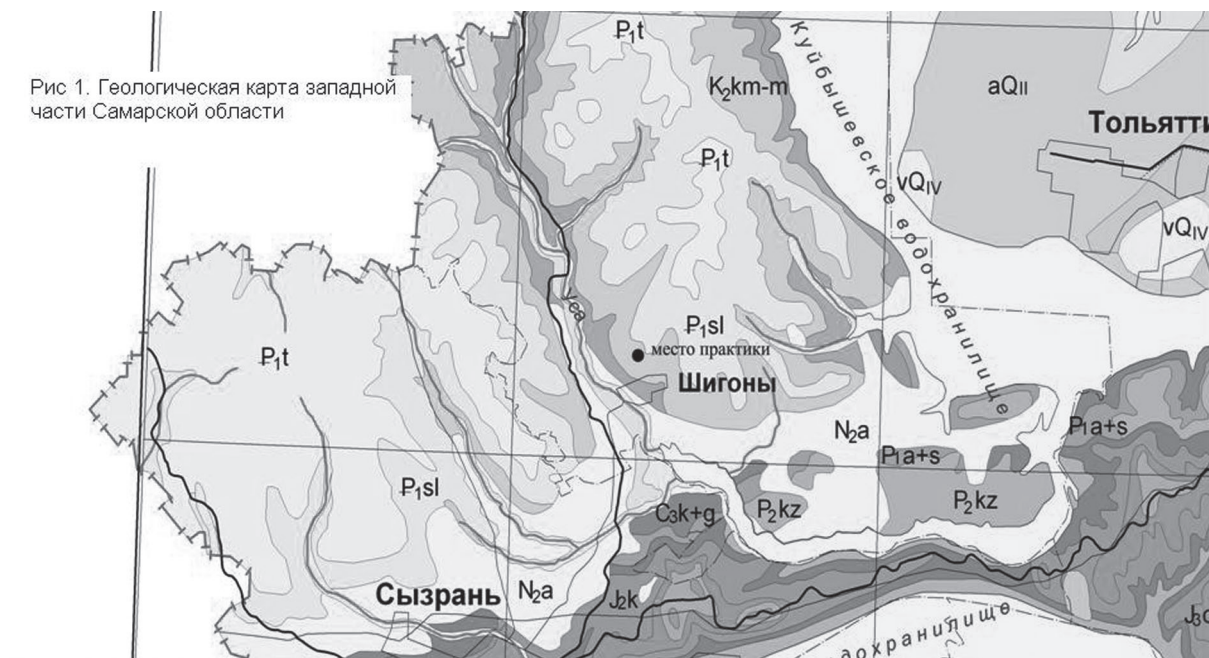
LEARNING SAMARA REGION GEOLOGICAL CROSS-SECTIONS IN THE FRAMEWORK OF FIELD PRACTICES

V.V. Gusev, M.P. Bortnikov, A.A. Konovalova

Samara State Technical University, Samara, vlgusev53@mail.ru

Самарская область расположена в среднем течении реки Волга в юго-восточной части Восточно-Европейской равнины.

Для полевых геологических экскурсий на территории Самарской области можно предложить несколько интересных маршрутов, охватывающих широкий интервал геологического времени (рис. 1). Наиболее представительными являются разрезы каменноугольных и пермских отложений (действующий карьер у пос. Яблоневый овраг, карьеры у села Губино), выходы верхнеюрских – нижнемеловых отложений (село Кашпир, рудник), верхнемеловые отложения (село Климовка, села Новодевичье и Усолье). Имеются выходы на поверхность континентальных верхнепермских отложений у села Новый Кувак в заброшенном карьере, отложения триасовой системы выходят на поверхность на юге Самарской области. В соседней Ульяновской области в селе Ундоры имеются прекрасные разрезы богатые фауной юрского и мелового периодов. На территории Жигулевских гор находятся два стратотипа, используемые в качестве объектов изучения при проведении первой полевой практики студентов-геологов Самарского государственного технического университета (Иванова и др., 2009).



Жигулевские горы, находящиеся на территории Самарской Луки, представляют собой северный склон круто обрывающегося к Волге полого наклоненного на юг плато. Сложенные верхнепалеозойскими карбонатными породами, горы тянутся вдоль Волги в полосе 3-4 км на

расстояние более 70 км. Северный, круто обрывающийся к Волге склон Жигулевских гор сильно расчленен овражно-долинной сетью. Среди этих эрозионных форм рельефа выделяются широкие, хорошо разработанные долины, такие, как Яблонево-овраг, Жигулевская, Морквашинская и Бахилова поляны, Ширяевская и др. Названные долины заполнены частично неогеновыми и четвертичными отложениями. Древние долины разделяют Жигулевские горы на отдельные обособленные массивы: Усольско-Березовский, Яблонево-овражный, Бахилковский и Зольненский. Названные массивы соответствуют в основных чертах брахиантиклинальным и куполовидным поднятиям. Самарская Лука представлена приподнятым массивом каменноугольных и пермских пород, сформировавшихся около 240-300 млн лет назад. На поверхность земной коры в районе Самарской Луки выходят породы различного возраста: от каменноугольного до четвертичного. Многочисленными скважинами достигнуты слои девонской системы, верхнепротерозойской бавлинской серии, вскрыт кристаллический фундамент архейского возраста, залегающий примерно на глубине 1400-1600 м. Относящиеся к верхнему карбону и нижней перми карбонатные породы Самарской Луки впервые были описаны в 18 веке П.С. Палласом и И. Лепехиным. В дальнейшем изучением стратиграфии этих отложений занимались Широкий и Гурьев, Р. Мурчисон, Р. Пахт, С.Н. Никитин, А.П. Павлов, А. Штукенберг, М.Э. Ноинский, Д.М. Раузер-Черноусова, Т.И. Шлыкова, С.Е. Розовская, И.С. Муравьев, Н.В. Ермошкин и другие исследователи. На территории национального парка «Самарская Лука», в карьере промкомбината в пос. Яблонево-овраг Жигулевского района, вскрыт разрез, предлагаемый в качестве гипостратотипа гжелского яруса, стратотипа границы каменноугольной и пермской систем и стратотипа фузулиновых зон гжелского яруса. Этот объект достоин стать стратиграфическим геологическим памятником природы мирового ранга с заказным режимом охраны. Именно на этом разрезе разрабатывалась детальная схема стратиграфии, изучались особенности строения разреза, петрографические типы пород и послойно были собраны богатые комплексы органических остатков. обнажения расположены по обоим бортам приустьевой части Яблонево-оврага и по берегу р. Волга ниже устья оврага. В карьере (от наиболее высокой здесь точки Жигулей до уреза воды Жигулевского водохранилища) вскрыт разрез отложений касимовского и гжелского ярусов верхнего отдела каменноугольной системы и ассельского яруса пермской системы общей мощностью 213 м. Разрез «Яблонево-овраг» характеризуется практически 100%-ной обнаженностью вскрытых здесь карьером отложений верхнего карбона и нижней перми от зоны *Triticites acutus* до зоны *Schwagerina sphaerica*. Он сложен карбонатными породами без резких фациальных переходов, что позволяет проследить эволюцию фауны.

Разрез «Яблонево-овраг» охарактеризован фузулинидами и «мелкими» фораминиферами, другие группы фауны – брахиоподы, кораллы, мшанки, пелециподы и пр. – хорошо представлены на нескольких уровнях и вполне могут быть использованы для дополнительной характеристики разреза и его корреляций. В некоторых пробах отмечены конодонты; не исключено, что при массовом опробовании они могут быть обнаружены по всему разрезу.

В результате многолетних исследований Д.М. Раузер-Черноусовой, С.Е. Розовской, С. Муравьева и др. (Муравьев, Ермошкин, 1976) проведено детальное био- и литостратиграфическое расчленение рассматриваемого разреза. Все выделенные подразделения прослеживаются по всей территории Самарской Луки. Исследования свидетельствуют об отсутствии в разрезе «Яблонево-овраг» существенных перерывов. Разрез «Яблонево-овраг» по полноте характеристики, степени обнаженности и доступности удовлетворяет требованиям, предъявляемым к эталонным разрезам.

Еще одним стратотипом является разрез верхней части жигулевского яруса в карьере «Богатырь» на Липовой поляне в Жигулевских горах на расстоянии 40 км от Яблонево-оврага. По данным изучения фузулинид в карьере Богатырь выделяется касимовский, гжелский и ассельский ярусы. Выше последнего развиты сакмарские отложения, перекрытые в наиболее высоких местах казанскими образованиями. Жигулевский известковый завод (ЖИЗ) до сих пор отрабатывает месторождение Липовая Поляна (карьер «Богатырь»).

Во время дискуссий по вопросам ярусного деления верхнего карбона и положения границы с пермской системой, исследователи не раз обращались к самаралукским разрезам. Богатый фактический материал по стратиграфии пограничных слоев карбона и перми помогает в решении некоторых дискуссионных вопросов. В то же время этот материал используется здесь для решения сугубо практических задач, связанных с эксплуатацией месторождений карбонатного сырья.

В 1960 г. на разрезе Самарской Луки по инициативе каменноугольной комиссии МСК СССР был проведен симпозиум на тему «Разрез Самарской Луки как возможный стратотип границы карбона и перми».

Стратиграфия верхнекаменноугольных и ассельских отложений Самарской Луки достаточно хорошо разработана. Дробная схема основана на большом палеонтологическом материале, основу которого составляют монографически изученные фузулины. Степень детальности схемы позволяет в платформенных условиях проводить геолого-съёмочные работы масштаба 1:50000. Палеонтологическая основа зональной схемы дает возможность сопоставлять удаленные разрезы верхнего карбона и ассельского яруса с целью выявления общих закономерностей осадконакопления, распределения и концентрации полезных ископаемых (Муравьев и др., 1983).

На территории Среднего Поволжья широко распространены отложения юрской и меловой систем (Кашпир, Городищи), расположены ключевые разрезы пограничного интервала юры-мела (рис. 2).

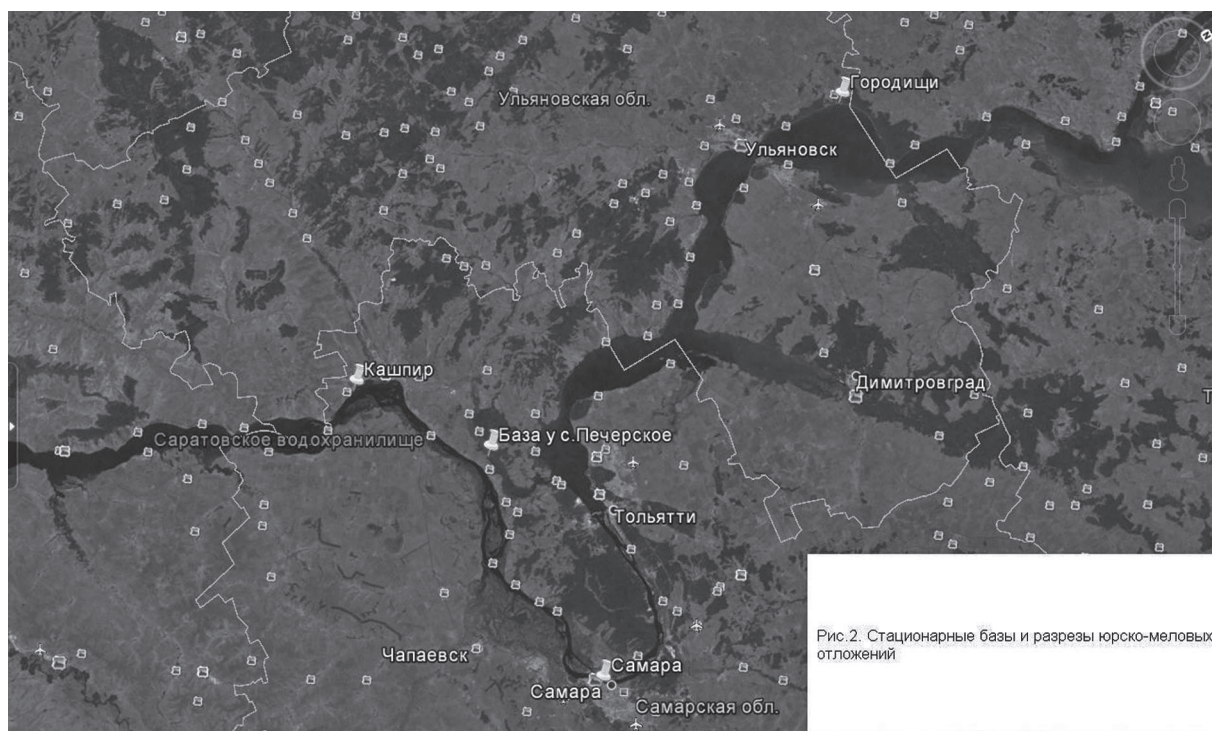


Рис. 2. Стационарные базы и разрезы юрско-меловых отложений

Накоплен большой объем материала по изучению данных стратотипов. Полигоны характеризует хорошая обнаженность и изученность. Здесь возможно проведение разнопрофильных работ во время геологических экскурсий и полевых студенческих практик: составление и корреляция разрезов, стратиграфическое расчленение толщ, изучение ярусного деления верхнего карбона и положения границы с пермской системой, палеонтологические исследования, прослеживание фациальных изменений, геолого-съёмочные работы. Необходимо отметить также доступность объектов исследования. Все это позволяет рекомендовать разрезы Самарской области в качестве мест проведения полевых геологических экскурсий и учебных геологических практик для специалистов и студентов высших учебных заведений.

Литература

Иванова Н.М., Коновалова А.А., Гусев В.В. 2009. Актуальность изучения стратотипов Самарской области в рамках полевой практики // Полевые практики в системе высшего профессионального образования. Материалы III Международной конференции. Новосибирск: Изд-во НГУ. С. 153-155

Муравьев И.С., Ермошкин Н.В. 1976. Учебная геологическая практика в Жигулях. Методическое руководство для студентов 2 курса геологического факультета. Казань: Изд-во КГУ. 91 с.

Муравьев И.С., Ермошкин Н.В., Шуликов Е.С. 1983. Верхнекаменноугольные и нижнепермские отложения Самарской Луки. Казань: Изд-во КГУ. 120 с.

РОЛЬ ВУЛКАНОГЕННОЙ СОСТАВЛЯЮЩЕЙ ПРИ КОРРЕЛЯЦИИ РАЗРЕЗОВ НИЖНЕГО МЕЛА БУРЕЯ-ЦЗЯМУСИНСКОГО СУПЕРТЕРРЕЙНА

И.М. Дербeko

Институт геологии и природопользования ДВО РАН, Благовещенск, derbeko@mail.ru

SIGNIFICANCE OF THE VOLCANOGENIC COMPONENT AT CORRELATION OF THE ROKCS SEQUENCE LOWER CRETACEOUS BUREJA-JIAMUSI SUPERTERRANE

I.M. Derbeko

Institute of Geology and Nature Management FEB RAS, Blagoveschensk, derbeko@mail.ru

Меловые стратифицированные континентальные образования Бурей-Цзямусинского супертеррейна представлены вулканогенно-осадочными образованиями, которые традиционно относили к трем различным вулканогенным поясам или ареалам: Нижнезейскому – центральная и западная части рассматриваемой территории; Хингано-Охотскому (Хингано-Олонойская зона) – на востоке – юго-востоке, Умлекано-Огоджинскому (Огоджинская зона) на севере. Согласно (Региональная схема..., 1993) в разрезе Нижнезейского ареала выделялись свиты итикутская (поздняя юра-готерив), поярковская (готерив-альб). В строении Хингано-Олонойской зоны выделены свиты: терригенная каменушинская (готерив-баррем), баррем-аптская станолирская, апт-сеноманская солонечная, толщи кислого состава (альб-турон), сеноманская иркунская, сеноман-туронская яуринская, турон-коньякская листовничная, коньякская обманьская; Огоджинской зоны – валанжин-готеривская огоджинская и баррем-аптская бурундинская. Возрастное положение этих образований определялось по находкам флористических остатков, которые часто в изобилии присутствуют среди туфоогенно-осадочных и терригенных отложений. В последнее десятилетие изучена вулканическая составляющая разрезов вышеперечисленных свит: прецизионными методами получены их геохронологические и вещественные характеристики. Эти данные позволили не только скоррелировать разрезы между собой, но сделать предположение о геодинамических условиях, в которых происходило формирование пород.

Наиболее ранние (около 135 млн лет назад) континентальные образования на территории Бурей-Цзямусинского супертеррейна приурочены к контурам Амуро-Зейской впадины, которая продолжается в юго-западном направлении впадиной Сунляо (Китай). Для этого этапа разработана схема тектонического развития (Liu Zhaojun et al., 1994), где показано, что в интервале поздняя юра – ранний мел в бассейне Сунляо доминировало растяжение, спровоцированное движением плиты Изанаги. В результате чего были сформированы рифтообразные структуры,

заполнившиеся угленосными осадками и вулканитами кислого состава. В этот период в пределах рассматриваемой территории шло становление *итикутского комплекса* кислых вулканитов с возрастом 136-135 млн лет (Сорокин и др., 2005). Геохимические характеристики риолитов – трахириолитов комплекса указывают на их внутриплитное происхождение (Дербекко, 2012).

135–120 млн лет назад территория представляла пассивную континентальную окраину. А около 120 млн лет назад, с накопления туфогенно-осадочной составляющей, начинает формироваться андезитовый *поярковский вулканический комплекс* (Решения IV..., 1993). Излияние лав покровных андезитов происходило в интервале 117–107 млн лет (сводка по Дербекко, 2012). Судя по наличию шаровой отдельности лав и по разрезу толщи: углесодержащие слои присутствуют в нижней и верхней частях разреза поярковской свиты, излияние лав происходило в условиях мелководного прибрежно-континентального бассейна. Геохимические характеристики андезитов сопоставимы продуктам надсубдукционного вулканизма (Дербекко, 2012).

Породы *бурундинского комплекса* с возрастом вулканитов 111-105 млн лет (сводка по Дербекко, 2012), расположены вдоль южной границы Монголо-Охотского пояса. Они залегают на угленосных осадках огоджинской свиты валанжин-готеривского времени накопления (Решения IV..., 1993). По своим геохимическим характеристикам эти вулканиты близки продуктам островодужного вулканизма, а именно: образования бурундинского комплекса представляют фрагмент островной дуги, которая формировалась на окраине Бурья-Цзямусинского супертеррейна (Дербекко, 2010).

В интервале 108-105 млн лет (Сорокин и др., 2005) вдоль восточной границы супертеррейна (современные координаты) формируются андезиты *станолирского комплекса*, которые относительно первых двух, характеризуются более высокими содержаниями Nb, Ta, Zr и более низким – Sr, но эти содержания не выходят за пределы таковых в породах, сформированных в надсубдукционных обстановках.

Геохронологические данные для лав и субвулканических тел определяют время формирования магматической составляющей. Но начало образования покровных фаций фиксируется с накопления туфогенно-осадочной части. Мощность этой составляющей для всех комплексов почти одинакова: от 200 до 450 м. Туфогенно-осадочные породы итикутского комплекса начинают накапливаться на границе поздней юры – раннего мела, поярковского – в готерив-барремское время, а бурундинского и станолирского – в баррем-аптское время (Решения IV..., 1993).

По геохимическим характеристикам все вулканиты, сформированные в интервале 120-105 млн лет относятся к известково-щелочной низко- и высококалиевой сериям. Они характеризуются надсубдукционным типом распределения микроэлементов (Nb и Ta минимумы, повышенные содержания Ba, Rb, K, Ti, Sr) и являются продуктом единого магматического источника: принадлежат единому магматическому этапу, производные которого претерпевали эволюцию в связи с затуханием субдукционных процессов. Многие авторы связывают с затуханием субдукции понижение концентраций Sr и повышение Ce и Th, что видно по геохимическим характеристикам пород (от вулканитов поярковского к вулканитам станолирского комплекса в г/т): Sr – от 1029 до 153, Ce – от 28.52 до 75.07, Th – от 1.7 до 15.89 (Дербекко, 2012).

В региональном плане временной этап формирования пород поярковского, бурундинского и станолирского комплексов соответствует моменту, когда плита Изнаги меняла направление движения с северного на северо-западное. При этом угол поворота плиты составлял почти 30° (Miyamoto, Seno, 1986). В этот период происходила пологая субдукция океанической плиты под континент со скоростью >20 см/год. Поэтому становление пород на континентальной коре в условиях субдукции андийского типа представляется вполне допустимым сценарием. Образования изученных комплексов имеют близкие геохронологические и геохимические характеристики и родственны надсубдукционным вулканитам известково-щелочных серий, а это значит, что в интервале 120-105 млн лет назад территория Бурья-Цзямусинского супертеррейна представляла активную континентальную окраину. В течение этого времени вулкани-

ческие образования теряли типично субдукционные признаки, что связано с затуханием активных субдукционных процессов.

В интервале 105–101 млн лет на территории Буря-Цзямусинского супертеррейна полностью затухают магматические процессы. Завершается раннемеловая вулканическая активность в пределах рассматриваемой территории 101-99 млн лет назад формированием внутриплитного вулкано-плутонического комплекса субщелочных трахидацитов – риолитов (Дербеко, 2012). Как было сказано выше, эти образования включались в состав различных комплексов. По петрохимическим и геохимическим данным, по результатам $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ изотопно-геохронологического датирования (Сорокин и др., 2005; Дербеко, Сорокин, 2012) вулканические и плутонические образования кислого-щелочного составов были объединены в один комплекс: солонечный вулкано-плутонический. По своим вещественным характеристикам породы образуют непрерывный антидромный ряд, который начинается с формирования высококремнеземистых и ультракислых риолитов, а заканчивается трахидацитами – щелочными трахидацитами. Показано (Сорокин и др., 2005), время формирования комплекса 101-99 млн лет, это говорит о том, что в конце альба в зоне сочленения Буря-Цзямусинского и Баджалского террейнов произошло кратковременное, менее двух млн лет, катастрофическое извержение.

Вывод. Результатом исследования вулканической составляющей стратифицированных образований Буря-Цзямусинского супертеррейна прецизионными методами были уточнены их временные интервалы накопления. Сопоставление вещественных характеристик вулканитов показало, что они формировались в определенных геодинамических обстановках (рис. 1).

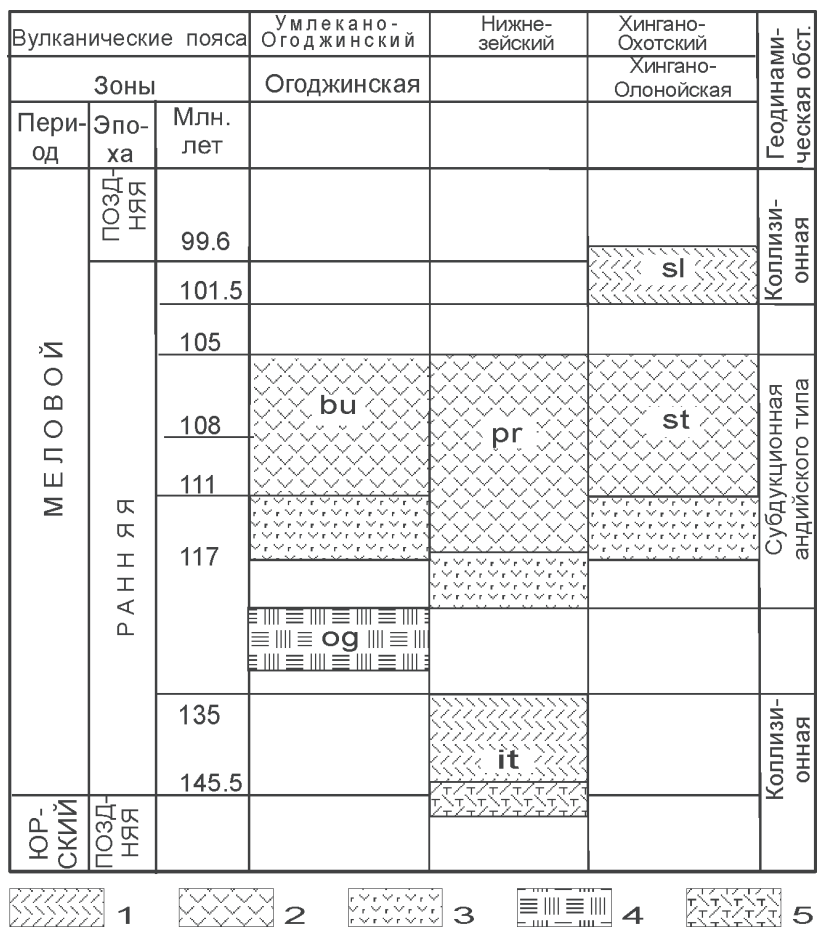


Рис. 1. Схема корреляции поздне меловых комплексов Буря-Цзямусинского супертеррейна. Породы преобладающие: 1 – риолиты; 2 – андезиты; 3 – туфогенно-осадочные андезитовые; 4 – осадочные; 5 – туфогенно-осадочные риолитовые.

Надсубдукционные образования: поярковский, бурундинский и станолірский комплексы являются продуктом единого геодинамического этапа. Становление антидромного внутриплитного солонечного комплекса, который объединил целый ряд выделяемых ранее комплексов, шло в условиях рифтогенеза, как и внутриплитного итикутского комплекса.

Литература

Дербеко И.М. 2012. Позднемезозойский вулканизм Монголо-Охотского пояса (восточное окончание и южное обрамление восточного звена пояса) // Германия, Саарбрюккен: LAMBERT Academic Publishing GmbH&Co.KG. 97 с.

Дербеко И.М., Агафоненко С.Г., Козырев С.К., Вьюнов. Д.Л. 2010. Умлекано-Огоджинский вулканогенный пояс (проблемы выделения) // Литосфера. № 3. С. 70-77.

Дербеко И.М., Сорокин А.А. 2012. Геохимические особенности кислого вулканизма нижнего течения р. Буреи (Дальний Восток, Россия) // Актуальные проблемы гуманитарных и естественных наук. №7 (42). М.: Журнал научных публикаций. С. 36-39.

Решения IV межведомственного регионального стратиграфического совещания по докембрию и фанерозою юга Дальнего Востока и восточного Забайкалья. Схема 35. 1994 // Хабаровск: ХГГГП. 22 с.

Сорокин А.А., Пономарчук В.А., Дербеко И.М., Сорокин А.П. 2005. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ Геохронология и геохимические особенности мезозойских магматических ассоциаций Хингано-Олонойской вулканической зоны (Дальний Восток) // Стратиграфия. Геол. корреляция. Т. 13. № 3. С. 63-78.

Liu Zhaojun, Wang Xiaolin, Liu Wanghu, Xue Fang, Zhao Manping. 1994. Formational mechanism of the Songliao and Hailaer Mesozoic basins of Mongholui – Suifenhe geoscience transekt region // M-SGT geological research group. Geological Research on Litosphere Structure and its Evolution of Mongholui – Suifenhe Geoscience Transekt Region of China. Beijing: Seismic Publishing House. P. 14-25.

Maruyama S., Seno T. 1986. Orogeny and relative plate motions: Example of the Japanese Islands // Tectonophysics. Vol. 127. N 3-4. P. 305-329.

**К ПРОБЛЕМЕ ТРЕХЧЛЕННОГО ДЕЛЕНИЯ МЕЛОВОЙ СИСТЕМЫ: НОВЫЕ
ГЕОХРОНОМЕТРИЧЕСКИЕ И ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ
О ФЛОРОНОСНОЙ ТЫЛЬПЭГЫРГЫНАЙСКОЙ СВИТЕ
(ХРЕБЕТ ПЕКУЛЬНЕЙ, ЧУКОТКА)**

И.Л. Жуланова¹, И.В. Гульпа², И.Н. Котляр¹

¹*Северо-Восточный комплексный научно-исследовательский институт им. Н.А. Шило ДВО
РАН, Магадан, metamor@neisri.ru, igor-kotlyar@yandex.ru*

²*ФГУП «Георегион», Анадырь, igor_g2002@inbox.ru*

**ON THE PROBLEM OF THE THREE EPOCH DIVISION OF THE CRETACEOUS:
NEW GEOCHRONOMETRICAL AND GEOCHEMICAL DATA ON FLORA-BEARING
TYLPEGYRGYNAYSKAIA SUITE (PEKULNEY RIDGE, CHUKOTKA)**

I.L. Zhulanova¹, I.V. Gulpa², I.N. Kotlyar¹

¹*Shilo North-East Interdisciplinary Scientific Research Institute FEB RAS,
Magadan, metamor@neisri.ru, igor-kotlyar@yandex.ru*

²*FSUE «Georegion», Anadyr, igor_g2002@inbox.ru*

1. Меловой период отличается многими яркими особенностями. Здесь напомним три: 1) это самый продолжительный период фанерозоя (около 80 млн лет); 2) рубеж мела и палеогена (66 млн лет назад) ознаменован «великим вымиранием», в т.ч. гибелью динозавров – темой, ставшей расхожим достоянием массовой культуры; 3) отложения конца мела характеризуются глобальной иридиевой аномалией, что дало повод объяснить исчезновение огромной популяции столкновением Земли с астероидом. Объяснение тем более впечатляющее, что не усматривает связи с предшествующей геологической историей, лишая человечество надежды на прогноз своего будущего. Между тем весь опыт науки заставляет очень осторожно относиться к простым решениям сложных проблем.

2. На Северо-Востоке Азии (СВА) меловые отложения ярче прочих иллюстрируют циркум-тихоокеанскую тектоническую зональность: морские фации структур, прилежащих к океану, вглубь материка сменяются сначала полосой наземных вулканитов Охотско-Чукотского пояса (ОЧВП), а затем быстро сходят почти на нет, сохраняясь лишь в локальных эпиконтинентальных впадинах (Похиалайнен, 1994). Расчленение неморского мела и привязка к Общей стратиграфической шкале (ОСШ) относятся к числу наиболее сложных задач региональной геологии. В процессе ее решения применительно к тыльпэгыргынайской свите (западный склон хр. Пекульней, левобережье р. Анадырь) получены данные, заслуживающие обсуждения в широком историко-геологическом контексте.

3. В разработке вопросов стратиграфии неморского мела СВА ведущую роль долгие годы играли ископаемые флоры. Но по мере накопления информации в представлениях о характере и факторах их эволюции возникало всё больше противоречий, так что к рубежу веков доверие к корреляционному потенциалу палеофлористики ощутимо снизилось (Щепетов, 1995). Наиболее спорной остается привязка к ОСШ флоры, сопутствующей вулканогенным накоплениям ОЧВП (Котляр, Русакова, 2004; Герман, 2011; Rusakova, 2012).

4. В последние годы для целей корреляции меловых вулканитов активно применяется U-Pb датирование акцессорных цирконов на ионных микроанализаторах SHRIMP, обеспечивающих высокую локальность и экспрессность измерений. Получаемые датировки предлагается рассматривать как арбитражные (Акинин, Миллер, 2011). Однако, с точки зрения аналитических

возможностей приборов этого типа, такая оценка явно завышена, особенно для мезозойских объектов, где значения измеряемых величин низки (Котляр, Жуланова, 2009; Ронкин и др., 2009). Но главное – далеко не бесспорна общепринятая методика геологической интерпретации результатов SHRIMP датирования акцессорных цирконов, пренебрегающая вероятностью нарушения геохимической целостности систем «материнские изотопы U – дочерние изотопы Pb» в течение геологической истории (см. сообщение И.Н. Котляра и др. в настоящем сборнике).

5. Тыльпэгыргынайская свита знаменита одноимённым флористическим комплексом, верхняя граница которого определяется согласным налеганием фаунистически охарактеризованной верхнеконьякско-нижнесантонской янранайской свиты, нижняя – на основании корреляции с поперечнинской свитой восточного склона хр. Пекульней, которая содержит аналогичные растительные остатки и датируется как раннеконьякская по фауне из подстилающих отложений (сеноман-туронская веснованная свита). Свита имеет трехчленное строение: нижняя и средняя подсвиты – вулканогенно-осадочные, в верхней преобладают риолиты и риодациты. Ее общая мощность свыше 1500 м, из которых на долю верхней подсвиты приходится не менее одной трети.

6. Наличие лавовых покровов, переслаивающихся с породами, содержащими обильные растительные остатки достаточно четкого возрастного диапазона, позволило надеяться решить, как прямую, так и обратную задачи геохронометрии – уточнить привязку свиты к ОСШ и одновременно проверить результаты SHRIMP датирования вулканитов данными палеонтологии. Были изучены цирконы из двух проб риолитов, отобранных в ходе работ ГДП-200 на площади листа Q-60-XIII Госгеолкарты-200/2 (автор И.В. Гульпа, 2009 г.). Опробованные риолиты залегают в низах верхней подсвиты, примерно в 13 км друг от друга.

7. Исследование выполнено на приборе SHRIMP-II в ЦИИ ВСЕГЕИ по стандартной методике (погрешности $\pm 2\sigma$) под общим руководством С.А. Сергеева. В пробе № IZ-10 по 12 точкам конкордантный возраст цирконов составил 89.4 ± 1 млн лет, что практически точно совпадает с датировкой границы турон–коньяк (89.8 ± 0.3 млн лет) в Международной шкале геологического времени (GTS, Gradstein et al., 2012). В пробе № 29-01 измерены 10 точек. 9 из них относятся к единой совокупности с конкордантным возрастом 91 ± 1 млн лет (турон), а для одной получена значимо более древняя дата – 105 ± 2.4 млн лет (альб).

8. Эти данные важны методически и несут важную геологическую информацию. Различие возраста цирконов, выделенных из двух проб заведомо разновозрастных, петрографически одинаковых пород, свидетельствует о неправомерности датирования вулканогенных образований по единичным образцам, что сейчас составляет обычную практику. В то же время нетрудно видеть, что полученные даты с учетом ошибок определения формально оставляют открытым вопрос о привязке датированного стратона к GTS-2012. Это связано также и с тем, что изотопная калибровка границы турон–коньяк сохраняет проблематичность: так, в GTS-2008 фигурировало значение «около 88.6 млн лет» (Корень, 2009).

9. Близость U/Pb и геологического возраста свидетельствует о ненарушенности изученных изотопных систем. Расхождение же датировок, полученных для двух во всём, казалось бы, идентичных проб связано, скорее всего, с феноменом «загрязнения», о котором свидетельствует установленное в ходе ГДП-200 обилие в вулканитах тыльпэгыргынайской свиты чужеродных обломков (граниты, гнейсы, амфиболиты). Их количество в некоторых участках (поперечник 1–5 м) достигает 5% их объема, а размеры – 1–2 м. Подобные образования указывают, что формирование вулканитов сопровождалось флюидоэксплозивными процессами. В этом же ряду лежит объяснение находки в пробе № 29-01 зерна циркона с возрастом 105 ± 2.4 млн лет: нет сомнений, что оно имеет ксеногенную природу. Примечательно, что этот возраст отвечает началу вулканизма в чукотской ветви ОЧВП (Акинин, Миллер, 2011; Тихомиров и др., 2006).

10. В свете этих наблюдений уже не удивляет выявление при работах ГДП-200 повышенных содержаний Pt (до 0,01 г/т) в кислых вулканитах тыльпэгыргынайской свиты. Здесь возникает

параллель со знаменитой Ig аномалией на границе мела и палеогена, о которой сказано выше, и вспоминаются выводы об особой природе рубежа турон–коньяк. Значение в истории мелового периода позднеэоценовых и туронских событий установлено давно и позволило говорить о трехчленном строении меловой системы (выделении т.н. среднего мела). В частности, уже скоро 30 лет, как В.А. Красилов (1985) предложил закрепить за «средним мелом» (апт–альб–сеноман–турон), название «апальстон». Широко пользовался понятием «средний мел» знаток геологии ОЧВП В.Ф. Белый (1988).

11. Авторы полностью солидарны с В.А. Красиловым (2006) в отрицании случайных импактных событий как фактора эволюции биосферы – бесспорно закономерной и направленной. Выявленная геохимическая аномалия – весомый аргумент в пользу эндогенных причин, обусловивших значительное изменение экологической обстановки на рубеже турон–коньяк. Оно ярко иллюстрируется быстрым, но непродолжительным расцветом богатой и своеобразной тыльпэгыргынайской флоры, включающей мохообразные, хвощовые, папоротники, цикадофиты, гинкговые, покрытосеменные (Филиппова, 2010). Этот расцвет сопутствовал вспышке кислого вулканизма, и подчеркивается двукратной сменой условий осадконакопления: морских на субаэральные на рубеже турон–коньяк, субаэральных на морские – в конце коньяка – начале сантона.

12. Кроме того, нельзя не обратить внимания, что своего рода экологическая катастрофа, случившаяся в рассматриваемом районе во второй половине коньякского века, явилась предвестником мощнейшего мантийного события в истории Северо-Востока Азии – излияния в сантоне (86–83 млн лет назад) платобазальтов Хакаринско–Энмываамской вулканической цепи, по протяженности равновеликой ОЧВП. И можно думать, что неслучайно следы этого процесса шире всего фиксируются на левобережье верхнего течения р. Анадырь, к западу и востоку от хр. Пекульней (Котляр, Русакова, 2004).

Литература

- Акинин В.В., Миллер Э.Л. 2011. Эволюция известково-щелочных магм Охотско-Чукотского вулканогенного пояса // Петрология. Т. 19. № 3. С. 249-290.
- Белый В.Ф. 1988. Актуальные вопросы фитоистратиграфии «среднего» мела Северо-Востока СССР. Препринт. Магадан: СВКНИИ ДВО АН СССР. 34 с.
- Герман А.Б. 2011. Альбская–палеоценовая флора Северной Пацифики. М.: ГЕОС. 280 с.
- Корень Т.Н. 2009. Международная стратиграфическая шкала докембрия и фанерозоя: принципы построения и современное состояние (по материалам 33-й сессии МГК, август 2008, Осло) СПб: Изд-во ВСЕГЕИ. 40 с.
- Котляр И.Н., Русакова Т.Б. 2004. Меловой магматизм и рудоносность Охотско-Чукотской области: геолого-геохронологическая корреляция. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН. 152 с.
- Котляр И.Н., Жуланова И.Л. 2009. Методические проблемы U-Pb SHRIMP датирования мезозойских магматогенных цирконов // Изотопные системы и время геологических процессов. Матер. IV Рос. конф. по изотопной геохронологии. В 2-х т. Т.1. СПб: ИГГД РАН. С. 266-268.
- Красилов В.А. 1985. Меловой период. Эволюция земной коры и биосферы. М.: Наука. 240 с.
- Красилов В.А. 2006. Палеонтология и парадигмы современного естествознания // Эволюция биосферы и биоразнообразия. М.: Товарищество научных изданий КМК. С. 7-19.
- Похиалайнен В.П. 1994. Мел Северо-Востока России. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН. 37 с.
- Ронкин Ю.Л., Ефимов А.А., Лепихина О.П. 2009. Артефакты при U-Pb SIMS датировании цирконов (арбитражное сравнение с прецизионными U-Pb ID-TIMS и данными иных изотопных систем) // Ежегодник-2008. Тр. ИГГ УрО РАН. Вып. 156. С. 337-343.
- Тихомиров П.Л., Акинин В.В., Исполатов В.О. и др. 2006. Возраст северной части Охотско-

Чукотского вулканогенного пояса: новые данные Ar-Ar и U-Pb геохронологии // Стратиграфия. Геол. корреляция. Т. 14. № 5. С. 81-95.

Филиппова Г.Г. 2010. Стратиграфия и флора меловых отложений хребта Пекульней (Чукотка). Магадан: СВКНИИ ДВО РАН. 203 с.

Щепетов С.В. 1995. Стратиграфия континентального мела Северо-Востока России. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН. 122 с.

Gradstein F.M., Ogg J.G., Schmitz M.D., Ogg G.M., eds. 2012. The Geologic Time Scale 2012. Amsterdam: Elsevier. 1144 p.

Rusakova T. 2012. On the time of the Okhotsk-Chukchi volcanic belt formation (North-Eastern Russia) // Proceedings of the 34th International Geological Congress. Brisbane, Australia. P. 3491.

ГЕОХИМИЯ ОРГАНИЧЕСКОГО ВЕЩЕСТВА МЕЛОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ИНДИГИРО-ЗЫРЯНСКОГО ПРОГИБА

И.Н. Зуева¹, О.Н. Чалая¹, В.А. Каширцев², В.В. Гайдук³, А.Ф. Сафронов¹

¹*Институт проблем нефти и газа СО РАН, Якутск, i.n.zueva@ipng.ysn.ru*

²*Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН, Новосибирск, KashirtsevVA@ipp.nsc.ru*

³*НТЦ ОАО НК «Роснефть», Краснодар*

GEOCHEMISTRY OF ORGANIC MATTER OF CRETACEOUS DEPOSITS IN THE INDIGIRKA-ZYRYANKA BASIN

I.N. Zueva¹, O.N. Chalaya¹, V.A. Kashirtsev², V.V. Gaiguk³, A.F. Safronov¹

¹*Institute of Oil and Gas Problems SB RAS, Yakutsk, i.n.zueva@ipng.ysn.ru*

²*Trofimuk Institute of Petroleum Geology and Geophysics SB RAS, Novosibirsk, KashirtsevVA@ipp.nsc.ru*

³*NTC OAO NK «Rosneft», Krasnodar*

Вопросы нефтегазоносности меловых отложений Индигиро-Зырянского прогиба (ИЗП) рассмотрены в большом количестве работ. В них уточнено геологическое строение и развитие региона, дана геолого-геохимическая характеристика разреза, проведена оценка качества возможных резервуаров и ловушек, и, в целом, сделаны положительные выводы о перспективах газоносности региона (Чочиа и др., 1972; Иванов и др., 1973; Работнов и др., 1974; Гайдук и др., 1988, 1989).

С позиций оценки потенциальной возможности генерации углеводородов большое значение имеет разработанная схема катагенетической преобразованности органического вещества (ОВ) для разреза палеоген-неогеновых и меловых отложений ИЗП на основе изучения отражательной способности витринита углей и углистых включений (Сюндюков, Гайдук, 1990). Вместе с тем состав ОВ пород ИЗП и его битуминозной части в частности изучены с меньшей степенью детальности.

В данной работе приведены результаты геохимического изучения рассеянного органического вещества (РОВ) пород по разрезу меловых отложений ИЗП. Изученные образцы отобраны геологами ИГАБМ СО РАН – Е.И. Бодуновым, В.В. Гайдуком и А.Ф. Сафроновым из обнажений ИЗП. Степень катагенетической преобразованности РОВ меловых отложений ИЗП принята согласно схеме И.Ш. Сюндюкова и В.В. Гайдука (1990). Она изменяется от ПК₃ для верхнемеловых отложений встречнинской свиты до МК₁ для буоркемюсской и сиялпской свит и возрастает до МК₂ для ожогинской свиты.

Геохимические исследования наряду с определением содержания органического углерода – $C_{\text{орг}}$, выхода хлороформенного битумоида – ХБ, определения группового состава – масел, смол и асфальтенов включали изучение химической структуры ХБ и их фракций методом ИК-Фурье спектроскопии, определение порфириновых комплексов в ХБ и хромато-масс-спектрометрические (ХМ-МС) исследования масел и насыщенных углеводородов. В целом с разной степенью детальности были проанализированы 133 образца из них для 33 экстрактов получены данные по ИК-спектроскопии и ХМ-МС. Результаты изучения биомаркеров и особенности распределения терпановых и тритерпановых УВ в процессе катагенетических преобразований органического вещества (ОВ) меловых отложений рассмотрены в одной из последних работ авторов (Каширцев, Гайдук и др., 2012).

Детальная характеристика геохимической обстановки седиментации и преобразования ОВ по разрезу меловых отложений ИЗП приводится в работе В.В. Иванова с соавторами (1973). Накопление ископаемого ОВ континентальных меловых отложений происходило в слабо-восстановительной, слабоокислительной и реже окислительной геохимической обстановке. Мощность меловых отложений оценивается в 5 км. Расположение свит снизу вверх по разрезу: ожогинская, силяпская, буоркемюсская нижнего мела и встречнинская верхнего мела.

Как показали полученные результаты геохимических исследований, выполненные предшественниками, так и собственные, глинистые и аргиллитовые разности пород отложений верхнего и нижнего мела представлены достаточно однотипным ОВ с преобладанием гумусовой составляющей. Его распределение по разрезу контролируется составом пород и, прежде всего, примесью углистого материала. Максимальным содержанием ОВ ($C_{\text{орг}}$) характеризуются образцы с присутствием углистых включений. В них для ожогинской и буоркемюсской свит содержание $C_{\text{орг}}$ может составлять от 10 до 56% и, соответственно, выход ХБ от первых единиц -3,549% до десятых долей процента 0,436%. Не отмечено характерных особенностей в изменении содержания $C_{\text{орг}}$ по разрезу. Наиболее контрастные различия связаны с литологическим составом пород. В аргиллитах и глинистых известняках содержание $C_{\text{орг}}$ почти на порядок выше по сравнению с алевролитами и песчаниками (табл. 1). Количественный выход ХБ по разрезу изменяется от следов до десятых долей процента. В аргиллитовых разностях содержание ХБ значительно выше и достигает десятых долей процента по сравнению с песчаниками и алевролитами (сотые и тысячные доли процента).

Анализ полученных данных по изученному разрезу показал, что внутри каждой свиты прослеживаются две группы образцов, одна из которых тяготеет к сингенетическим разностям битумоидов, другая к – смешанным со следами наложения эпибитумоидов.

В одной из них (аргиллиты и глинистые известняки) особенности элементного, группового компонентного состава, химической структуры ХБ и их фракций, а также характер распределения реликтовых УВ определяются генетической принадлежностью к ОВ континентальных фаций с существенным преобладанием гумусового материала в составе исходного ОВ. На это указывает однотипный характер ИК-спектров ХБ по всему разрезу с доминированием полос поглощения ароматических структур, особенно выраженный в спектрах бензольных и спиртобензольных смол, а также высокое содержание углерода в ароматических циклах до 46,8-62,8% в масляной части ХБ. Особенности распределения насыщенных УВ с преобладанием относительно высокомолекулярных гомологов ($\sum_{\text{н.к.}} nC_{20} / \sum_{\text{н.к.}} nC_{21} = 0,22-0,45$) с максимумом распределения на $nC_{21,23,25}$ и низким содержанием изопреноидов присущи гумусовому РОВ. При изучении молекул-биомаркеров в составе насыщенных УВ были идентифицированы бициклические сесквитерпаны ряда дримана и гомодримана, генезис которых тесно связан с терпенами высшей растительности (Каширцев и др., 2012).

С погружением пород (от встречнинской до ожогинской свит) и ростом катагенетической преобразованности РОВ от ПК₃ до МК₂ выход ХБ увеличивается вдвое, растёт коэффициент

Таблица 1. Характеристика РОВ меловых отложений Индигиро-Зырянского прогиба.

Образцы	Возраст	Катагенез	СРІ*	Сорг %	$\alpha_{\text{ХБ}}$ %	$\beta_{\text{ХБ}}$ %	Элементный состав ХБ, %			Групповой состав ХБ %			Порфирины, %	
							С	Н	Га	Масла	Смолы	Асф.	ВОР	НІР
7 (3)	K ₂ vs	ПКЗ (БЗ)	2,4	2,45	0,009	0,6	78,5	10,7	6,7	36,0	44,4	9,3	не опр.	
			2,9	3,05	0,043	1,3	81,1	12,3	10,9	44,0	54,7	13,4	не опр.	
			2,65	2,82	0,028	1,0	79,8	11,5	8,8	38,8	49,8	11,4	не опр.	
39(18)	K _{1br}	МК1 (Д)	1,3	1,15	не обн.	0,4	78,1	8,1	2,9	31,3	19,9	8,4	не обн.	
			2,4	9,85	0,205	3,3	86,5	11,9	13,4	71,8	58,3	26,7	7,5	
			1,50	5,02	0,044	3,2	82,8	11,9	5,3	40,8	39,1	9,4	44,5 0,9	
45 (3)	K _{1st}	МК1 (Д)		0,19	не обн.	0,0	74,2	8,5	4,1	37,9	23,4	10,2	не обн.	
				5,08	0,436	4,2	87,4	10,3	16,0	59,0	47,1	17,6	5,0	
			1,40	1,95	0,054	4,2	79,3	9,8	10,0	50,7	35,1	14,2	39,1 1,7	
41 (9)	K _{1og}	МК2 (Г)	1,00	1,10	не обн.	0,5	82,1	8,0	5,4	32,3	18,9	17,7	не обн.	
			1,30	5,97	0,353	2,5	85,5	9,9	8,9	55,9	46,1	44,1	не обн.	
			1,14	2,95	0,063	1,4	83,8	8,9	7,4	41,7	34,3	23,9	28,5 не обн.	
132 (33)														

* коэффициент нечётности n-алканов (СРІ)

битуминозности β_{x6} и содержание масел в групповом составе ХБ (табл. 1). В химической структуре ХБ падает значение коэффициента поглощения карбонильных групп от 0,51 до 0,21 и уменьшается содержание смолистых компонентов. Эти изменения свидетельствуют о процессах созревания ОВ с нарастанием катагенеза. На это же указывает последовательное уменьшение коэффициента нечётности n-алканов (СРІ) от 2,9 до 1,0; смещение максимума распределения в более низкомолекулярную область на nC_{17-19} и увеличение содержания изопреноидов.

В другой группе образцов (алевролиты и песчаники) в составе ХБ отмечается повышенная доля водорода в элементном составе и уменьшение количества ароматических циклов в химической структуре ХБ и масляных фракций. В ХБ установлено более высокое содержание масел (до 55-71%) и пониженное – смол (19-23%) и асфальтенов (8-18%). В углеводородном составе преобладают метаново-нафтеновые УВ до 71%. Содержание углерода в ароматических циклах масляных фракций составляет 12,9-17,5% по сравнению с 46,8 до 62,8% в первой группе образцов. В составе насыщенных УВ максимум n-алканов расположен в области nC_{15-19} , выше отношения ($\sum_{n.k.} nC_{20} / \sum_{n.k.} nC_{21} = 0,72-1,56$) и изопреноиды/n-алканы (до 0,32).

Таким образом, в ХБ данной группы отчётливо прослеживается существенная доля насыщенных УВ по сравнению с первой группой образцов с выраженным преобладанием ароматических УВ. Это может указывать на смешанный характер ископаемого ОВ, в котором наряду с гумусовым, весьма значительно участие водорослевого материала. С другой стороны, присутствие ванадилловых порфиринов и изменение состава ХБ в направлении возрастания его алифатичности может быть обусловлено процессами перераспределения УВ за счёт миграции из нижележащей бастахской свиты, исходное ОВ которой существенно обогащено сапропелевым материалом.

Литература

Гайдук В.В., Гриненко О.В., Имаев В.С. 1988. Перспективы нефтегазоносности Индигиро-Зырянского прогиба // Геологические и экономические аспекты освоения нефтегазовых ресурсов Якутии. Якутск: ЯФ СО АН СССР. С. 85-91.

Гайдук В.В., Сюдюков И.Ш., Гриненко О.В., Имаев В.С. 1989. Строение и нефтегазоносность кайнозойского Индигиро-Зырянского прогиба // Тектоника и нефтегазоносность Якутии. Якутск: ЯНЦ СО АН СССР. С. 75-87.

Иванов В.В., Семенов Г.А., Гаврилов Б.П. 1973. Литолого-битуминологическая характеристика юрских и меловых отложений Индигиро-Зырянского прогиба // Проблемы нефтегазоносности Северо-Востока СССР. Магадан: С. 108-129.

Каширцев В.А., Гайдук В.В., Чалая О.Н., Зуева И.Н. 2012. Геохимия биомаркеров и катагенез органического вещества меловых и кайнозойских отложений Индигиро-Зырянского прогиба (северо-востока Якутии) // Геология и геофизика. Т. 53. № 8. С. 1027-1039.

Работнов В.Т., Хенвин Т.И., Фролов В.И. 1974. Масштабы газообразования в угленосных отложениях Индигиро-Зырянского прогиба (Северо-Востока СССР) // Геология и разведка газовых и газоконденсатных месторождений: Реф. сб. ВНИИЭГазпрома. № 4. С. 16-20.

Сюдюков И.Ш., Гайдук В.В. 1990. Историко-генетические предпосылки нефтегазоносности Индигиро-Зырянского прогиба // Нефтегазоносность и вопросы освоения месторождений нефти и газа Якутии. Якутск. Сборник научных трудов. С. 39-49

Чочиа Н.Г., Баранова З.Е., Вольнов Д.А. 1972. Перспективы нефтегазоносности Зырянского прогиба // Тектоника и нефтегазоносность Востока СССР. Л.: С. 133-150.

МЕЛОВАЯ АККРЕЦИОННАЯ СИСТЕМА САХАЛИНА

С.В. Зябрев

*Институт тектоники и геофизики им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН, Хабаровск,
szjabrev@itig.as.khb.ru*

CRETACEOUS ACCRETIONARY SYSTEM ON SAKHALIN

S.V. Zyabrev

Kosygin Institute of Tectonics and Geophysics FEB RAS, Khabarovsk, szjabrev@itig.as.khb.ru

Бесценным подарком судьбы явилось мое знакомство с Павлом Владимировичем Маркевичем. Нас связывали не только научные интересы и совместные исследования, но и добрые дружеские отношения, основанные на глубоком взаимопонимании и близости восприятия как различных научных проблем, так и жизненных явлений в один из непростых периодов российской действительности конца прошлого столетия. Сохранившиеся воспоминания о Павле Владимировиче и совместной работе с ним и его учениками и коллегами по изучению меловых отложений в различных тектонических обстановках на Дальнем Востоке всегда поднимают настроение и вызывают добрую улыбку.

Аккреционная система Сахалина является частью протяженной меловой аккреционной системы, которая развивалась на восточной окраине Евразии в результате субдукции океанических плит Пацифики. Она прослеживается далее к югу на острова Японского архипелага. Основу ее составляют раннемеловая островная дуга (с фрагментами Монерон-Ребун-Кабато и Кемско-Самаргинским) и позднемеловой-палеогеновый Сихотэ-Алинский вулканический пояс. С ними эволюционно связаны Кемский задуговой и Западно-Сахалинский преддуговой прогибы, а также Восточно-Сахалинская аккреционная призма. В течение ряда лет два последних тектонических элемента детально изучались мною в стратиграфическом, седиментологическом и структурном аспектах. Кроме того, для Западно-Сахалинского прогиба недавно были получены палеомагнитные данные, уточняющие его положение в меловой период.

Западно-Сахалинский прогиб заложился на океаническом основании, фрагмент которого известен на небольшой площади в северной части прогиба. Этот фрагмент содержит базальты, перекрытые радиоларитами и кремнистыми алевропелитами малой мощности, но значительного хроностратиграфического интервала (ранняя половина раннего мела). Терригенная седиментация началась в раннем апте. На ранней стадии развития прогиб заполнялся турбидитовыми отложениями, в которых обнаружено все многообразие известных турбидитовых фаций, типичных для широкого спектра обстановок глубоководных конусов и склонов/рамп. Замерами ориентировки индикаторов палеотечений определено поступление обломочного материала с западных питающих провинций и как продольное, так и поперечное направление транспортировки его в различных частях прогиба в разное время. Граувакковый состав песчаников соответствует вулканическим породам питающих провинций. Турбидитовая седиментация сменилась мелководно-морской и дельтовой ранее всего в северной части прогиба. Палеомагнитным изучением базальтов основания прогиба установлено их излияние в приэкваториальных широтах и значительное перемещение к северу относительно прилегающего края Евразии. Турбидиты основания терригенной серии прогиба накапливались в $\sim 10^\circ$ южнее нынешней позиции относительно края континента. В туроне северное перемещение прогиба завершилось, и он достиг своего современного положения.

Восточно-Сахалинская аккреционная призма располагается во фронте Западно-Сахалинского преддугового прогиба. Наиболее детально ее структура и стратиграфия изучены мною в центральной части Восточно-Сахалинских гор. Общая структура характеризуется нерегуляр-

ным повторением тектонических пластин, сложенных кластическими отложениями конвергентной границы и, в меньшей степени, океаническими кремнистыми отложениями и базальтами. С базальтами связаны тела известняков, достигающие порой гигантских размеров. Океанические породы местами формируют полосы меланжа. Кластические отложения включают как отложения глубоководного желоба, так и осадочного покрова аккреционной призмы. Сложная чешуйчато-надвиговая структура создавалась путем фронтальной аккреции и тектонического подслаивания с последующим совмещением различных фрагментов призмы и ее осадочного покрова. Складки различной кинематики осложняют внутреннюю структуру отдельных пластин, а также деформируют группы пластин. Значительное число возрастных датировок отложений по ископаемым радиоляриям позволило существенно уточнить стратиграфию субдукционного комплекса и время эпизодов аккреции. Биостратиграфическое изучение показало, что значительная часть аккреционной призмы Восточного Сахалина формировалась с конца аптаначала альба до среднего сеномана. Более западные части призмы были аккретированы несколько ранее, одновременно с началом заполнения Западно-Сахалинского прогиба.

Западная часть Восточно-Сахалинской аккреционной призмы образовалась одновременно с Киселевско-Маноминской и фронтальной частью Амурской аккреционной призмы в северном Сихотэ-Алине. Предполагается их аккреция вдоль единой конвергентной границы плит с положением аккреционной системы Сахалина в конце раннего мела к югу от синхронных тектонических элементов Сихотэ-Алиня. В современное расположение эти тектонические элементы были приведены крупноамплитудным левосдвиговым смещением вдоль Киселевско-Маноминской аккреционной призмы. Определение палеоширот для меловых отложений Западно-Сахалинского прогиба поддерживает интерпретацию такого смещения Сахалинской аккреционной системы к северу. Это перемещение является ключом к пониманию кинематики и времени пост-аккреционных преобразований мезозойской конвергентной границы на востоке Евразии.

О ПОДЗОНАЛЬНОМ ДЕЛЕНИИ БЕРРИАСА СИБИРИ

А.Е. Игольников

*Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН, Новосибирск
Новосибирский государственный университет, Новосибирск, igolnikovae@ipgg.sbras.ru*

ABOUT SUBZONAL SUBDIVISION OF THE SIBERIAN BERRIASIAN

A.E. Igolnikov

*Trofimuk Institute of Petroleum Geology and Geophysics SB RAS, Novosibirsk
Novosibirsk State University, Novosibirsk,
igolnikovae@ipgg.sbras.ru*

Аммонитовая зональная шкала сибирского берриаса сложилась в 60-х годах прошлого века (Сакс, Шульгина, 1964, 1969). Установленная последовательность из пяти зональных биостратонов (рис. 1) выдержала проверку временем, хорошо прослеживается не только по всей Сибири, но и практически панбореально. Именно сибирские зоны используются в бореальном стандарте всех редакций (Захаров и др., 1997; Барабошкин, 2004; Никитенко и др., 2013).

Аммонитовая шкала берриаса Сибири была детализирована С.Н. Алексеевым (1984) – установлен ряд биостратонов подзонального уровня (рис. 1). Данную разбивку нельзя считать совершенной, о чем указывал В.А. Захаров (1990), поскольку выделенные подзоны не имеют смыкаемости и прослеживаемости. Также на необходимость пересмотра подразделения зоны *Surites analogus* указывали Е.Ю. Барабошкин (2004) и автор (Игольников, 2006). По этим же

причинам в последней редакции бореального стандарта берриас рассматривается уже без подзонального деления (Никитенко и др., 2013).

Бореальный стандарт 2013		Алексеев, 1984		Данная работа		Слои с бореалитами Игольников, 2012 (с изменениями)
Ярус	Зоны	Зоны, подзоны		Зоны, подзоны, слои		
Берриасский	Tollia tolli	Tollia tolli		Tollia tolli		
	Bojarkia mesezhnikowi	Bojarkia mesezhnikowi		Bojarkia mesezhnikowi		
	Surites analogus	Surites analogus	Surites analogus	Surites analogus		B. (Pseudocraspedites) anglicus
			S. subquadratus			
	Hectoroceras kochi	H. kochi	S. praeanalogus	H. kochi	S. praeanalogus	B. (Pseudocraspedites) compressus
			B. constans		B. constans	B.(B.) constans
Hectoroceras kochi			Hectoroceras kochi		B.(B.) aff. radialis	
Chetaites sibiricus	C. sibiricus	Chetaites sibiricus	C. sibiricus	Chetaites sibiricus	B.(B.) schulginae	
		Praetollia maynci		P.(Pachypraetollia) crassa		

Рис. 1. Варианты субзонального деления берриасского яруса Сибири и слои с бореалитами.

Далее приводим характеристики подзон по С.Н. Алексееву (1984) с нашими комментариями.

Зона Chetaites sibiricus: подзона Praetollia maynci. Стратотип: р. Хета. Нижняя граница – по появлению *Praetollia* spp. и *Chetaites sibiricus* Schulg., верхняя – по исчезновению *Praetollia* spp.

На более широкое стратиграфическое распространение рода *Praetollia* (вся зона *Chetaites sibiricus*, включая низы зоны *Hectoroceras kochi*) в разрезе п-ва Нордвик указывали Н.И. Шульгина (1972), Захаров, Рогов (2008), Игольников (2010), а Ф. Сурлик и др. в Гренландии (Surlyk et al., 1973), что позволяет в равном объеме выделять как зону *Chetaites sibiricus*, так и зону *Praetollia maynci*. Вместо этой подзоны мы предлагаем выделять слои с *Praetollia (Pachypraetollia) crassa*, которые прослеживаются на Северном Урале, на р. Хета и п-ве Нордвик, а вид-индекс приурочен только к низам зоны *Chetaites sibiricus* (Алифинов и др., 2008; Игольников, 2010).

Подзона Chetaites sibiricus. Стратотип: р. Хета. Нижняя граница – по исчезновению *Praetollia* spp., верхняя – по появлению *Hectoroceras kochi* Spath.

В связи с вышесказанным предлагаем рассматривать этот интервал как слои с *Chetaites sibiricus* Schulg. Слои прослеживаются на р. Хета и п-ве Нордвик.

Зона Hectoroceras kochi: подзона Hectoroceras kochi. Стратотип: р. Хета. Нижняя граница – по появлению *Hectoroceras kochi* Spath, верхняя – по исчезновению рода *Chetaites* и появлению *Surites* spp., *Borealites* s.l.

Вышележащая подзона *Borealites constans* выделяется в другой местности, поэтому верхняя граница подзоны *Hectoroceras kochi* остается неопределенной. На лагуну между этими подзонами указывают и наши данные по п-ву Нордвик. В связи с этим предлагаем рассматривать этот интервал как слои с *Hectoroceras kochi*. Слои прослеживаются на р. Хета и п-ве Нордвик.

Подзона *Borealites constans*. Стратотип: р. Левая Боярка. Нижняя граница – так же как и верхняя граница подзоны *Hectoroceras kochi*, верхняя – по исчезновению *Borealites (Borealites) constans* Aleks., *Surites furkatus* Aleks. и появлению *S. subquadratus* Aleks., *S. praeanalogus* Aleks.

Как говорилось выше, нижняя граница подзоны не имеет смыкаемости. Так же в стратотипе не определено взаимоотношение с вышележащей подзоной *Surites praeanalogus*, так как их разделяет перерыв в наблюдении, составляющий около 4-х м разреза. Последнее затруднение было нами разрешено на материале п-ва Нордвик, где в едином разрезе аммонитам *Borealites (Borealites) constans* Aleks. наследуют *B. (Pseudocraspedites) cf. compressus* Igol., которые на р. Боярка характерны для подзоны *Surites praeanalogus* (Игольников, 2014). Предлагаем рассматривать данный интервал как слои с *Borealites (Borealites) constans*. Слои прослеживаются на р. Левая Боярка и п-ве Нордвик.

Подзона *Surites praeanalogus*. Стратотип: р. Боярка. Нижняя граница – так же как и верхняя граница подзоны *Borealites constans*, верхняя – по исчезновению *Hectoroceras kochi* Spath, *Borealites (Borealites) spp.* и *B. (Pseudocraspedites) spp.*

В стратотипе достоверно устанавливается только смыкаемость верхней границы подзоны. На п-ве Нордвик нами прослежена смыкаемость как нижней, так и верхней границы этого интервала. Де-юре интервал обладает характеристиками необходимыми для биостратона подзонального уровня. Прослеживается на р. Боярка и п-ве Нордвик.

Зона *Surites analogus*: подзона *Surites subquadratus*. Стратотип: р. Боярка. Нижняя граница – так же как и верхняя граница подзоны *Surites praeanalogus*, верхняя – по исчезновению *Surites subquadratus* Aleks., *S. praeanalogus* Aleks., *Borealites (Ronkinites) sp.* и появлению *Surites analogus* Bogosl.

Подзона *Surites analogus*. Стратотип: р. Боярка. Нижняя граница – так же, как и верхняя граница подзоны *Surites subquadratus*, верхняя – по исчезновению рода *Surites* и появлению *Bojarkia spp.*

Во-первых, остается не понятным, почему подзона *Surites subquadratus*, в которой еще не встречается вид *Surites analogus* Bogosl. рассматривается С.Н. Алексеевым в составе зоны *Surites analogus* (Барабошкин, 2004)? Во-вторых, возникает проблема систематического плана. Все суриты «аналоговой» группы – *S. analogus* Bogosl., *S. subanalogus* Schulg., *S. subquadratus* Aleks., *S. praeanalogus* Aleks. – трудно идентифицируются, т.к. это весьма близкие друг другу виды, соединенные переходными формами. Помимо этого, все они имеют существенные перекрытия в интервалах распространения. Так автором было показано, что вид *S. subquadratus* Aleks. является младшим субъективным синонимом вида *S. subanalogus* Schulg., последний характеризует всю зону *Surites analogus* (Игольников, 2006). Из этого следует, что подзона *Surites subquadratus* автоматически упраздняется, а зона *Surites analogus* рассматривается без подразделения.

Таким образом, детализированная аммонитовая шкала сибирского берриаса фактически является только набором слоев с фауной и не может быть использована в прежнем виде. Автор полагает, что наиболее перспективным материалом для разработки детальной шкалы берриасского яруса Сибири являются представители рода *Borealites*, о чем уже ранее сообщалось более подробно (Игольников, 2012).

Работа выполнена при поддержке РАН (программы № 23 и № 28) и РФФИ (проект № 12-05-00453), а также является вкладом в проект IGCP608.

Литература

Алексеев С.Н. 1984. Пограничные ярусы юрской и меловой систем // В.В. Меннер (Ред.). Новые данные о зональном расчленении берриасского яруса на севере Сибири. М.: Наука. С. 81-106.

Алифиров А.С., Игольников А.Е., Дзюба О.С. 2008. Аммониты и строение разреза волжско-берриасских отложений р. Маурынья (Приполярный Урал): новые данные // Меловая система России и ближнего зарубежья: проблемы стратиграфии и палеогеографии. Материалы IV совещ. Новосибирск: СО РАН, 2008. С. 20-23.

Барабашкин Е.Ю. 2004. Нижнемеловой аммонитовый зональный стандарт бореального пояса. // Бюл. МОИП, отд. геол. Т. 79. Вып. 5. С. 44-68.

Захаров В.А. 1990. Определение границ юрской и меловой систем по бухидам // В.В. Меннер (Ред.). Граница юры и мела. М.: Наука. С. 115-128.

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

Захаров В.А., Рогов М.А. 2008. Верхневолжский подъярус на севере Восточной Сибири (п-ов Нордвик) и его панбореальная корреляция по аммонитам // Стратиграфия. Геол. коррел. Т. 16. № 4. С. 81-94.

Игольников А.Е. 2006. Ревизия вида *Surites (Caseyiceras) subanalogus* Schulgina 1972 и стратиграфические выводы // Нов. Палеонт. и Страт. Вып. 9. С. 97-103.

Игольников А.Е. 2010. Новые находки аммонитов из берриаса п-ва Нордвик // Меловая система России и ближнего зарубежья: проблемы стратиграфии и палеогеографии. Материалы V совещ. Ульяновск: Изд-во УлГУ. С. 163-165.

Игольников А.Е. 2014. Новые виды рода *Borealites* Klimova (Ammonitida, Craspeditidae) из бореального берриаса Сибири // Палеонтол. журн. №3. С. 40-48.

Никитенко Б.Л., Шурыгин Б.Н., Князев В.Г. и др. 2013. Стратиграфия юры и мела Анабарского района (Арктическая Сибирь, побережье моря Лаптевых) и бореальный зональный стандарт // Геология и геофизика. Т. 54. № 8. С. 1047-1082.

Сакс В.Н., Шульгина Н.И. 1964. О выделении берриасского яруса в меловой системе // Геология и геофизика. № 6. С. 3-13.

Сакс В.Н., Шульгина Н.И. 1969. Новые зоны неокома и граница берриасского и валанжинского ярусов в Сибири // Геология и геофизика. № 12. С. 42-52.

Шульгина И.И. 1972. Аммониты севера Средней Сибири // В.Н. Сакс (Ред.). Граница юры и мела и берриасский ярус в Бореальном поясе. Новосибирск: Наука. С. 137-175.

Surlyk F., Callomon J.H., Bromley R.G. et al. 1973. Stratigraphy of the Jurassic-Lower Cretaceous sediments of Jameson Land and Scoresby Land, East Greenland // Bull. Gronl. Geol. Unders. № 105. 76 p.

СХЕМА БИОСТРАТИГРАФИЧЕСКОГО РАСЧЛЕНЕНИЯ ЯРУСНОГО И ЗОНАЛЬНОГО УРОВНЕЙ МОРСКОГО НИЖНЕГО МЕЛА НА СЕВЕРЕ СИХОТЭ-АЛИНЯ НА ОСНОВЕ СЛОЕВ С BIVALVIA И AMMONOIDEA (ДАЛЬНИЙ ВОСТОК РОССИИ)

Е.А. Калинин

ОАО «Дальгеофизика», Центр региональных геологических исследований, Хабаровск,
Kalinin.eugene7@gmail.com

STAGE AND ZONAL SUBDIVISIONS OF MARINE LOWER CRETACEOUS ON BEDS WITH BIVALVIA AND AMMONOIDEA THROUGH THE NORTHERN SIKHOTE-ALIN (FAR EAST OF RUSSIA)

Е.А. Kalinin

PLC «Dalgeophysica», Regional Geological Survey Center,
Khabarovsk, Kalinin.eugene7@gmail.com

На севере Сихотэ-Алиня (Дальний Восток России) ярусное расчленение морского нижнего мела основывается на фаунистических слоях с *Bivalvia* и *Ammonoidea*, которые в большинстве являются аналогами известных в бореальной палеозоогеографической области биостратиграфических зон. На отдельных уровнях в неокоме устанавливаются коррелятивные интервалы с зональными уровнями европейского ярусного стандарта, определяемые рангами тетических аммоноидей. В альбе и сеномане обнаружены комплексы аммоноидей и иноцерамид, викариантные и гомотаксальные биостратиграфическим зонам других регионов Тихоокеанской палеозоогеографической области, где прослеживаются индекс-таксоны европейских зон.

Источником разработки схемы ярусного и зонального расчленения морского нижнего мела на севере Сихотэ-Алиня послужили результаты собственных палеонтологических исследований разрезов (Калинин, 1987, 1990, 2001, 2006), а также анализ материалов геологического картирования и тематических работ, проводимых исследователями в регионе в разные годы (Пергамент, 1966; Зонова, 1983; Мартынюк, 1983; Решения..., 1994).

Представляется возможным выделение на севере Сихотэ-Алиня 18 фаунистических слоев в диапазоне верхнего волжского уровня – раннего мела – сеномана. Снизу вверх следуют: 1. Слои с *Buchia piochii* (средняя-верхняя волга); 2. Слои с *Buchia terebratuloides*, *Anopaea* cf. *sphaenoidae* (верхняя волга); 3. Слои с *Buchia unshensis*, *Praetollia* (*Praetollia*) sp. (нижний бореальный берриас, примерный уровень зоны «Jacobi-Grandis»); 4. Слои с *Buchia okensis*, *Berriasella* (*Strambergella*) sp., *Tirnoviella* sp., *Spiticeras* (*Spiticeras*) *multiforme* (бореальный берриас, примерный уровень зон «Occitanica» и «Boissieri» – нижняя часть); 5. Слои с *Buchia uncitoides*, *Fauriella* cf. *boissieri* – *Buchia tolmatchewi* (верхний бореальный берриас); 6. Слои с *Buchia inflata* (самый верхний бореального берриаса и нижний валанжин); 7. Слои с *Buchia keyserlingi*, *Kilianella* cf. *roubaudiana* (нижний валанжин); 8. Слои с *Buchia crassicollis*, *Buchia sublaevis* (верхний валанжин); 9. Слои с *Buchia* aff. *sublaevis*, *Homolsomites* sp. (самый верхний валанжин вблизи границы с готеривом); 10. Слои с *Inoceramus colonicus*, *Inoceramus aucella*, *Crioceratites* sp. (готерив-баррем); 11. Слои с *Aicellina aptiensis*, *A. caucasica* (предположительно апт-альб); 12. Слои с *Kennicottia* sp., *Hulenites reesidei* (нижний альб); 13. Слои с *Cleoniceras* (*Grucia*) *perecianum*, *Grantziceras* aff. *affine* (средний альб); 14. Слои с *Inoceramus anglicus* (средний – верхний альб); 15. Слои с *Neogastrolites* sp., *Marshallites* sp., *Eogunnarites* sp. (верхний альб – нижний сеноман); 16. Слои с *Inoceramus virgatus*, *I. crippei*, *Pseudouhligella japonicum*, *P. kawakitana* (нижний сеноман); 17. Слои с *Inoceramus ginterensis* – *Inoceramus pennatulus* (средний сеноман); 18. Слои с *Inoceramus tamuraii*, *Inoceramus* cf. *pictus*, *Mutilus* sp. (средний – верхний сеноман).

Обоснование предложенной схемы биостратиграфии для верхней юры – неокома в интегративной корреляции с другими регионами рассмотрено в работах (Калинин, 1990, 2006). В данном диапазоне возможно использование бореальной номенклатуры ярусного расчленения, поскольку в фаунистических комплексах доминируют *Buchia* и краспедитиды. Граница волжского уровня и бореального берриаса проводится в разрезе на р. Амур (Калинин, 2006) по появлению *P. (Pretollia) sp.* в слоях с *B. unshensis*, *P. (Praetollia) sp.*, что соответствует определению этой границы на Севере Сибири и на Русской платформе (Ходемакер, 1969; Захаров, 1981; Захаров и др., 1997; Митта, 2004). Указанные слои примерно соотносятся с верхней частью слоев с *B. terebratuloides* – *B. unshensis* на юге Сихотэ-Алиня, где в них обнаружены аммониты, представляющие зону «Jacobi-Grandis» (Сей, Калачева, 1990).

Аптский ярус в сихотэ-алинских разрезах не имеет достаточного обоснования, ему предположительно соответствуют слои с *Aucellina aptiensis* (Orb.), *Aucellina caucasica* Buch., эпиболь которых в бореальной области приурочен к апту (Kemper, 1982).

Представленное расчленение альбского яруса обосновывается реперными уровнями с вышеуказанными индекс-родами аммонитов, характерными для зональных комплексов альба на Северо-Востоке России (Алабушев, 1989) и в Северной Америке (Калинин, 1987; Murphy, Rodda, 1959; Imlay, 1961; Jones, 1967; Jeletzky, 1980). Слои с *Inoceramus anglicus* согласно панбореальной корреляции в этих регионах и на Севере Сибири (Захаров и др., 2000) могут рассматриваться на Сихотэ-Алине в пределах среднего – верхнего альба.

На рубеже альба – сеномана на Сихотэ-Алине прослеживается характерная ассоциация родов *Neogastrolites* и *Marshallites*, включая *Eogunnarites sp.* (Калинин, 1987), появление которого соотносится исследователями с нижней границей сеномана в Тихоокеанской палеозоогеографической области (Алабушев, 1989; Jones, 1967).

Сеноманский ярус обосновывается новыми находками иноцерамид и аммоноидей, полученными при проведении в 2007-2012 гг. на севере Сихотэ-Алиня региональных геологических работ ГДП-200 и сопутствующих им палеонтологических определений (данная статья). Важными биостратиграфическими реперами среди них являются: *Inoceramus crispus* Mant. и *I. virgatus* Schluter – руководящие таксоны нижнего сеномана (Терехова, 1969; Опорный разрез..., 1987; Горбачик и др., 2000), в т.ч. в Нижне-Саксонском бассейне Германии (Wilmsen et al., 2002), где показано их положение в стандартных аммонитовых зонах *Mantelliceras mantelli* и *M. dixonii*. В Японии эти виды иноцерамид также известны вблизи уровней с *Mantelliceras* (Kawabe et al., 2003). Ассоциирующие с ними *D. (Pseudouhligella) japonicum* Yabe и *Parajaubertella kawakitana* Mat. типичны для нижнего сеномана на Северо-Востоке России, в Северной Америке (Алабушев, 1989; Jones, 1967; Jeletzky, 1980) и в Японии (Kawabe et al., 2003).

Inoceramus pennatulus Perg. и *I. ginterensis* Perg., обнаруженные на севере Сихотэ-Алиня, изначально были описаны в Корьяско-Камчатском регионе (Пергамент, 1966) и впоследствии установлены на Сахалине и Хоккайдо, где они приурочены к среднесеноманским уровням с *Turrilites costatus* Lamarck и *Acanthoceras takahashii* Mat. и др. (Опорный разрез..., 1987; Matsumoto et al., 1988). Слои с этими видами иноцерамид, а также предположительно вышележающие уровни с *Inoceramus tamurii* Mat. et Noda, *I. cf. pictus* Sow., широко распространены на Севере Сихотэ-Алиня и к ним, кроме обнаруженных находок (на р. Мачтовая, р. Амур в окрестностях с. Киселевка, р. Тумнин), могут относиться местонахождения с описанными ранее местными видами *I. tуганensis* Zon., *I. sichotealinensis* Zon., *I. pressulus* Zon. (Зонова, 1982), возможно требующими пересмотра.

Литература

- Алабушев А.И. 1989. Морфогенез альбских и раннесеноманских аммонитид Северо-Востока СССР. Магадан: Изд-во СВКНИИ ДВО АН СССР. 104 с.
- Горбачик Т.Н., Копаевич Л.Ф., Найдин Д.П. 2000. О границе альба и сеномана в юго-западном Крыму // Стратиграфия. Геол. корреляция. Т. 8. № 5. С. 52-64.
- Захаров В.А. 1981. Бухииды и биостратиграфия бореальной верхней юры и неокома. М.: Наука. С. 122-133.
- 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.
- Захаров В.А., Маринов В.А., Агалаков С.Е. 2000. Альбский ярус Западной Сибири // Геология и геофизика. Т. 41. № 6. С. 769-791
- Зонова Т.Д. 1982. Меловые иноцерамиды Сихотэ-Алиня и Нижнего Приамурья // Новые данные по стратиграфии и палеонтологии Дальнего Востока. Владивосток. С. 42-52.
- Калинин Е.А. 1987. Новые данные по биостратиграфии альба Сихотэ-Алиня. В кн.: Мезозойские и кайнозойские отложения Дальнего Востока (вопросы биостратиграфии) // Препринт. Магадан: Изд-во СВКНИИ ДВО АН СССР. С. 3-9.
- Калинин Е.А. 1990. Слои с *Vuchia* из валанжина бассейна р. Хор (Северный Сихотэ-Алинь) // Тихоокеанская геология. № 6. С.78-85.
- Калинин Е.А. 2001. Корреляция морских и неморских последовательностей нижнего мела Дальнего Востока России, Северо-Востока Китая и Японии // Эволюция жизни на Земле: мат. II Междунар. симпоз. «Эволюция жизни на Земле». Томск: Изд-во НТЛ. С. 242-247.
- Калинин Е.А. 2006. Слои с *Vuchia* в разрезе верхней юры–нижнего мела на реке Амур (Хабаровский край) и корреляция с бореальным зональным стандартом. // Палеонтология, биостратиграфия и палеогеография бореального мезозоя: Материалы науч. сес., г. Новосибирск, 26–28 апр., 2006 г. Новосибирск: Академическое изд-во «Гео». С.93-97.
- Митта В.В.О. 2004. Последовательности комплексов аммонитов в пограничных отложениях юры и мела московской синеклизы // Палеонтол. журн. № 5. С. 17-24.
- Мартынюк М.В., Васькин А.Ф. и др. 1983. Геологическая карта Хабаровского края и Амурской области масштаба 1: 500 000. Объяснительная записка. Хабаровск. 52 с.
- Опорный разрез меловых отложений Сахалина (Найбинский разрез) 1987 / Ред. З.Н. Пояркова // Тр. Межведомственного Стратиграфического Комитета. Л.: Наука. Т. 16. 197 с.
- Пергамент М.А. 1966. Зональная стратиграфия и иноцерамы нижней части верхнего мела Тихоокеанского побережья СССР. Тр. ГИН АН СССР. Вып. 146. 79 с.
- Решения 4 Межведомственного регионального стратиграфического совещания по докембрию и фанерозою Дальнего Востока и Восточного Забайкалья: Тез. докл. 4 Дальневост. межвед. стратигр. совещ. (Хабаровск, 1990). Хабаровск. 1994. 123 с.
- Сей И.М., Калачева Е.Д. 1990. Нижнеберриасские отложения Южного Приморья и положение границы юры и мела на Дальнем Востоке СССР // Граница юры и мела. М.: Наука. С. 178-187.
- Терехова Г.П. 1969. О нижней зоне сеноманского яруса меловой системы в Анадырско-Корякской области // Иноцерамы юры и мела Северо-Востока СССР. Тр. СВКНИИ СО АН СССР. Вып 32. Магадан. С. 163-178
- Ходемакер Ф. Дж. 1990. Бореально-тетическая корреляция и граница между юрой и мелом // Граница юры и мела. М.: Наука. С. 22-48.
- Imlay R.W. 1961. Characteristic Early Cretaceous megafossils from Northern Alaska. U.S. Geol. Surv. Profess. Paper 335. 74 p.
- Jeletzky J.A. 1980. New or formerly known biokronologically and paleobiogeographically important Gastroplitinid and Cleoniceratinid (ammonitida) taxa from Middle Albian rocks of Mid-Western and arctic Canada. Geol. Surv. Canada. Paper I-V. P. 1-63.

Jones D.L. 1967. Cretaceous Ammonites from the Lower Part of The Matanuska Formation Southern Alaska // U. S. Govern. Print. office, Washington. 69 p.

Kawabe F., Takashima R., Wani R., Nishi H., Moriya K. 2003. Upper Albian to Lower Cenomanian biostratigraphy in Oyubari area, Hokkaido, Japan: toward a Cretaceous biochronology for the North Pacific // *Geologica Polonica*. Vol. 53. N 2. P. 81-91

Kemper E. 1982. Die Aucellinen des Apt. und Unter-Alb. Nordwestdeutschlands // *Geologisches Jahrbuch, Reihe A6*. S. 579-595.

Matsumoto A., Asai H., Hirano M. Noda. 1988. Some Inoceramids (Bivalvia) from the Cenomanian (Cretaceous) of Japan – III // *Trans.Proc. Paleontol. Soc. Japan, N.S.* N 149. P. 378-395

Murphy M.A., Rodda P.U. 1959. New ammonites from the Albian of Northern California // *J. Paleontol.* Vol. 33. N 1. P. 103-185.

Wilmsen M., Niebuhr B., Wood C.J. 2002. Early Cenomanian (Cretaceous) inoceramid bivalves from the Kronsberg Syncline (Hannover area, Lower Saxony, northern Germany): stratigraphic and taxonomic implications // *Acta Geologica Polonica*. Vol. 51(2). P. 121-136.

СТРАТИГРАФИЧЕСКИЙ ФАКТОР, КАК ОДИН ИЗ ВАЖНЕЙШИХ (И ОБЩИХ) В ФОРМИРОВАНИИ ЗАЛЕЖЕЙ И МЕСТОРОЖДЕНИЙ-ГИГАНТОВ БИТУМОВ, НЕФТИ И ГАЗА БАССЕЙНОВ МИРА (НА ПРИМЕРЕ МЕЛА)

Ю.Н. Карогодин

Новосибирский государственный университет, Новосибирск, KarogodinYN@ipgg.sbras.ru

STRATIGRAPHICAL FACTOR, AS ONE OF THE IMPORTANT (AND UNIVERSAL) IN FORMATION OF DEPOSITS AND BITUMEN GIANT FIELDS, OIL AND GAS OF BASIN OF WORLD (FOR EXAMPLE CRETACEOUS)

Yu.N. Karogodin

Novosibirsk State University, Novosibirsk, KarogodinYN@ipgg.sbras.ru

На примере мела, как и других систем фанерозоя, возможно вполне убедительно продемонстрировать важную роль стратиграфического фактора в формировании залежей и месторождений-гигантов битумов, нефти и газа. Геологи-нефтяники, отмечая роль стратиграфического фактора в формировании гигантских скоплений углеводородов (УВ), имеют в виду, прежде всего, *стратиграфические перерывы и размывы*. Их масштаб, определяется часто рангом, сопряжённым с рангом седиментационного цикла. В модели сиквенс-стратиграфии фанерозоя выделяется *шесть мегасиквенсов-стратонов*, сформировавшихся эвстатическими (трансгрессивно-регрессивными) *мегациклами*. У каждого из них, как известно, есть собственное название.

В литостратиграфической модели также выделяется *шесть гигациклитов*, но с названиями, «привязанными» только к геологическим системам (или их отделам, частям). Но это, в рассматриваемом аспекте, не имеет существенного значения.

Для формирования гигантских скоплений УВ необходим их интенсивный поток, как и для реки с её притоками, обширной долиной и вместительным руслом. Такой «долиной» (масштаба Амазонки, в идеале) служат сами стратиграфические уровни перерывов крупного ранга. Поскольку и перекрывающие (базальные) породы над перерывом, и подстилающие (часто дезинтегрированные) являются коллекторами, флюидопроводящими, благоприятными для латеральной миграции на том или ином, а нередко, и обширном пространстве бассейна. Это первый важнейший стратиграфический фактор формирования залежей и месторождений гигантов УВ.

Второй, не менее важный, а в ряде случаев (особенно с битумами) наиболее важный фактор – значительный стратиграфический диапазон размыва отложений *нефтегазоносного разреза* бассейна. Его величина может составлять от одного или нескольких резервуаров одной системы до *нескольких нефтегазоносных систем*. Экстра благоприятные условия формирования гигантских скоплений УВ возникают в случае объединения этих двух факторов.

Для любого вида скоплений УВ необходим ёмкий резервуар. Для жидких и газообразных УВ необходима и гигантская ловушка. Как правило, она *стратиграфического типа* (или с его элементами доминирования). В группе неструктурных ловушек они составляют большую часть. Для нефти (и особенно газа) важно ещё и наличие надёжного экрана.

В качестве наиболее ярких примеров гигантских скоплений УВ меловой системы и некоторых других месторождений фанерозоя, сформировавшихся под влиянием стратиграфического фактора, можно привести следующие.

В пределах окраинного платформенного борта Западно-Канадского нефтегазоносного бассейна выявлены супергигантские запасы битумов (Атабаски). Они содержатся в **меловых** песчаниках, залегающих с огромным стратиграфическим перерывом на **девонских** известняках. Под продуктивной толщей базальных песчаников *отсутствуют отложения почти пяти систем*. Вероятнее всего это связано с размывом в результате активного подъёма восточного борта бассейна в предмеловой период времени, что спровоцировано было периодической активизацией роста огромного (больше, чем вся Западная Сибирь) Канадско-Гренландского щита. Несмотря на то, что он весьма удалён от данного бассейна. Учитывая давний вопрос неоргаников (откуда столько нефти взялось?), следует заметить, что в центральной, глубоко погруженной части бассейна, в разрезе выявлено много залежей нефти в мезозойских и палеозойских отложениях. В том числе крупное Офисина (и ряд других) в меловых отложениях, по множеству резервуаров которых (палеозоя и триас-мела) и могла происходить активная латеральная миграция нефти. Граница баррема и апта (условная, не обоснованная фауной) – это граница и двух *гигациклитов*, юрско-неокомского и апт-неогенового в литмостратиграфической модели.

Подобный процесс формирования ещё более крупного по запасам битумов месторождения свойственен и платформенному борту Оринокского нефтегазового бассейна. Залежи его сформировались (в палеоген-неогеновых отложениях) в результате поднятия борта прогиба, спровоцированные значительной активизацией соседнего к югу Бразильского щита, с размывом ранее сформировавшихся залежей нефти и усилившейся миграцией из погруженных частей бассейна (крупная зона Офисина). Это произошло в конце последнего (шестого) палеоген-неогенового *мегацикла* Тияс (Teias) сиквенс-стратиграфической модели.

Тектонической (вероятно, *резонансной*) активизацией и высокоамплитудным поднятием в конце этого мегацикла (апт-неогенового *гигацикла*) объясняется отсутствие почти повсеместно на территории Западной Сибири неогеновых отложений. Что привело к снижению давления и способствовало массовой миграции газа, растворившегося в «океане» вод значительного сеноман-валанжинского мегарезервуара под мощный (400-700 м) глинистый верхнемеловой экран. Формированию крупных и гигантских залежей и месторождений (Уренгойское, Ямбургское, Бованенковское) способствовало наличие крупных структурных ловушек северной и арктической областей бассейна. В связи с этим, невозможно не обратить внимания на аналогичное стратиграфическое положение основных залежей нефти в меловых отложениях (формация Бурган) разреза супергигантского месторождения Большой Бурган Кувейта (Перродон, 1991).

Следует также отметить, что с пограничными (над – и подперерывными) слоями (группы «А») основания рассматриваемого апт-неогенового гигациклита, на контрастных Вартовском (слои АВ) и Сургутском (АС) сводах Среднеобской нефтегазоносной области Западной Сибири, связаны основные залежи нефти (Карогодин, 2006). В том числе гигантских месторождений Самотлорского и Фёдоровского (Эпов и др., 2014).

С типично стратиграфической ловушкой связана залежь газа гигантского Ист-Техасского месторождения Северной Америки.

Важное влияние стратиграфического фактора в формировании гигантских месторождений битумов, нефти и газа касается не только меловой системы, но всего фанерозоя, как и всего осадочного чехла литосферы. По всем континентам можно привести яркие примеры важного влияния «стратиграфического фактора» на формирование гигантских залежей и месторождений и даже целых зон нефти и газа (как, например, Уренгойско-Ямбургская). Вот лишь некоторые примеры из разных систем и территориального положения.

Панхендл-Хьюгтон – газовое месторождение-гигант с нефтяной оторочкой. Западный Внутренний бассейн США. Продуктивные базальные надпенсильванские (предпенсильванский перерыв) и подперерывные разновозрастные породы значительного стратиграфического диапазона.

Хасси-Р'Мель газовый гигант в надперерывных слоях триаса Сахаро-Ливийского НГБ (Северная Африка).

Хасси-Месауд – нефтяное месторождение-гигант Сахаро-Ливийского НГБ (Северная Африка). Продуктивные кембрийские песчаники, перекрытые пермо-триасовыми соленосными отложениями. Отсутствуют в разрезе отложения 4-5 (!) систем.

Уникальной (единственной в мире) является гигантская Юрубчено-Тахомская нефтеносная зона Сибирской платформы. Залежи нефти с газовыми «шапками» приурочены к карстово-кавернозным известнякам среднего (!) рифея (2.1 млрд. лет). В наиболее приподнятой части контрастного Камовского свода, с которым связана зона, экраном служат плотные доломиты венда. Огромный, по времени отсутствия отложений перерыв. Отсутствуют не только верхнерифейские, но и нижневендские породы. С терригенными коллекторами последних, как известно, связаны основные залежи нефти (в том числе крупнейшего Верхне-Чонского) и газа (Ковыктинского) месторождений Лено-Тунгусской нефтегазоносной области. И это немаловажный аргумент в решении спора – самая ли древняя нефть в рифейских отложениях Юрубчено-Тахомской зоны (Карогодин, 1978).

Идентификация стратиграфических несогласий в разрезе НГО, определение их ранга и масштаба, а также площадей распространения имеет многофункциональное значение в нефтяной геологии. Но это уже иной аспект их важности, заслуживающий особого внимания, учитывая вполне обозримую перспективу трудоёмкого и затратного освоения шельфа арктических морей.

Литература

Карогодин Ю.Н. 1978. Куюмба – самая ли древняя нефть планеты? // Цикличность осадконакопления нефтегазоносных бассейнов и закономерности размещения залежей. Новосибирск: Изд-во ИГиГ. С. 69-80.

Карогодин Ю.Н. 2006. Системная модель стратиграфии нефтегазоносных бассейнов Евразии Т. 1: Мел Западной Сибири / Ю.Н. Карогодин; Ин-т нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН; Новосиб. гос. ун-т. Новосибирск: Изд-во «Гео». 166 с.

Перродон А. 1991. Формирование и размещение месторождений нефти и газа. М.: Недра. 359 с.

Эпов М.И., Карогодин Ю.Н., Ухлоva Г.Д. 2014. Электрофизическая модель Пимского нефтегазоносного комплекса мела Западной Сибири: учебное пособие. Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН, Новосибирский государственный университет. Новосибирск: Изд-во ИНГГ СО РАН. 73 с. (Серия: «Электрофизические модели нефтегазоносных комплексов бассейнов Западной и Восточной Сибири». Вып. 2, в 3-х ч. Ч. 1).

НЕФТЕГАЗОНОСНЫЕ КОМПЛЕКСЫ В МОДЕЛЯХ ЛИТМОСТРАТИГРАФИИ И СИКВЕНС-СТРАТИГРАФИИ (НА ПРИМЕРЕ МЕЛА ЗАПАДНОЙ СИБИРИ)

Ю.Н. Карогодин¹, М.И. Эпов¹, Г.Д. Ухлова², Э.М. Хакимов³

¹Новосибирский государственный университет, Новосибирск,
KarogodinYN@ipgg.sbras.ru, EpovMI@ipgg.sbras.ru

²ОАО «Сибнефтегеофизика», Новосибирск, Ukhlova@sibngf.ru

³Казанский государственный педагогический университет, Казань, miki38@mail.ru

OIL-AND GAS-BEARING COMPLEXES IN LITHMOLOGY STRATIGRAPHY MODELS AND SEQUENCE STRATIGRAPHY (FOR EXAMPLE CRETACEOUS OF WEST SIBERIA)

Yu.N. Karogodin¹, M.I. Epov¹, G.D. Ukhlova², E.M. Khakimov³

¹Novosibirsk State University, Novosibirsk,
KarogodinYN@ipgg.sbras.ru, EpovMI@ipgg.sbras.ru

²JSC «Siberiaoilgeophysics», Novosibirsk, Ukhlova@sibngf.ru

³Kazan State Pedagogical University, Kazan, miki38@mail.ru

Термин «**нефтегазоносный комплекс**» широко распространён и активно используется в нефтяной геологии. Этим и обусловлено множество его определений, как в отечественной, так и в зарубежной литературе. Они в учебниках, справочниках, энциклопедии по нефти и газу, статьях и монографиях. Однако общепринятого определения нет.

В публикациях наиболее часто встречаются термины *нефтегазоносный комплекс (НГК)* и *региональный (РГ НГК)*. Но содержание, объём как того, так и другого различны у разных авторов. Поэтому воспользоваться на практике каким-либо из существующих определений, чаще всего, весьма затруднительно. Ещё и потому, что определения, как правило, не *операциональны*, не раскрывают способа, операции выделения НГК вообще и, тем более, определённого ранга.

При этом под термином «**нефтегазоносный комплекс**» все геологи одинаково понимают *породное тело с одним или несколькими резервуарами (НГР), с открытыми (и\или прогнозируемыми) в них залежами углеводородов, разреза нефтегазоносного бассейна (НГБ)*. Одним из важных свойств НГК является *определённая (литолого-фациальная, стратиграфическая) пространственно-временная общность*. Но, в таком общем определении нет важной процедуры опознания принадлежности к **рангу** НГК. А без этого невозможно выявить и понять пространственно-временные закономерности размещения залежей УВ. Следовательно, нереально и определение перспективы и важных направлений поисково-разведочных работ.

Итак, любые породные тела, способные принимать, перемещать, содержать и удерживать углеводороды могут быть идентифицированы, как нефтегазоносные комплексы. Однако, в первую очередь, представляется целесообразным рассмотрение поднятого вопроса в рамках лишь *осадочного разреза* бассейна. Поскольку именно в нём содержится более 99%, как принято считать, выявленных и прогнозируемых запасов нефти и газа *нашей* планеты.

Следовательно, первейшая и важнейшая задача заключается в уточнённой разработке *операционального определения* нефтегазоносного комплекса. Ибо только на такой основе возможно продуктивное решение вопросов многоуровневой *классификации, номенклатуры и терминологии*.

Обоснованной *общепринятой* иерархической, ранговой (многоуровневой) классификации НГК не существует, как отмечалось выше. Тем не менее, из анализа практического употребления в публикациях терминов явно разного ранга выстраивается их некоторая иерархическая цепочка («пирамида»): *нефтегазоносный этаж – региональный (и субрегиональный) –*

зональный (и субзональный) нефтегазоносный комплекс. Эти термины, вероятно, целесообразно сохранить и использовать в дальнейшем, но с закреплением за ними вполне определённых понятий и определений.

Операциональное определение НГК может быть представлено в следующем виде, с использованием принципов системно-литмостратиграфической парадигмы. Сущность её изложена (Карогодин, 2010), поэтому здесь опускается.

Нефтегазоносный комплекс – это породно-слоевое тело-система седиментационного цикла (циклита, сиквенса) разреза НГБ. Такое определение вполне конструктивно и обосновано, поскольку процедура (операция) опознания, идентификации и выделения циклитов (как и сиквенсов), с которыми сопряжены НГК, достаточно разработана (Карогодин, 1990). Первостепенную роль в рассматриваемом (принятом) подходе играют системные принципы **сопряжённости, системостратонности, классифицируемости и иерархичности**.

В моделях литмологии и литмостратиграфии, а также сиквенс-стратиграфии выделяется несколько рангов (уровней) стратонтов. Они сходны между собой (по ряду признаков), но с различными названиями. В литмологической и литмостратиграфической моделях это, соответственно, *гигациклиты* и *гигалитмостратоны*, как подразделения наиболее высокого ранга. Примеры: девон-нижний карбон (Миссиссипий), верхний карбон (Пенсильваний), юра-неоком, мел-неоген. В сиквенс-стратиграфической модели определённым аналогом (по рангу) *гигациклитами* являются *мегасиквенсы* – породно-слоевые тела мегациклов. По стратиграфическому объёму те и другие наиболее близки к понятию (и термину) *этаж нефтегазоносности (ЭТ НГН)*. В таком случае, следуя правилу *заимствования* терминов (для номенклатурных названий НГК) в рамках принципа *сопряжённости*, можно предложить термин *нефтегазоносный гигакомплекс (ГИГА НГК)* или *мегакомплекс (МЕГА НГК)*. А термин *этаж нефтегазоносности* считать синонимом. При этом, напрашивается и термин *подкомплексы «этажа» – трансгрессивный или регрессивный*.

Мегасиквенсов, как и гигациклитов в фанерозое выделяется одинаковое количество – **шесть**. Поскольку любая система (в том числе породно-слоевая) иерархичная, многоуровневая, следующим (соподчинённым) рангом в составе гигациклитов (систем породно-слоевых) будут **региональные циклиты (регоциклиты)**. Важно, что в сиквенс-стратиграфической модели им соответствуют *суперсиквенсы* (Медведев, 2010 и др.) с их группами. А это уже реальный, открытый путь к **общепланетарному** масштабу исследований.

В номенклатурных названиях циклов, циклитов и нефтеносных комплексов довольно часто встречается термин *региональный*, как отмечалось выше. Поэтому представляется логичным *оставить это название и за НГК*. Поскольку оно уже прижилось и стало в определённой мере привычным. К тому же идентификация этого ранга породно-слоевых тел-систем вполне осуществима без особых проблем по ГИС и данным сейсморазведки.

Таким образом, *региональный нефтегазоносный комплекс (РГ НГК)* сопряжён с *региональным циклитом (РГЦ)* через *литмостратон*. Их число ограниченное (не исключено и определённое) в стратиграфически полном гигациклите (и мегасиквенсе).

В составе *региональных* циклитов (наиболее стратиграфически полных и значительных по мощности разрезов), выделяется ещё, как минимум, два ранга. А, следовательно, столько же и НГК, исходя из принципа сопряжённости. Эти НГК, по аналогии с выше принятым правилом заимствования (от циклов, циклитов и литмостратонтов) ранговых наименований, предлагается назвать *зональными*, а *соподчинённые им – субзональными нефтегазоносными комплексами*. Их может быть два-три и больше. И, наконец, циклиты самого низкого ранга, представленные двумя-тремя слоями (или несколько большим количеством). Их тоже можно поделить, но только уже на *слойки* и *слойковые (а не слоевые) циклиты (породно-слойковые системы)*. В рассматриваемой системно-литмологической модели они получили ранговое название **элементарных циклитов**,

а в сиквенс-стратиграфической – *парасиквенсов*. Это *резервуары* в составе НГК. Как породно-слоевые системы они тоже иерархичны, образуя группы в составе *различных частей* НГК того или иного ранга. И *определение закономерностей положения (приуроченности) резервуаров к тем или иным частям НГК весьма важно*, поскольку это определяет их фильтрационно-ёмкостные свойства, закономерности пространственного размещения, а значит и стратегию поиска, разведки и разработки залежей. Таким образом, используя выше перечисленные системные принципы, можно представить иерархию НГК в следующем виде. *Гигантефтегазоносные комплексы (ГИГА НГК), или нефтегазоносные этажи (НГЭ), соответственно, с подкомплексами (или подэтажами) – региональные (РГ НГК) и субрегиональные (СУБ РГ НГК) – зональные (ЗОН НГК) и субзональные (СУБ ЗОН НГК) и резервуары (РЕЗ)*. Синонимами (при использовании сиквенс-стратиграфической терминологии) будут терминыэлементы двух «высоких» (верхних) рангов – *мега* (гига)- и *супер* (рего) - НГК.

Данный подход активно реализуется в серии методических пособий «**Электрофизические модели нефтегазоносных комплексов бассейнов Западной и Восточной Сибири**». В том числе и модели мела (Эпов, Карогодин, 2014), а также юры (Эпов, Карогодин, 2012, 2013). Краткость тезисов не позволяет дать характеристики и показать весьма важные особенности меловых региональных НГК, с которыми связаны основные гигантские запасы как нефти (месторождения-гиганты Самотлор, Мамонтовское, Фёдоровское, Приобская и Красноленинская зоны), так и газа (месторождения-гиганты Уренгой, Ямбург, Бованенковское).

Ценность и важность рассмотренного системно-литмологического подхода ещё и в том, что он может быть эффективно использован на кафедрах в университетах, институтах с нефтяной тематикой в качестве *интеграционного основания (стержня)*. Так, уже опубликован ряд работ в качестве Учебных пособий (Эпов, Карогодин, 2012, 2013 и др.) по курсам «Нефтегазоносные провинции», «Геология и геохимия горючих ископаемых» и «Геофизические исследования скважин» факультета геологии и геофизики НГУ.

Литература

Карогодин Ю.Н. 2006. Системная модель стратиграфии нефтегазоносных бассейнов Евразии Т. 1: Мел Западной Сибири / Ю.Н. Карогодин; Ин-т нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН; Новосиб. гос. ун-т. Новосибирск: Изд-во «Гео». 166 с.

Карогодин Ю.Н. 2010. Системная модель стратиграфии нефтегазоносных бассейнов Евразии: в 2 т. Т. 2 Юра: Кн. 1: Теоретико-методологические основы системно-стратиграфической парадигмы / Рос. акад. Наук, Сиб. отд-ние, Ин-т нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука. Новосибирск: Изд-во ИНГГ СО РАН. 163 с.

Карогодин Ю.Н. 1990. Введение в нефтяную литмологию. Новосибирск: Наука. 240 с.

Медведев А.Л. 2010. Комплекс заполнения врезанных долин – новый нефтепродуктивный объект в меловых отложениях Красноленинского свода Западной Сибири (на примере каменного месторождения) /дис. на соиск. уч. степени к.г.-м.н. СПб: 147 с.

Эпов М.И., Карогодин Ю.Н., Белослудцев П.Ю., Храмов М.Ф. 2012. Электрофизическая модель Васюганского нефтегазоносного комплекса юры Западной Сибири. Часть 1 серии: Электрофизические модели нефтегазоносных комплексов бассейнов Западной и Восточной Сибири: учеб. пособие. Новосибирск: Изд-во ИНГГ СО РАН. 78 с.

Эпов М.И., Карогодин Ю.Н., Климов С.В., Уклова Г.Д., Храмов М.Ф. 2013. Электрофизические модели Георгиевско-сиговского и Яновстанского нефтегазоносных комплексов юры Западной Сибири: учебное пособие (Серия «Электрофизические модели нефтегазоносных комплексов бассейнов Западной и Восточной Сибири». Вып. 1, в 3-х частях. Ч. 2 и 3). Новосибирск: Изд-во ИНГГ СО РАН. 103 с.

Эпов М.И., Карогодин Ю.Н., Ухлова Г.Д. 2014. Электрофизическая модель Пимского нефтегазонасного комплекса мела Западной Сибири: учебное пособие. Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН, Новосибирский государственный университет. Новосибирск: Изд-во ИНГГ СО РАН. 73 с. (Серия «Электрофизические модели нефтегазонасных комплексов бассейнов Западной и Восточной Сибири». Вып. 2, в 3-х ч. Ч. 1).

МЕЛОВЫЕ ЭКОСИСТЕМЫ ЮГО-ВОСТОЧНОЙ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ ОКРАИНЫ РОССИИ И ИХ ЭВОЛЮЦИЯ

Г.Л. Кириллова

*Институт тектоники и геофизики им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН, Хабаровск,
kirillova@itig.as.khb.ru*

CRETACEOUS ECOSYSTEMS OF SOUTHEASTERN CONTINENTAL MARGIN OF RUSSIA AND THEIR EVOLUTION

G.L. Kirillova

Kosygin Institute of Tectonics and Geophysics FEB RAS, Khabarovsk, kirillova@itig.as.khb.ru

Меловые экосистемы юго-восточной континентальной окраины России весьма разнообразны, и они неоднократно изменялись под влиянием глобальных и региональных факторов.

Территориально выделяются две крупные области, где накапливались меловые осадки: Сихотэ-Алинь-Нижний Амур и восточная окраина Центрально-Азиатского орогенного пояса. Они резко отличаются. В первой накапливались преимущественно морские осадки, во второй – континентальные (терригенные, угленосные и вулканогенные).

В раннем мелу юго-восточная окраина России находилась на стыке трёх зоогеографических провинций: Бореальной, Тетической и Тихоокеанской и двух палеофлористических областей: Сибирско-Канадской с умеренно тёплым климатом и Евро-Синийской субтропической (Вахрамеев, 1988; Кириллова, 2000).

Раннемеловая обстановка тесно связана с позднеюрской. На востоке (Киселевско-Маноминская зона) в поздней юре (титон)-валанжине существовал обширный окраинный морской бассейн с островными дугами. Современными исследованиями установлено, что при низкой скорости седиментации накапливались кремни, вулканиты, глинистые кремнисто-глинистые сланцы с радиоляриями, характеризующие обстановку бассейновой равнины с вулканическими постройками, увенчанными «шапками» известняков с типичной биотой (Анойкин и др., 2007). Западнее (комсомольская серия Горинской зоны) в глинистых фациях наряду с радиоляриями присутствуют бухии *Buchia* aff. *inflata* (Toula) Lah., *B. cf. wollosovitchi* (Sok.), *B. cf. keyserlingi* Lah., редкие аммониты. При резком преобладании бореальной фауны бухий встречаются и тетические двустворки и аммониты, свидетельствующие о шельфовой обстановке. Довольно широко распространены олистостромы. Олистолиты в них сложены каменноугольными, пермскими образованиями, но преобладают средне-верхнетриасовые кремни. Матриком служат глинистые сланцы, аргиллиты, туфогенные алевролиты и кислые туфы поздней юры (титона). По латерали (к востоку) шельфовые фации быстро сменяются турбидитами (обстановка склона желоба), практически не содержащими фауны. Но в них довольно часто встречаются ходы илоедов.

Западнее межгорные впадины субмеридионального простирания (Буреинская, Зeya-Буреинская) заполнялись континентальными осадками мощной речной системы с многочисленными озерами и болотами, в которых накапливался торф (Кириллова и др., 2012; Цао

и др., 2013). Здесь известен богатый комплекс ископаемой флоры: *Coniopteris hymenophylloides*, *Cladophlebis nebbensis*, *C. haiburnensis*, *Podozamines lanceolatus*, *Sphenopteris nantogensis* и др.

В готериве-барреме на большей части рассматриваемой территории фиксируется перерыв. Лишь на востоке Сихотэ-Алиня продолжается непрерывная морская седиментация. Однако, бухии в экосистемах сменяются иноцерамами, представленными гетероптериями, колоницерамами (Маркевич, Коновалов и др., 2000). В барреме появляются аммониты *Crioceratites cf. emericii* и *Barremites* sp., обитавшие на глубинах 300-400 м (Барабоскин, Энсон, 2003). В континентальных экосистемах западной области доминирует обстановка рек, озёр, болот, накапливаются терригенные угленосные осадки мощностью до 1000 м. В условиях умеренно тёплого гумидного климата сформировались два флористических комплекса: солонийский и чемчукинский. Наиболее полно они представлены в разрезах Буреинского бассейна (Кириллова и др., 2012). Для первого (берриас-валанжин) характерны папоротники, беннетитовые, цикадовые, гинкговые, появились типичные представители меловой флоры – схизейные. В чемчукинском комплексе (готерив-начало апта) сменились доминанты. Появились *Lobifolia novopokrovskii*, *Sphenopteris lepiskensis*, *Athrotaxopsis expansa*, *Elatocladus manchurica*. В барреме отмечены первые цветковые растения. Резкое сокращение цикадофитов указывает на похолодание.

В апте-середине позднего альба обособились два морских прогиба, разделенных центральным поднятием, в которых накопились мощные толщи (до 6 км) циклично переслаивающихся песчаников, алевролитов, глинистых сланцев. В морских бассейнах доминировали бореальные биоценозы. Широкое распространение получили ауцеллины (Sha et al., 2009). Данные о распространении аммонитов разных провинций свидетельствуют об относительном равновесии бореальных и тетических морей в это время.

В результате альбских тектонических движений, внедрения интрузий нижнемеловой тектоно-стратиграфический комплекс приобрёл покровно-складчатую структуру. В конце альба произошло существенное обновление биоты, увеличилось её разнообразие.

Во внутриконтинентальных бассейнах в апте-альбе под влиянием сдвига-раздвиговых процессов продолжали формироваться континентальные угленосные толщи мощностью до 2 км. Для них характерны богатые комплексы флоры: *Ruffordia goeppertii* (Dunk) Nath., *Asplenium dicksonianum* Heer, *Coniopteris compressa* Vassil., *Birisia onychioides* (Vassil. et K.-M.) Samyl, *Onychiopsis psilotoides* (Stock. et Webb) Ward., *Ginkgo* ex gr. *adiantoides* (Ung.) Heer., *Cephalotaxopsis heterophylla* Holl., *Araliaephyllum* sp., *Cisites* sp., *Cinamomoides elongate* Koschm., шишки *Sequoia* cf. *condita* Lesg.

В результате активизации тектонических движений образовались структуры хребтов и бассейнов, наиболее чётко выраженные в Зея-Буреинском бассейне. В долинах рек под влиянием мощных речных потоков сформировались слои конгломератов мощностью до 600 м (Кириллова и др., 2012).

К постаккреционным образованиям относятся позднеальб-палеогеновые Охотско-Чукотский и Восточно-Сихотэ-Алинский вулканические пояса. В результате работы большого коллектива исследователей (Вулканоген. мел, 1989) для позднего мела выделено 6 фито-стратиграфических горизонтов (Решения..., 1994). Нижние три относятся к Охотско-Чукотской провинции. Это петрозувский (поздний альб-ранний турон) с богатым комплексом флоры, спор и пыльцы с преобладанием голосеменных; арзамазовский (средний турон-средний коньяк), в палинофлоре которой доминируют цветковые, и кисинский (поздний коньяк-ранний сантон), в котором преобладают секвойи. Следует заметить, что граница провинций перемещалась в связи с изменением климата. Верхние три комплекса более молодые, относятся к Японской провинции. Она характеризуется тёплым климатом с оптимумом в кампане. В сантоне-кампане растительность представлена разнообразными и многочисленными тропическими и субтропическими

видами. Выделяется три горизонта: монастырский (поздний сантон-ранний кампан), самаргинский (поздний кампан-ранний маастрихт) и богопольский (поздний маастрихт).

По мнению В.А. Красилова (1989), на границе мела и палеогена в Восточно-Сихотэ-Алинском поясе происходит резкое изменение растительности. В спорово-пыльцевых комплексах увеличивается роль пыльцы, близкой к современной (Маркевич, 1995).

В последние годы большое внимание было уделено изучению границы мела и палеогена в Приамурье в ходе российско-китайских проектов. Были проведены геохимические, палеонтологические исследования с целью определения причин резкого изменения состава биоты на границе мела и палеогена, вымирания динозавров.

По результатам анализа детритовых цирконов из нижнемелового аркозового песчаника, отобранного в Буреинском бассейне, определены питающие провинции. Обобщая полученный материал, можно сделать вывод, что до позднего триаса преобладали недалекие западные источники сноса циркона (преимущественно Буреинский массив), а позже размывались Монголо-Охотский и Сихотэ-Алинский орогенные пояса (Кириллова, в печати).

Следует отметить постоянное внимание к совершенствованию стратиграфической шкалы мела России и, в частности, её бореального стандарта на ежегодных стратиграфических совещаниях по стратиграфии и палеогеографии мела России (Барабошкин и др., 2013).

В заключение хотелось бы выразить благодарность за финансовую поддержку исследований в рамках проектов №№ 12-I-П27-06 и 12-II-СУ-08-009.

Литература

Анойкин В.И., Кириллова Г.Л., Эйхвальд Л.П. 2007. Новые представления о составе, строении и возрасте нижеамурского фрагмента позднеюрско-раннемеловой аккреционной призмы (Дальний Восток) // Тихоокеанская геология. Т. 26. № 6. С. 60-77.

Барабошкин Е.Ю., Энсон К.В. 2003. Палеобатиметрия валанжин – аптского бассейна Горного Крыма по индексам прочности раковин аммонитов // Вест. МГУ. Сер.4., геолог. № 4. С. 8-17.

Барабошкин Е.Ю. и др. 2013. Стратиграфическая шкала мела России: состояние дел, основные проблемы, пути совершенствования // Общая стратиграфическая шкала России: состояние и проблема обустройства. Всероссийское совещание. 23-25 мая 2013 г. Геолог. ин-т РАН, г. Москва. Сборник статей / М.А. Федонкин (отв. ред.), Ю.Б. Гладенков, В.А. Захаров, А.П. Ипполитов (ред.). Москва: ГИН РАН. С. 289-297.

Вахрамеев В.А. 1988. Юрские и меловые флоры и климаты Земли. М.: Наука. 210 с.

Вулканогенный мел Дальнего Востока. 1989. Владивосток: ДВО АН СССР. 148 с.

Кириллова Г.Л. 2000. Мел Востока России: седиментация, геодинамика, биоразнообразие, климат. Владивосток: Дальнаука. 94 с.

Кириллова Г.Л., Крапивенцева В.В., Забродин В.Ю., Развозжаева Е.П., Медведева С.А. и др. 2012. Буреинский осадочный бассейн: геолого-геофизическая характеристика, геодинамика, топливно-энергетические ресурсы / отв. ред. Г.Л. Кириллова. Владивосток: Дальнаука. 360 с. (Серия «Осадочные бассейны Востока России» / гл. ред. А.И. Ханчук; т. 4)

Красилов В.А. 1989. Меловой период. Эволюция земной коры и биосферы. М.: Наука. 239 с.

Маркевич В.С. 1995. Меловая палинофлора севера Восточной Азии. Владивосток: Дальнаука. 200 с.

Маркевич П.В., Коновалов В.П., Малиновский А.И., Филиппов А.Н. 2000. Нижнемеловые отложения Сихотэ-Алиня. Владивосток: Дальнаука. 283 с.

Решения Четвертого межведомственного регионального стратиграфического совещания по докембрию и фанерозою Дальнего Востока и Восточного Забайкалья, г. Хабаровск, 1990. Хабаровск, 1994. 128 с. + 38 схем.

Цао С.К., Кириллова Г.Л., Сорокин А.П., Каплун В.Б., Цао Х.С., Цю Ю., Дж. Чжан Ю. 2013. Строение, эволюция Сунью-Цзяинского бассейна северо-восточного Китая и его связь со структурами Зейско-Буреинского бассейна российского Дальнего Востока / Тихоокеанская геология. Т. 32. № 6. С. 68-78.

Kirillova G.L. 2011. The Cretaceous of the East Asian continental margin: stratigraphy, paleogeography, and paleoclimate // Island Arc. Vol. 20. P. 57-77.

Sha J.G., Wang J.P., Kirillova G.L. et al. 2009. Upper Jurassic and Lower Cretaceous of Sanjiang-Middle Amur basin: Non-marine and marine correlation // Sci China Ser. D-Earth Sci. Vol. 52(12). P. 1873-1889.

МЕТОД ГАЗОВОЙ ХРОМАТОГРАФИИ В РЕШЕНИИ ВОПРОСОВ ПАЛЕОРЕКОНСТРУКЦИИ И ОПРЕДЕЛЕНИЯ РАСТЕНИЙ-УГЛЕОБРАЗОВАТЕЛЕЙ

А.А. Киселева, В.И. Рождествина, А.П. Сорокин

Институт геологии и природопользования ДВО РАН, Благовещенск, Kiselevahimik@mail.ru

GAS CHROMATOGRAPHY IN THE SOLUTION OF PROBLEMS OF PALEORECONSTRUCTION AND DEFINITIONS OF COAL-FORMING PLANTS

A.A. Kiseleva, V.I. Rozhdestvina, A.P. Sorokin

Institute of Geology and Nature Management FEB RAS, Blagoveshchensk, Kiselevahimik@mail.ru

Восстановление условий формирования угленосных пород и определение растений-углеобразователей, является фундаментальной задачей научных исследований, которая решается с помощью метода газовой хроматографии. Высокая разделительная способность газохроматографических колонок позволяет определять содержание индивидуальных соединений в чрезвычайно сложных по составу геохимических объектах (Шляхов, 1984).

Наиболее стабильной и геохимически информативной фракцией в осадочных породах являются углеводороды (УВ). Они используются как индикаторы условий фоссилизации и отражают определенные связи с исходным ОВ, а также с определенными типами организмов, липиды которых были предшественниками этих органических соединений (Гусева, 1989). На основе данных газохроматографического анализа УВ, а именно *n*-алканов и изопреноидных соединений, рассчитываются геохимические параметры происхождения и зрелости ОВ.

Источниками *n*-алканов в геологических пробах являются *n*-алканы, присутствующие в живых организмах и образующиеся из различных соединений на стадии катагенеза. Высшие растения приносят в осадки *n*-алканы *n*-C₂₀-*n*-C₃₅ с большим преобладанием соединений, имеющих нечетное число атомов углерода в молекуле (часто встречаются *n*-алканы C₃₁, C₂₉, C₃₃, C₂₇) (Шляхов, 1984).

Одним из важнейших показателей при генетическом сопоставлении ОВ пород является соотношение реликтовых алканов изопреноидного строения – пристана (Pr) и фитана (Ph) (Шляхов, 1984). Учитывая значительное сходство химического состава и структур фитана и пристана, предполагают, что их соотношение будет наименее подвержено катагенетическим изменениям, миграции и микробиальному окислению и, следовательно, сформированное в диagenезе соотношение должно сохраняться на всех этапах преобразования ОВ (Сафонова, 1980). Пристан и фитан являются производными хлорофилла, который гидролизует с выделением фитола. В окислительных условиях, которые характерны для седиментации осадков с наземным

ОВ, фитол окисляется в фитановую кислоту. Последующее декарбоксилирование фитановой кислоты приводит к образованию пристана и, следовательно, к высоким значениям отношения пристан/фитан (Pr/Ph). Таким образом, для ОВ с большим вкладом наземной растительности характерно преобладание пристана над фитаном, для ОВ, исходным материалом для которых служили морские организмы, – преобладание фитана над пристаном (Шляхов, 1984).

На морской тип ОВ указывает одномодальное распределение n-алканов с максимумом в области C₁₇-C₁₉. Если распределение n-алкановых УВ двумодальное и максимум приходится на C₁₅-C₁₇ и C₂₅-C₂₇ – ОВ континентального генезиса (Шарипова, 2008).

В молекулярном составе УВ отражаются и вторичные процессы изменения условий углеобразования в залежи, например, такие, как биodeградация. Степень таких изменений позволяет восстановить геологическую ситуацию, которая могла обеспечить протекание этого процесса (Гусева, 1989). Соотношение нормальных УВ и изоалканов зависит от степени «старения» и выветривания. Первыми подвергаются биodeградации n-алканы. Соотношение пристана и фитана и ближайших к ним n-алканов - гептадекана (n-C₁₇) и октадекана (n-C₁₈), также зависит от степени «старения» и выветривания (Бродский, 2002). Зависимость соотношений изопреноидов и нормальных алканов выражается через величины отношений Pr/n-C₁₇ и Ph/n-C₁₈ (зависимость Коннана-Кассоу) (Пунанова, 2010).

В настоящей работе методом газовой хроматографии проведена оценка вклада различных источников поступления органического вещества в процессе формирования осадочных комплексов Благовещенского и Кундурского местонахождений меловых рептилий. Для исследований отобраны пробы с участков профилей, содержащих угольные включения и растительный углефицированный и минерализованный дендрит, а также отдельные обломки костей динозавров. На Благовещенском местонахождении отобраны пробы из верхнего и нижнего костеносных горизонтов. Описание образцов представлено в таблице.

Благовещенское местонахождение		БлК1/1	Глины
		БлК1/2	Песчано-глинистые
		БлК1/3	Песчано-глинистые
Кундурское местонахождение	участок р. Мутная т. 18	КуК1/3	Глина слабо литифицированная с редкими зернами гравия. Представлены полевые шпаты и кварц. Подошва основного костеносного горизонта. Место нахождения сочлененного скелета олоротитана. Мощность 2-3 м.
		КуК1/5	Галечники слабо сцементированные с песчано-глинистым цементом. Представлены кварцем, эффузивами, редкой окатанной окремнелой древесиной, глинистыми катунами из нижележащей толщи. Очень редкие окатанные кости динозавров.
	участок р. Удурчукан т.16	КмК2/1	Глина желто-серая, плитчатая с включениями растительного детрита.
		КмК2/2	уголь
		КмК2/3	Глина песчанистая, обилён растительный детрит и отпечатки листьев ископаемых растений.
		КмК2/4	уголь
		КмК2/5	Глина песчанистая, обильные прослои растительного детрита и отпечатки листьев ископаемых растений.

Определение углеводородных биомаркеров проводилось методом газовой хроматографии на хроматографе Agilent 6890 N. Подготовка проб: растворимое ОВ экстрагировали хлороформом в ультразвуковой ванне в течение 30 минут, выделение насыщенных углеводородов осуществляли методом жидкостно-адсорбционной хроматографии на колонках с Al₂O₃.

На хроматограммах почти всех образцов набор предельных углеводородов представлен 8-ю соединениями, начиная с $C_{13}H_{28}$ и заканчивая $C_{20}H_{42}$ (рис. 1а). От общей закономерности распределения n-алканов отличается только один образец – это угли Кундура КмК2/2 (рис. 1б), здесь набор углеводородов представлен большим количеством соединений, начиная с $C_{13}H_{28}$ и заканчивая $C_{33}H_{68}$, и аномально высоким содержанием пристана (вклад высшей растительности – предположительно, древесной).

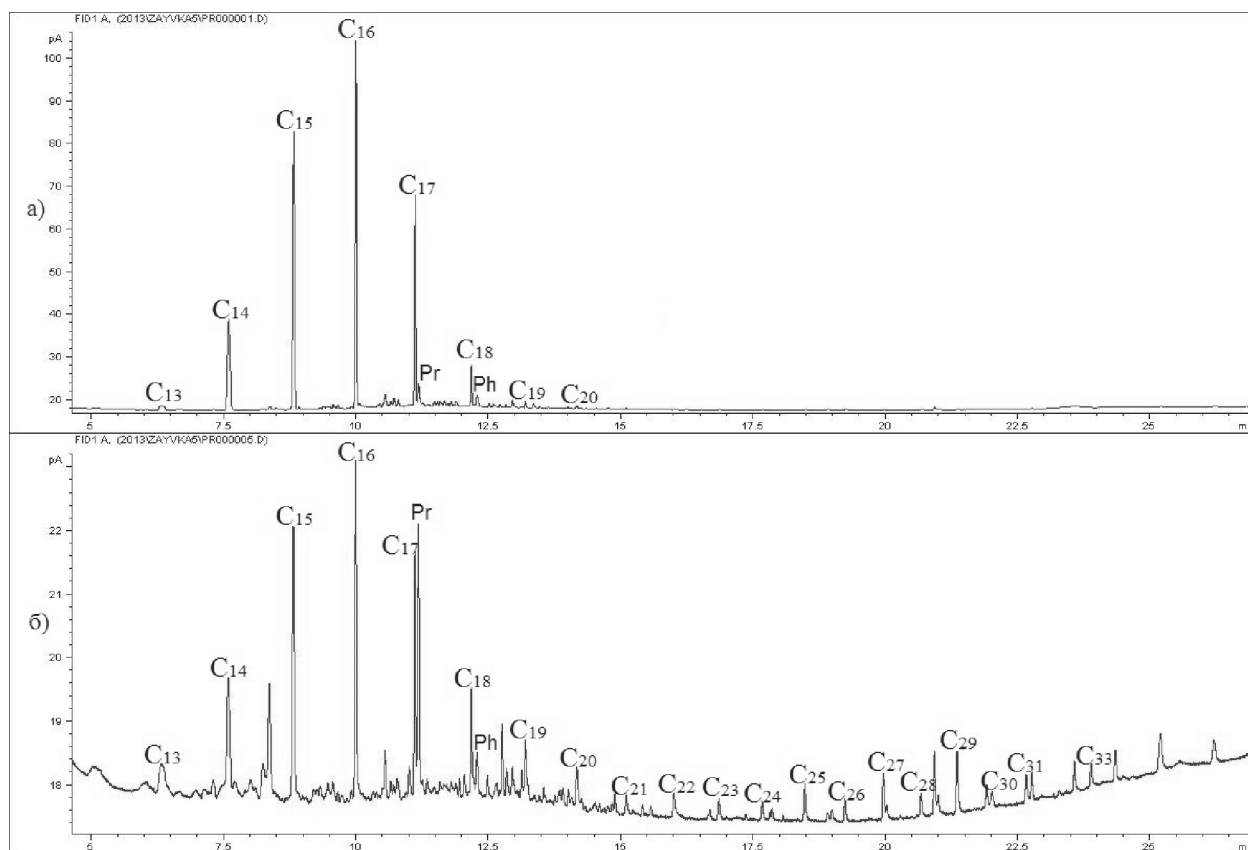


Рис. 1. Хроматограммы хлороформенных экстрактов образцов: а) глина БлК1/1; б) уголь КмК2/2.

Хроматограммы характеризуется одномодальным распределением алканов с максимумом в области C_{15} - C_{17} (максимальный пик - $C_{16}H_{34}$) и отсутствием высокомолекулярных алканов C_{21} - C_{33} . Исключение – угли КмК2/2, в которых присутствуют высокомолекулярные n-алканы с числом углеродных атомов 27, 29, 31, и 33 (рис. 1б). Для всех образцов характерно преобладание пристана над фитаном (соотношение Pr/Ph > 1): для глинистых и песчано-глинистых пород Pr/Ph от 1.52 до 2.28 – предположительно вклад травянистой растительности. В угольных прослоях КмК2/2 и КмК2/4 значение этого показателя выше – 5.76 и 3.51, соответственно, вероятно флора представлена древесными растениями.

Зависимость Pr/ $C_{17}H_{36}$ от Ph/ $C_{18}H_{38}$ (рис. 2) используется для установления генезиса органического вещества. На диаграмме глины и песчано-глинистые породы сосредоточены в зоне, соответствующей сапропелевому ОВ, а угли КмК2/2 и КмК2/4 расположены выше, в зоне гумусового органического вещества (рис. 2).

На основе проведенных исследований можно сделать вывод, что формирование осадочных пород Кундурского местонахождения динозавровой фауны, происходило в условиях периодических затоплений территории с чередованием пышного расцвета высших растений (угольные прослои, характеризуются показателями, свидетельствующими о преимущественном вкладе

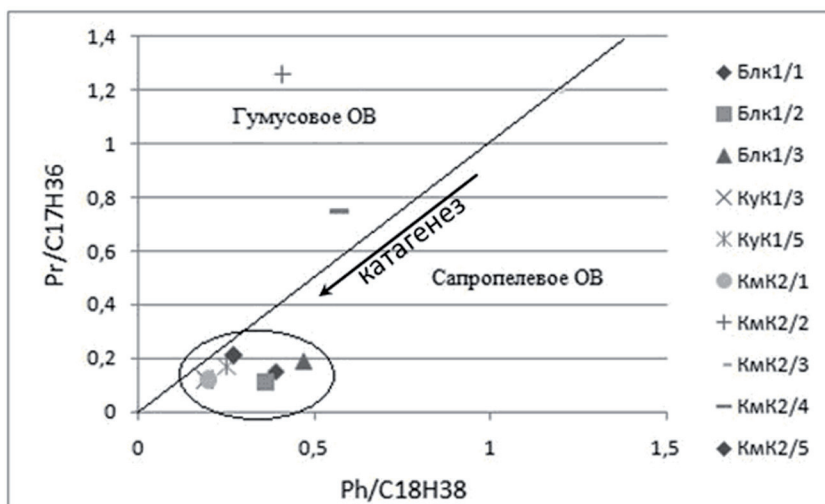


Рис. 2. Зависимость Коннана-Кассоу.

древесной растительности) и последующих этапов длительного затопления (песчано-глинистые прослой с рассеянным органическим веществом сапропелевого типа). Для Благовещенского местонахождения характерно присутствие рассеянного органического вещества сапропелевого типа с преобладанием остатков травянистых растений. Таким образом, использование метода газовой хроматографии позволяет решить вопросы органической геохимии и палеореконструкции условий накопления и трансформации органического вещества.

Литература

Бродский Е.С., Лукашенко И.М., Калинин Г.А., Савчук С.А. 2002. Идентификация нефтепродуктов в объектах окружающей среды с помощью газовой хроматографии и хромато-масс-спектрометрии // Журнал аналитической химии. Т. 57. № 6. С. 592-596.

Гусева А.Н., Соболева Е.В. 1989. Практикум по геохимии горючих ископаемых: Уч. пособие. М.: Изд-во МГУ. 136 с.

Сафонова Г.И. 1980. Реликтовые структуры в углеводородах нефтей различных стратиграфических подразделений. М.: Недра. 260 с.

Шарипова Н.С. 2008. Выбор условий хроматографических методов для идентификации генотипов органического вещества пород нефтяных месторождений. Автореферат диссертации на соискание ученой степени кандидата химических наук, Казань. 2008 г.

Шляхов А.Ф. 1984. Газовая хроматография в органической геохимии. М.: Недра. 221 с.

СТРУКТУРНО-ФОРМАЦИОННЫЕ ОСОБЕННОСТИ НИЖНЕМЕЛОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ СИХОТЭ-АЛИНЯ

С.В. Коваленко

ОАО «Приморгеология», Владивосток, Kovalenko@ppse.vladivostok.ru

STRUCTURAL-FORMATIONAL FEATURES OF THE LOWER CRETACEOUS DEPOSITS OF SIKHOTE-ALIN

S.V. Kovalenko

ОАО «Primorgeologiya», Vladivostok, Kovalenko@ppse.vladivostok.ru

Формирование нижнемеловых комплексов Сихотэ-Алиня, ранее считавшегося областью развития геосинклинали (Восточно-Сихотэ-Алинский синклинорий) (Маркевич, 1970), проис-

ходило, в соответствии с новыми взглядами плейтктонической парадигмы, в обстановках трансформной или субдукционной, островодужной окраины западно-тихоокеанского типа (Голозубов, Ханчук, 1995). Мощные, сложно дислоцированные структуры Сихотэ-Алиня включают в себя образования трансформной окраины (Голозубов, 2006) – терригенные флишоидные толщи бассейна окраинного моря, причем разными фациями, от шельфовых и склоновых (Голозубов, Ханчук, 1995), до турбидитовых отложений подножий склонов (Кудымов, 2009). Некоторые авторы выделяют полный ряд структур активной континентальной окраины островодужного типа (Маркевич, Коновалов 1997; Маркевич и др., 2000), расположив их в следующем порядке (от континента к океану): окраинно-морской бассейн – задуговой бассейн – вулканическая островная дуга – преддуговой бассейн – глубоководный желоб – бассейновая равнина.

Вся история развития нижнемелового Сихотэ-Алинского бассейна разбивается, как правило, на три этапа: берриас-валанжинский, готерив-аптский (или готерив-реднеальбский) и апт-альбский (или средне-позднеальбский) (Маркевич и др., 2000).

Для берриас-валанжинского времени характерен своеобразный латеральный ряд формаций зарождающегося и быстро развивающегося морского прогиба. Прогиб имел форму расширяющегося и углубляющегося к северу (Маркевич, Коновалов, 1997) морского бассейна окраинного моря, со сменой отложений от грубообломочных, прибрежно морских фаций юга Сихотэ-Алиня (таухинская и ключевская свиты стратотипических районов рек Черной (Таухе) и Партизанской), через турбидитовые и олистостромовые отложения восточной части Сихотэ-Алиня (Дальнегорский, Кавалеровский районы) до флишоидов и дистальных турбидитов, с толеитовыми базальтами океанического типа, формировавшимися в обстановках котловин и континентальных склонов морского бассейна (Маркевич и др., 2000).

В готерив-барремское время, зародившийся в берриас-валанжине морской прогиб, продолжал интенсивно развиваться, расчлняясь на отдельные контрастные структуры, приобретающие четко выраженные признаки геоморфологического профиля типового задугового бассейна окраинного моря. Сформировавшиеся в этот период существенно флишоидные толщи песчано-алевролитовых типов пород, меняли свой состав, в зависимости от обстановки осадконакопления, от грубообломочного, существенно песчаникового флишоида, до алевролитовых турбидитов (Маркевич и др., 2000; Кудымов, 2001) относительно глубоководных обстановок, что позволило выделить в этом бассейне обстановки литоральной, шельфовой области, континентального склона и бассейновой равнины.

Апт-альбское время является заключительным периодом развития раннемелового бассейна, которое характеризуется зарождением островодужной структуры в восточной части бассейна, выделенной как Кемский террейн (Ханчук, Иванов, 1999). Это время накопления вулканогенно-осадочных отложений, относящихся к островодужным формациям (Коваленко, 1980; Сахно, Коваленко, 1981) т.н. Кемско-Самаргинской, или Монероно-Самаргинской островной дуги (Симаненко, 2011). Эти отложения, с типичными вулканическими постройками островодужной цепи, типа современных вулканических дуг западной окраины Тихого океана. Формирование островодужных структур начиналось в аптское время с образования крупных вулканических построек базальтовых лавовых конусов и заканчивалось в позднеальбское время образованием островных стратовулканов со смешанным базальт-андезит-риолитовым типом вулканизма (Коваленко, 1980; Олейников, 1989).

Питающими провинциями нижнемеловых отложений окраинного моря Сихотэ-Алиня (журавлевский и таухинский террейны) для берриас-валанжинского и готерив-барремского времени, в основном, служили гранитно-метаморфические породы зрелой континентальной коры Евразийского континента и частично фрагменты домеловых аккреционных призм структур активной окраины (Малиновский, Голозубов, 2011). Для апт – альбского времени питающими

провинциями являлись две крайние области – с запада это зрелая континентальная сиалическая кора Азиатской окраины континента (Маркевич и др., 2000), а также с востока, с вулканических поднятий островодужной системы (Кудымов, 2001; Кудымов, Медведева, 2012). То есть, все свидетельствует о том, что граница континента и Сихотэ-Алинского морского бассейна проходила южнее и юго-западнее основной области седиментации, а в апт-альбское время бассейн имел и восточное ограничение в виде палеоостровной дуги.

Многие исследователи отмечают, что формирование единой системы задуговой бассейн-дуга-желоб-раннемелового времени Сихотэ-Алиня неоднократно повторялось в более молодых структурах западной окраины Тихого океана, вплоть до современных. В формировании тыловых бассейнов современных островодужных структур, типа Япономорского, большую роль играли сбросо-сдвиговые перемещения вдоль границ бассейнов (Меланхолина, 1998). В современной структуре Курильской островной дуги продольные разломы характеризуются сбросо-сдвиговой кинематикой, а поперечные – взбросо-сдвиговой (Стрельцов, 1997). То есть, и здесь мы наблюдаем наличие сдвиговой составляющей тектонических движений. Это свидетельствует о том, что горизонтальные перемещения свойственны и древним мезозойским и молодым современным структурам активной окраины Западно-Тихоокеанского типа.

Выделенные обстановки и условия осадконакопления в «Сихотэ-Алинском» палеобассейне подтверждают сделанные ранее выводы (Маркевич, Коновалов, 1997; Маркевич и др., 2000; Кудымов, 2009; Малиновский, 2002 и др.) о существовании в раннемеловое время тыловодужного окраинноморского Сихотэ-Алинского бассейна с полным профилем фациальных палеообстановок, характерных для подобных структур. Широкое развитие горизонтальных сдвиговых перемещений при формировании этих структур также подтверждает сделанные ранее выводы о существенной роли сдвиговых дислокаций (Меланхолина, 1998, 2000; Натальин, 1991; Стрельцов, 1997 и др.) в образовании активных окраин островодужного типа.

Своеобразие обстановки формирования раннемелового бассейна Сихотэ-Алиня, образовавшегося в условиях активной окраины восточноазиатского типа, определило характер металлогенической специализации его отдельных структурных элементов. Для берриас-валанжинского периода формирования наиболее глубоководной части бассейна окраинного моря (Журавлевский террейн) характерна стратиформная баритовая минерализация. Осадки этих отложений имеют очень высокие содержания бария и стронция. Терригенные флишоидные толщи готерив-аптского возраста, в значительной степени обогащенные органическим веществом, служат вмещающими и рудообразующими для золотосульфидной минерализации черносланцевого типа, которые послужили основой для образования золоторудных объектов типа месторождения Глухого в центральной части Сихотэ-Алиня. Вулканические и вулканогенно-осадочные отложения апт-альбской островодужной системы имеют в своем составе высокие содержания таких металлов как медь, золото, свинец, цинк, вмещают в себя колчеданные сульфидные проявления и в значительной степени способствовали формированию более поздних эпитермальных золото-серебряных и, возможно, меднопорфировых месторождений Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса, послужив основным продуцентом этих металлов.

Литература

Голозубов В.В., Ханчук А.И. 1995. Таухинский и Журавлевский террейны (южный Сихотэ-Алинь) – фрагменты раннемеловой азиатской окраины. // Тихоокеанская геология. Т. 14. № 2. С. 13-25.

Голозубов В.В. 2006. Тектоника юрских и нижнемеловых комплексов северо – западного обрамления Тихого океана. Владивосток: Дальнаука. 239 с.

Коваленко С.В. 1980. Нижнемеловые вулканогенно-осадочные отложения среднего Сихотэ-Алиня // Петрохимия магматических формаций вулканических зон Дальнего Востока.

Владивосток: ДВНЦ АН СССР. С. 129-133.

Кудымов А.В. 2001. Раннемеловые турбидиты Северного Сихотэ-Алиня: строение, вещественный состав, обстановки осадконакопления // Тихоокеанская геология. Т. 20. № 5. С. 72-83.

Кудымов А.В. 2009. Условия седиментации в готерив-сеноманском морском бассейне Сихотэ-Алиня и Нижнего Приамурья (Дальний Восток) // Тихоокеанская геология. Т. 28. № 6. С. 102-114.

Кудымов А.В., Медведева С.А. 2012. Питающая провинция среднеюрско-меловых (берриас-валанжин) отложений Нижнего Приамурья // Тихоокеанская геология. Т. 31. № 3. С. 46-58.

Малиновский А.И., Голозубов В.В. 2011. Литология и обстановки формирования терригенных отложений вдоль трансформных границ плит на примере раннемелового Журавлевского террейна (Южный Сихотэ-Алинь) // Тихоокеанская геология. Т. 30. № 5. С. 35-52.

Малиновский А.И., Филиппов А.Н., Голозубов В.В. и др. 2002. Нижнемеловые отложения р. Кема (Восточный Сихотэ-Алинь): осадочное выполнение задугового бассейна // Тихоокеанская геология. Т. 21. № 1. С. 52-66.

Маркевич П.В. 1970. Нижнемеловая флишевая формация Восточного Сихотэ-Алиня. Владивосток: ДВГИ АН СССР. 114 с.

Маркевич П.В., Коновалов В.П. 1997. Нижнемеловые отложения Сихотэ-Алиня: некоторые итоги и проблемы седиментологических исследований // Тихоокеанская геология. Т. 16. № 6. С. 80-91.

Маркевич П.В., Коновалов В.П., Малиновский А.И., Филиппов А.Н. 2000. Нижнемеловые отложения Сихотэ – Алиня. Владивосток: Дальнаука. 283 с.

Меланхолина Е.Н. 1998. Типы задуговых бассейнов Востока Азии: тектонические, магматические и геодинамические аспекты // Геотектоника. № 6. С. 34-50.

Меланхолина Е.Н. 2000. Позднемеловые островодужные зоны восточной окраины Евразии: геолого-геохимическая и тектоническая корреляция // Геотектоника. № 3. С. 41-57.

Сахно В.Г., Коваленко С.В. 1981. Островодужные ассоциации вулканогенных пород в структурах активных континентальных окраин Дальнего Востока и геодинамические условия их формирования // Тезисы докладов к международному совещанию. Южно-Сахалинск. С. 43-46.

Натальин Б.А. 1991. Мезозойская аккреционная и коллизионная тектоника юга Дальнего Востока СССР // Тихоокеанская геология. № 5. С. 3-23.

Олейников А.В. 1989. Стратиграфия средне – верхнеальбских отложений бассейна р. Самарги (Северное Приморье) // Тихоокеанская геология. № 2. С. 67-76.

Симаненко В.П. 1986. Позднемезозойские вулканические дуги Восточного Сихотэ-Алиня и Сахалина // Тихоокеанская геология. № 1. С. 7-13.

Симаненко В.П., Рассказов С.В., Ясныгина Т.А., Симаненко Л.Ф., Чашин А.А. 2011. Меловые комплексы фронтальной зоны Монероно-самаргинской островной дуги: геохимические данные по базальтам глубокой скважины о. Монерон (Японское море) // Тихоокеанская геология. Т. 30. № 1. С. 30-51.

Стрельцов М.И. 1977. О дизъюнктивной тектонике и сейсмичности Курильской островной дуги // Сейсмическое районирование Курильских островов, Приморья и Приамурья. Владивосток: ДВНЦ АН СССР. С. 100-105.

Ханчук А.И., Иванов В.В. 1999. Геодинамика Востока России в мезо- кайнозойе и золотое оруденение // Геодинамика и металлогения. Владивосток: Дальнаука. С. 7-30.

КОМПЛЕКС МЕЛОВЫХ ПЛАТАНОИДНЫХ РЕПРОДУКТИВНЫХ СТРУКТУР И ЛИСТЬЕВ ИЗ МЕСТОНАХОЖДЕНИЯ КУНДУР, АМУРСКАЯ ОБЛАСТЬ

Т.М. Кодрул¹, Н.П. Маслова², М.В. Теклева², Л.Б. Головнева³

¹Геологический институт РАН, Москва, tkodrul@gmail.com

²Палеонтологический институт им. А.А. Борисяка РАН, Москва, paleobotany_ns@yahoo.com; tekleva@mail.ru

³Ботанический институт им. В.Л. Комарова РАН, Санкт-Петербург, lina_golovneva@mail.ru

AN ASSOCIATION OF CRETACEOUS PLATANOID REPRODUCTIVE STRUCTURES AND LEAVES FROM KUNDUR LOCALITY, AMUR REGION

T.M. Kodrul¹, N.P. Maslova², M.V. Tekleva², L.B. Golovneva³

¹Geological Institute RAS, Moscow, tkodrul@gmail.com

²Borissiak Paleontological Institute RAS, Moscow, paleobotany_ns@yahoo.com; tekleva@mail.ru

³Komarov Botanical Institute RAS, SaintPetersburg, lina_golovneva@mail.ru

В разные годы последнего десятилетия в юго-восточной части Зейско-Буреинской впадины проводились биостратиграфические исследования континентальных отложений на рубеже мела и палеогена (Флора и динозавры..., 2001; Sun et al., 2002, 2007, 2011; Van Itterbeeck et al., 2005; Маркевич и др., 2005а,б; Головнева и др., 2008; Герман и др., 2009; Krassilov, Kodrul, 2009; Krassilov et al., 2010). Из верхней части кундурской свиты, экспонированной вдоль федеральной автомобильной трассы «Амур» Чита – Хабаровск в междуречье рек Мутная и Удурчукан в 10 км юго-восточнее пос. Кундур Амурской области, была собрана богатая коллекция ископаемых растений. Кундурская флора включает хвощи, папоротники, в том числе водные, гинкгофиты, хвойные семейства Cupressaceae s.l. и покрытосеменные, среди которых доминируют платаноиды, несколько видов *Trochodendroides* Berry и водные растения родов *Quereuxia* Krysh. ex Baikovskaja и *Cobbania* Stockey, Rothwell et Johnson (Golovneva et al., 2004, 2008; Маркевич и др., 2005а, б; Krassilov, Kodrul, 2009). По палинологическим данным и таксономическому составу макроостатков растений верхняя часть кундурской свиты датируется кампаном (Маркевич и др., 2005а, б).

Особое место среди кундурских макрофитофоссилий занимают остатки платаноидных репродуктивных структур – головчатые соцветия и соплодия. Несмотря на то, что они представлены исключительно отпечатками с редкими фрагментарно сохранившимися фитолеймами, благодаря большому числу (более сотни) экземпляров удалось исследовать их строение. Особенности микроморфологических характеристик этих репродуктивных структур позволили установить два новых рода семейства Platanaceae – *Kunduricarpus* Kodrul, N. Maslova, Tekleva et Golovneva и *Kundurianthus* Kodrul, N. Maslova, Tekleva et Golovneva (Kodrul et al., 2013).

Соплодия *Kunduricarpus* рассматриваются нами в рамках семейства платановых на основании таких признаков, как головчатая форма соплодия, отсутствие околоцветника у плодов, характерная форма плодолистиков с развитыми стилодиями, отсутствие трихом в эпидерме плодолистиков, единственный семязачаток в плодолистике. От современного рода *Platanus* L. род *Kunduricarpus* отличается меньшим числом плодов в головке, строением эпидермы оси соплодия (отсутствие трихом, разнообразные по форме клетки, не организованные в продольные ряды), отсутствием пучка волосков в основании плодолистиков. Также отличительным признаком является разрастание межплодовой ткани в зрелых головках *Kunduricarpus*, что характерно для головчатых соплодий представителей Altingiaceae.

Тычиночные соцветия *Kundurianthus* отнесены к семейству Platanaceae на основании следующих признаков: головчатое соцветие, отсутствие околоцветника, сидячие пыльники, раз-

личные по размерам пыльцевые мешки в пределах тычинки, присутствие в соцветии структур противоположного пола, а также трехбороздные/трехборозднооровые мелкосетчатые пыльцевые зерна. Отличием *Kundurianthus* от рода *Platanus* является меньшее число цветков в соцветии, уникальное строение эпидермы оси соцветия (идентичное таковому у *Kunduricarpus*), отсутствие надсвязника, отсутствие развитого фиброзного субэпидермального слоя в пыльниках, рыхлая структура пыльцевых мешков с низкой плотностью пыльцевых зерен. Пыльцевые зерна *Kundurianthus* отличаются наличием спорополленинового тяжа вдоль края борозд, по-видимому, не гранулярной (возможно, гладкой) апертурной мембраной и различной толщиной подстилающего слоя в пределах оболочки. Одним из самых существенных отличительных признаков *Kundurianthus* является развитие в головках крупного, иногда превышающего по размерам диаметр соцветия плодолистика (или нескольких). Присутствие структур противоположного пола в головчатых соцветиях известно для современного платана, а также для представителей *Altingiaceae*, однако у них такие структуры всегда отличаются относительно небольшими размерами.

Сходство целого ряда признаков дает нам основание предполагать принадлежность соплодий *Kunduricarpus* и тычиночных соцветий *Kundurianthus* одному материнскому растению. В первую очередь, сходными признаками являются головчатая форма соплодий и соцветий (что характерно для *Platanaceae*), уникальное для платановых идентичное строение осей соплодий *Kunduricarpus* и соцветий *Kundurianthus*, отсутствие опушения плодолистиков и тычинок, идентичная форма тела и стилодиев плодолистиков в зрелых головках *Kunduricarpus* и зрелых плодолистиков, единично присутствующих в головках соцветий *Kundurianthus*. Косвенным свидетельством принадлежности этих репродуктивных структур одному материнскому растению может служить находка прилипших к плодолистикам и осям соплодий *Kunduricarpus* пыльцевых зерен, идентичных таковым у *Kundurianthus*.

В ассоциации с головчатыми репродуктивными структурами *Kunduricarpus* и *Kundurianthus* обнаружены листья двух морфотипов. В количественном отношении резко преобладают остатки листьев, ранее отнесенных к новому виду формального рода *Celastrinites* Saporta – *C. kundurensis* Golovneva, Sun, Bugdaeva (Golovneva et al., 2008). Листья этого морфотипа присутствуют практически во всех кундурских ориктоценозах, приуроченных к различным фациям: русловым, пойменным и фациям старичных озер. Они характеризуются комплексом морфологических признаков, которые варьируют в широких пределах и свойственны как платановым, так и некоторым родам гаммелидовых.

Листья второго морфотипа, представленные в ориктоценозах значительно реже, могут быть отнесены к ранее предложенной для платаноидных листьев из местонахождения Кундур новой комбинации *Arthollia tschernyschewii* (Konst.) Golovneva, Sun et Bugdaeva (Golovneva et al., 2008). Характеризующие эти листья морфологические признаки сходны с таковыми у современного платана.

Наблюдается совместное захоронение изученных платаноидных репродуктивных структур с листьями *Celastrinites kundurensis* во всех установленных ориктоценозах местонахождения Кундур. Ассоциация репродуктивных структур и платаноидных листьев, отнесенных к роду *Arthollia*, выявлена лишь в отдельных флороносных слоях.

Исследования поддержаны грантом МК-3156.2014.4.

Литература

Герман А.Б., Ахметьев М.А., Кодрул Т.М., Моисеева М.Г., Яковлева А.И. 2009. Развитие флор Северо-Восточной Азии и Северной Аляски в переходное время между меловым и палеогеновым периодами // Стратиграфия. Геол. корреляция. Т. 17. № 1. С. 88-108.

Головнева Л.Б., Сунь Г., Бугдаева Е.В. 2008. Кампанская флора Зее-Буреинского бассейна (поздний мел, Приамурье) // Палеонтол. журн. № 5. С. 96-107.

Маркевич В.С., Головнева Л.Б., Бугдаева Е.В. 2005а. Стратиграфия и флора кундурской свиты (верхний мел, Приамурье) // В.В. Аркадьев, В.А. Прозоровский (Ред.). Меловая система России: проблемы стратиграфии и палеогеографии. Сб. статей 2-го Всерос. совещ. СПб: Изд-во СПбГУ. С. 160-176.

Маркевич В.С., Головнева Л.Б., Бугдаева Е.В. 2005б. Флористическая характеристика сантон-кампанских отложений Зейско-Буреинского бассейна (Приамурье) // М.А. Ахметьев, А.Б. Герман (Ред.). Современные проблемы палеофлористики, палеофитогеографии и фитоистратиграфии. Тр. межд. палеобот. конференции. Москва, 17-18 мая 2005 г. Вып. 1. М.: ГЕОС. С. 198-206.

Флора и динозавры на границе мела и палеогена Зейско-Буреинского бассейна. 2001. Е.В. Бугдаева (Ред.). Владивосток: Дальнаука. 162 с.

Golovneva L.B., Bugdaeva E.V., Sun G., Akhmetiev A.M., Kodrul T.M. 2004. Systematic composition and age of floristic assemblages from the Kundur and Taipinglinchang formations // Proceed. 3rdSymp. on Cretaceous Biota and K/T boundary in Heilongjiang River area. Changchun: Jilin University. P. 23-26.

Kodrul T.M., Maslova N.P., Tekleva M.V., Golovneva L.B. 2013. Platanaceous reproductive structures and leaves from the Cretaceous of Kundur, Amur Region, Russia // *Palaeobotanist*. Vol. 62. P. 123-148.

Krassilov V., Kodrul T. 2009. Reproductive structures associated with *Cobbania*, a floating monocot from the Late Cretaceous of the Amur Region, Russian Far East // *Acta Palaeobotanica*. Vol. 49. N 2. P. 233-251.

Krassilov V.A., Kodrul T.M., Maslova N.P. 2010. Plant systematics and differentiation of species over Trans-Beringian land connections including a newly recognized cupressaceous conifer *Ditaxocladus* Guo Sun // *Bull. Geosciences*. Vol. 85. N 1. P. 95 – 110.

Sun G., Akhmetiev M.A., Dong Z.M., Ashraf A.R., Sun Y.W., Bugdaeva E., Dilcher D.L., Golovneva L., Harding I., Johnson K.R., Kezina T., Kodrul T., Lu J.S., Markevich V.S., Nishida H., Okada H., Park S.O., Sun C.L., Xiong X.Z., Xing Y.L. Zhou Z.L. 2002. In search of the Cretaceous-Tertiary boundary in Heilongjiang River area of China // *J. Geoscientific Research in Northeast Asia*. Vol. 5. N 2. P. 105-113.

Sun G., Akhmetiev M.A., Golovneva L., Bugdaeva E., Quan C., Kodrul T.M., Nishida H., Sun Y.W., Sun C.L., Johnson K., Dilcher D. 2007. Late Cretaceous plants from Jiayin along Heilongjiang River, Northeast China // *Courier Forschungsinstitut Senckenberg*. Vol. 258. P. 75–83.

Sun G., Akhmetiev M., Markevich V., Ashraf A.R., Bugdaeva E., Godefroit P., Bolotsky Yu., Dong Z.M., Golovneva L., Yang H.X., Sun C.L., Sun Y.W., Quan C., Kodrul T., Kezina T., Johnson K., Nishida H., Dilcher D.L., Harding I., Chen Y.J. 2011. Late Cretaceous biota and the Cretaceous – Paleogene (K-Pg) boundary in Jiayin of Heilongjiang, China // *Global Geology*. Vol. 4. N 3. P. 115-143.

Van Itterbeeck J., Bolotsky Y., Bultynck P., Godefroit P. 2005. Stratigraphy, sedimentology and ecology of the dinosaur-bearing Kundur section (Zeya-Bureya Basin, Amur Region, Far Eastern Russia) // *Geological Magazine*. Vol. 142. N 6. P. 735–750.

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ВОДНЫХ МАСС И ДИНАМИКА ПАЛЕОГЕОГРАФИИ КРЫМСКО-СЕВЕРО-КАВКАЗСКОГО РЕГИОНА В ПОЗДНЕМ МЕЛУ

Л.Ф. Кораевич¹, А.М. Никишин¹, В.С. Вишневецкая², Р.Р. Габдуллин¹, Е.В. Яковишина¹

¹Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, Москва, lfkopaevich@mail.ru,
nikishin@geol.msu.ru, mosgorsun@rambler.ru, yakovishina@mail.ru

²Геологический институт РАН, Москва, valentina@ilran.ru

DYNAMICS OF PALEO GEOGRAPHY CRIMEA AND NORTH CAUCASUS IN THE LATE CRETACEOUS

L.F. Kopaevich¹, A.M. Nikishin¹, V.S. Vishnevskaya², R.R. Gabdullin¹, E.V. Yakovishina¹

¹Lomonosov Moscow State University, Moscow, lfkopaevich@mail.ru, nikishin@geol.msu.ru,
mosgorsun@rambler.ru, yakovishina@mail.ru

²Geological Institute RAS, Moscow, valentina@ilran.ru

Палеогеография Крымско-Кавказского региона в позднем мелу определялась, прежде всего, его положением. С одной стороны это была северная окраина океана Тетис, с другой – ощущалось влияние северных водных масс, покрывающих территорию Восточно-Европейской платформы. Тектонические события и вулканические процессы также оказывали свое влияние на динамику палеогеографии Крымско-Кавказского региона.

Верхнемеловые отложения входят в состав сеноман-танетской мегасеквенции, которая сложена преимущественно карбонатными отложениями и представляет собой региональный осадочный чехол. Внутри верхнемеловых отложений можно выделить две секвенции – сеноман-нижнесантонскую и верхнесантон-маастрихтскую (Nikishin et al., 2008).

Формированию сеноманских отложений предшествовал активный позднеальбский вулканизм, который выразился в Крыму формированием вулканогенно-осадочных отложений, распространенных по всей территории юго-западного Крыма – разрезы Балаклавы, окрестностей г. Бахчисарая, а на Северном Кавказе – формированием многочисленных туфовых прослоев внутри пачки карбонатных глин – разрезы Баксан, Хеу, Подкумок (Никишин и др., 2013). Вулканизму предшествовало дизоксийное событие ОАЕ 1d, завершение которого способствовало появлению и быстрой эволюции планктонных фораминифер группы «*rotaliporids*» (Vishnevskaya, Kopaevich, 2008).

Сеноман-нижнесантонская секвенция сложена карбонатными породами – мергелями и известняками. Толща часто носит характер циклического чередования пород и содержит в своем составе бентонитовые прослои разной толщины, имеющие смектит-монтмориллонитовый состав. Сеноманский бассейн обладал глубинами внешнего шельфа – верхней части склона, на что указывает состав комплекса фораминифер. Он состоит преимущественно из так называемых «глубоководных» таксонов (DWF) планктонных фораминифер (ПФ) и незначительного количества примитивных таксонов (EWF/SWF). Отношение планктонных и бентосных форм (П/Б) колеблется от 50/50% до 70-90% в средней и верхней частях разреза. Глубины ниже уровня карбонатной компенсации были характерны для территории Западного Кавказа, в Новоросийско–Лазаревской зоне в области развития турбидитных отложений.

В конце сеномана в бассейне на территории Крымско-Кавказского региона возникли придонные обстановки дефицита кислорода, что привело к резкой смене комплексов ПФ и вымиранию высокоспециализированных таксонов. Обстановки дефицита кислорода подтверждены следующими данными. (1). Присутствием в составе карбонатных толщ битуминозных прослоев с повышенным содержанием $C_{орг}$ – до 7,8% в разрезах Крыма и до 10% в разрезах Северо-

Западного Кавказа (Бадулина, Копаевич, 2006, 2007). (2). Составом комплексов фораминифер, в котором отсутствуют бентосные таксоны, а ПФ представлены видами-космополитами. (3). Изотопными и другими геохимическими характеристиками (Алексеев и др., 2007; Кораевич, Kuzmicheva, 2000; Бадулина и др., 2009; Левитан и др., 2010). Для Крымско-Кавказского региона предполагаются флуктуации биопродуктивности, связанные с периодическим возникновением микроапвеллингов (Бадулина и др., 2009; Левитан и др., 2010). Они способствовали «цветению» некоторых микроорганизмов, в частности радиолярий, роль которых при формировании сеномантуронских аноксигенных горизонтов отмечается и в разрезах Кавказского региона.

Туронские и коньякские отложения представлены известняками, содержащими в своем составе кремневые конкреции. Интересно, что коньякские отложения, имеющие на территории Известнякового Дагестана розовую окраску, часто присутствуют в виде олистолитов внутри белых сантонских известняков. Породы содержат богатый комплекс макрофауны – иноцерамы, аммониты, морские ежи. Установившаяся на всей изучаемой территории благоприятная для развития ПФ климатическая и батиметрическая обстановка способствовала увеличению таксономического разнообразия и росту фораминиферного числа. В этом интервале отношение П/Б составляет 50–70%, при этом преобладающую роль играют крупные высокоспециализированные таксоны группы «*marginotruncanids*».

Региональный hiatus установлен в сантоне на территории Крыма. В наиболее полных разрезах отложения верхнего сантона имеют эрозионную границу с нижнесантонскими породами, в других – нижнекампанские отложения лежат на туронских.

Начиная с конца коньяка, на протяжении сантона и начала кампана наблюдается постепенное похолодание. Предполагается, что в это время открылся трансуральский пролив на широте городов Оренбурга и Орска, который соединил Прикаспийский и Западно-Сибирский бассейны. Другой пролив, соединивший Южно-Русский и Западно-Сибирский бассейны, мог существовать на месте Тургайской депрессии. Холодные водные массы продвигались в сторону Крымско-Северо-Кавказского региона, что вызвало постепенное вымирание группы таксонов «*marginotruncanids*». Пограничные сантон-кампанские отложения охарактеризованы бедными в таксономическом отношении комплексами, так как разнообразие «*marginotruncanids*» сокращается, а группа «*globotruncanids*» развивается постепенно и не сразу достигает высокого таксономического разнообразия. Влияние похолодания, проявившееся в Крымско-Кавказском регионе, отражено в комплексе ПФ, хотя он и близок к средиземноморскому, но менее разнообразен.

Для кампана, так же как и для альб-сеноманского интервала, характерны проявления магматизма, выразившиеся в накоплении относительно мощных прослоев монтмориллонитовых глин, достигающих нескольких метров. Такие прослои наблюдаются на территории Юго-Западного Крыма и Известнякового Дагестана (Никишин и др., 2013; Гаврилов и др., 2013).

В сантон-маастрихтском интервале существовали обстановки относительно глубоководного открытого морского бассейна, причем, максимальные глубины существовали на протяжении середины кампанского века. Маастрихтские отложения формировались в сходных обстановках. Однако в терминальном маастрихте происходит резкое обособление двух водных бассейнов. При этом располагавшийся на территории Юго-Западного Крыма, характеризовался незначительными глубинами. Об этом свидетельствуют низкие значения П/Б, не более 15-20%. При этом в планктонных ассоциациях преобладали примитивные EWF/SWF таксоны. Комплексы фораминифер весьма схожи с ассоциациями южной и центральной частей Восточно-Европейской платформы. Другая водная масса располагалась на территории Восточного Крыма и была связана с более глубоководными участками океана Тетис (Копаевич и др., 2007). Об этом свидетельствует разнообразный комплекс ПФ, самый богатый за всю историю их существования в меловом периоде.

Интересно, что как в разрезах Крымско-Кавказского региона, так и разрезах Восточно-Европейской платформы четко фиксируется кратковременный импульс термального максимума, когда теплопроводные формы мигрировали на север и достигали широты Ульяновско-Саратовского прогиба (Alekseev et al., 1999).

Это исследование выполнено при поддержке РФФИ (проекты №№ 12-05-00263, 12-05-00690 и 13-05-00447). Авторы благодарны за конструктивные советы и замечания А.С. Алексееву (МГУ), В.Н. Беньямовскому (ГИН РАН) и Е.А. Яхт-Языковой (Университет Ополе, Польша).

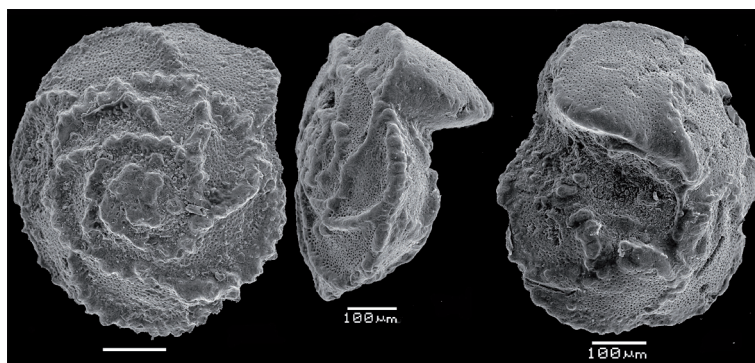


Рис. 1. Пример морфотипа планктонной формы высокоспециализированных таксонов DWF (deep water foraminifers).

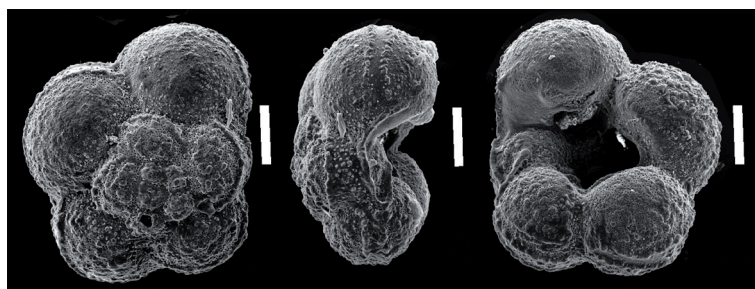


Рис. 2. Планктонные таксоны космополиты – EWF и SWF – epicontinental /shallow water foraminifers.

Литература

Алексеев А.С., Копаевич Л.Ф., Никишин А.М., Кузьмичева Т.А., Овечкина М.Н. 2007. Пограничные сеноман-туронские отложения Юго-Западного Крыма. Статья 1. Стратиграфия // Бюл. МОИП. Отд. геол. Т. 82, вып. 3. С. 3–29.

Бадулина Н.В., Копаевич Л.Ф. 2006. Строение и генезис пограничных сеноман-туронских отложений Новороссийского синклиория Северо-Западного Кавказа // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геол. № 3. С. 9–15.

Бадулина Н.В., Копаевич Л.Ф. 2007. Строение пограничных отложений сеноман-туронских отложений разреза Аксу-Дере (Юго-Западный Крым) // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геол. № 1. С. 22–28.

Копаевич Л.Ф., Никишин А.М., Беньямовский В.Н., Яковишина Е.В., Соколова Е.А., Вознесенский А.И., Алексеев А.С. 2007. О позднемаастрихтско-раннедатских водных массах, литологических и фораминиферовых комплексах в тектонически различных зонах Горного Крыма // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геол. № 3. С. 42–49.

Левитан М.А., Алексеев А.С., Бадудина Н.В., Гирин Ю.П., Кобаевич Л.Ф. и др. 2010. Геохимия пограничных сеноман-туронских отложений Горного Крыма и Северо-Западного Кавказа // Геохимия. № 6. С. 570–591.

Никишин А.М., Хотылев А.О., Бычков А.Ю., Кобаевич Л.Ф., Петров Е.И., Япаскурт В.О. 2013. Меловые вулканические пояса и история формирования Черноморского бассейна // Вестн. Моск. ун-та. Серия 4. Геол. № 3. С 6-18.

Alekseev A.S., Kopaevich L.F. 1997. Foraminiferal biostratigraphy of the uppermost Campanian-Maastrichtian in SW Crimea (Bakhchisaray and Chakhmakhly sections) // Bulletin de l'Institut Royal des Sciences Naturelles de Belgique. Sci. Terre. Vol. 67. P. 103–118.

Alekseev A.S., Kopaevich L.F., Ovechkina M.N., Olferiev A.G. 1999. Maastrichtian and Lower Paleocene of Northern Saratov Region (Russian Platform, Volga River): Foraminifera and calcareous nannoplankton // Bulletin de l'Institut Royal des Sciences Naturelles de Belgique. Sci. Terre. Vol. 69. Suppl. P. 15–45.

Kopaevich L., Kuzmicheva T. 2002. The Cenomanian-Turonian boundary in southwestern Crimea, Ukraine: foraminifera and palaeogeographic implications // Wagreich M. (ed.). Proceedings of the 6th International Cretaceous Symposium, 2000: Aspects of Cretaceous stratigraphy and palaeobiogeography. Österreichische Akademie der Wissenschaften, Schriftenreihe der Erdwissenschaften. N 15. P. 129–149.

Nikishin A.M., Alekseev A.S., Baraboshkin E.J., Kopaevich L.F., Gabdullin R.R., Badulina N.V. 2008. The Cretaceous history of the Bakhchisaray area, southern Crimea (Ukraine) // Steurbaut E., Jagt J.W.M., Jagt-Yazyrkova E.A. (Eds.), Annie V. Dhondt Memorial Volume. Bulletin de l'Institut Royal des Sciences Naturelles de Belgique. Sci. Terre. Vol. 78. P. 75-85.

Vishnevskaya V.S., Kopaevich L.F. 2008. Development of the Cretaceous radiolarians and planktonic foraminifers across the crises boundaries // Bulletin de l'Institut Royal des Sciences Naturelles de Belgique. Sci. Terre. Vol. 78. P. 87-115.

МИКРОТОМОГРАФИЧЕСКОЕ ИССЛЕДОВАНИЕ ПРОБЛЕМАТИЧНЫХ СФЕРИЧЕСКИХ КОЛОНИЙ ИЗ МААСТРИХТА ЗАПАДНОГО КАЗАХСТАНА

А.В. Коромыслова¹, А.В. Пахневич¹, Е.Ю. Барабошкин²

¹*Палеонтологический институт им. А.А. Борисяка РАН, Москва,
koromyslova.anna@mail.ru, alvpb@mail.ru*

²*Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, Москва,
ejbaraboshkin@mail.ru*

MICRO-CT INVESTIGATION OF PROBLEMATIC SPHERICAL COLONIES FROM THE MAASTRICHTIAN OF WESTERN KAZAKHSTAN

A.V. Koromyslova¹, A.V. Pakhnevich¹, E.Yu. Baraboshkin²

¹*Borissiak Paleontological Institute RAS, Moscow, koromyslova.anna@mail.ru, alvpb@mail.ru*

²*Lomonosov Moscow State University, Moscow, ejbaraboshkin@mail.ru*

В верхнем маастрихте плато Актолагай (юго-запад Актюбинской области, Западный Казахстан) обнаружены проблематичные сферические колонии, предположительно принадлежащие мшанкам *Ceriodora*. Они встречены в песчанике мелу белемнитовой зоны *Neobelemnella kazimirovensis* в 9 м ниже границы с эоценом (см. статью Гужиков и др. в данном сборнике). Колонии массивные сферические, немного сплюснутые, диаметром до 2.0 см (рис. 1а). Для изучения внутреннего строения и понимания пространственного взаимоотношения между отдельными элементами колоний у мшанок и других колониальных организмов, обычно используются

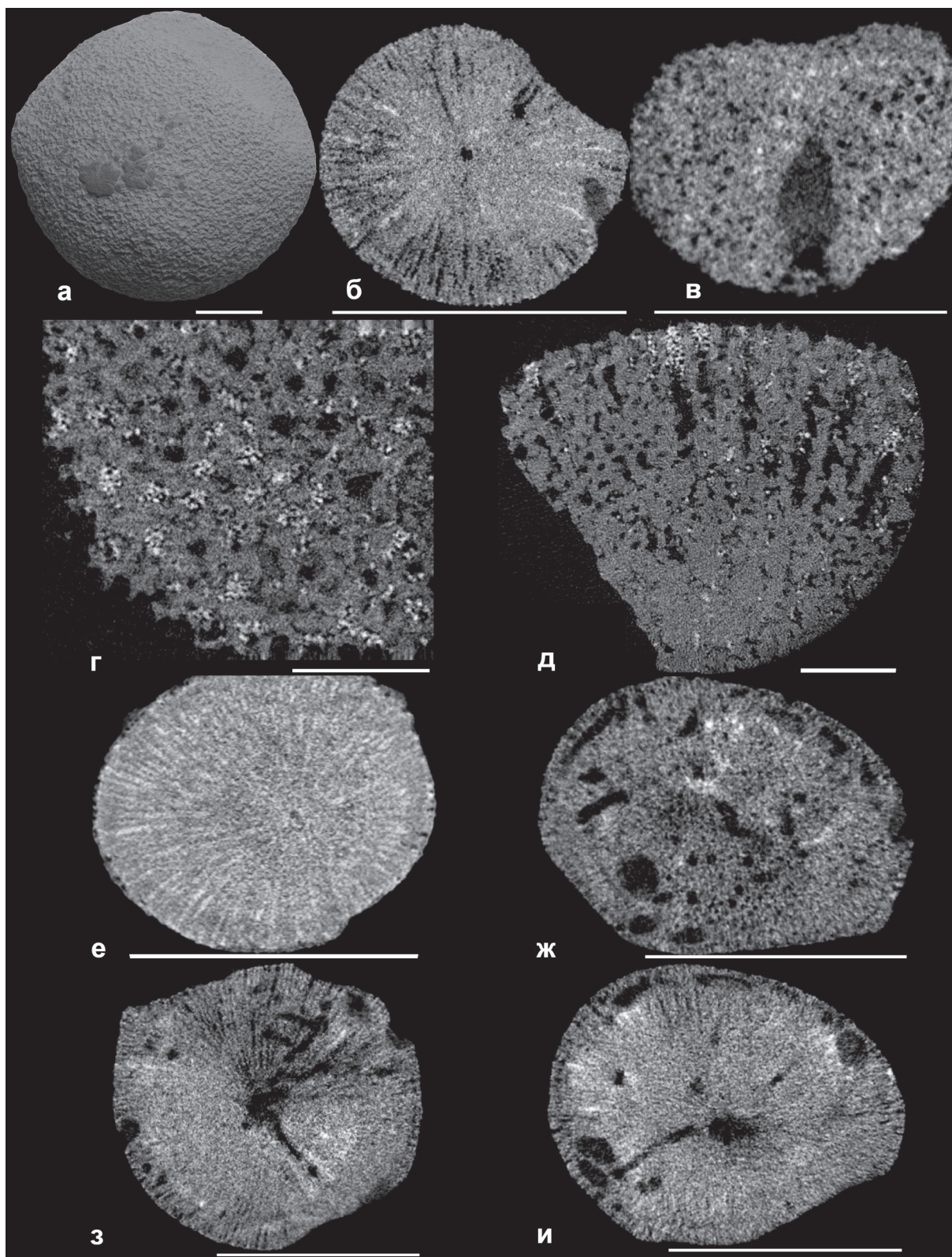


Рис. 1. ? *Ceriopora* sp., маастрихт, пл. Актолагай: а-д – ПИН, 5502/3060: а – общий вид колонии, б – срез через центр колонии, в-г – срез близ поверхности колонии, д – срез вдоль автозооциев; е – ПИН, 5502/3061, срез через центр колонии; ж-и – ПИН, 5502/3063: ж – срез у поверхности колонии, з-и – срезы у центра колонии. Линейки: а – 2 мм; б, г-и – 1 мм; в – 0,5 мм.

шлифы или ацетатные реплики. Мы впервые изучили пять колоний с помощью рентгеновского микротомографа Skyscan 1172. Параметры сканирования: фильтр Al (1 мм), U=100 kV, I=100 μA, угол вращения – 0.7°, вращение производилось на 180°, разрешение – 4-5 мкм. Для каждого образца получено 279 рентгенограмм и по 520 виртуальных срезов в трех направлениях: поперечном, коронарном и сагиттальном. Установлено, что колонии образованы длинными цилиндрическими трубками, стенки которых пронизаны крупными (0.05-0.07 мм) соединительными порами (рис. 1б-е). Присутствие крупных пор в стенках не позволяет с уверенностью отнести эти организмы к мшанкам. Трубки росли радиально от центра к периферии, формируя сферическую колонию, тогда как для многих мшанок характерны многослойные массивные колонии и часто с субколониями (Taylor, James, 2013). Мшанки с полусферическими и сферическими колониями редко встречаются в мезокайнозойе, составляя с юры до неогена всего 6% от общего числа мшанок. В основном такие формы колоний характерны для палеозойских Cystoporida и Trepotomida, которые составляли в ордовике и силуре 74-80% от всех известных мшанок (Taylor, James, 2013).

У трех изученных экземпляров в центральной части колонии обнаружена полость диаметром до 0.6 мм (рис. 1б, е). Она несколько смещена относительно центра. Можно предположить, что образование сферической колонии начиналось с оседания личинки на какой-то субстрат органического происхождения. Кроме того, на поверхности колоний имеются по пять-шесть небольших выступов, образованных более длинными трубками. Они опоясывают колонию и делят ее на две неравные полусферы, одна из которых больше. Это свидетельствует о том, что одна часть колонии росла быстрее, чем другая. Можно предположить, что эти организмы были свободноживущими и перекатывались течениями по дну. Очевидно, большую часть времени колонии лежали вниз меньшей полусферой, а выступы, опоясывающие колонию, возможно, служили временными «опорами». Такой образ жизни был характерен для некоторых палеозойских мшанок (McKinney, Jackson, 1989).

На разных участках колоний имеются полости, которые являются следами сверлений типа *Trypanites* и *Maecandropolydora* (рис. 1б, в, ж-и). В одних случаях сверлениями затронута только поверхность колоний, в других – колонии исверлены полностью. Обнаруженные сверления мало отличаются от тех, что были описаны у массивных колоний ордовикских мшанок (Wyse Jackson, Key, 2007) или отмечались на других твердых субстратах (Árpád, 2006).

Компьютерная микротомография открывает большие возможности для исследования колониальных организмов, но в некоторых случаях использование только этого метода не достаточно. Для детального изучения микроструктуры стенок и пор в них необходимо дополнительное исследование описанных выше колоний в шлифах, что позволит достоверно установить принадлежат ли они к мшанкам.

Авторы выражают искреннюю благодарность Л.А. Висковой (Палеонтологический институт им. А.А. Борисяка РАН) за консультации. Работа выполнена при поддержке РФФИ, проекты № 14-05-31242 мол_а, 12-05-00196-а, 13-05-00745-а, 13-04-00933-а.

Литература

- Árpád D. 2006. Activity of Bioeroding Worms in Different Miocene Formations of Hungary. [Férgek bioeróziós tevékenységének nyomai a magyarországi miocénben]. Acta GGM Debrecina. Geology, Geomorphology, Physical Geography Series. Vol. 1. P. 69-75.
- McKinney F.K., Jackson J.B.C. 1989. Bryozoan evolution. Boston: Unwin Hyman. 238 p.
- Taylor P.D., James N.P. 2013. Secular changes in colony-forms and bryozoan carbonate sediments through geological history // Sedimentology. Vol. 60. N 5. P. 1184-1212.
- Wyse Jackson P.N., Key M.M. 2007. Borings in trepostome bryozoans from the Ordovician of Estonia: two ichnogenera produced by a single maker, a case of host morphology control // Lethaia. Vol. 40. N 3. P. 237-252.

РАСПРОСТРАНЕНИЕ МШАНОК *ONYCHOCELLA INELEGANS*, *O. ROWEI* И *O. MIMOSA* В ПОЗДНЕМ МЕЛУ ЕВРАЗИИ

А.В. Коромыслова

Палеонтологический институт им. А.А. Борисяка РАН, Москва, koromyslova.anna@mail.ru

DISTRIBUTION OF BRYOZOANS *ONYCHOCELLA INELEGANS*, *O. ROWEI* O. AND *O. MIMOSA* IN THE LATE CRETACEOUS OF EURASIA

A.V. Koromyslova

Borissiak Paleontological Institute RAS, Moscow, koromyslova.anna@mail.ru

Виды *Onychocella inelegans* (Lonsdale, 1850), *O. rowei* (Brydone, 1906) и *O. mimosa* Brydone, 1930 – таксоны широкого стратиграфического и географического распространения. На основе этих и некоторых других видов установлено сходство ассоциаций мшанок Западной Европы и Центральной Азии (Voigt, 1967; Фаворская, 1980, 1992, 1996; Титова, Фаворская, 1994). В этой работе приведены результаты ревизии типового материала *O. inelegans*, *O. rowei* и *O. mimosa*, который хранится в Музее естественной истории (Лондон) и в Музее геологии Седжвика при Кембриджском университете (Кембридж), а также других экземпляров, относимых разными исследователями к этим видам. Кроме того, колонии *O. inelegans*, *O. rowei* и *O. mimosa* изучены из неописанных коллекций Э. Фогта, Зенкенбергский музей (Франкфурт-на-Майне), из кампанского (?позднекампанского, так как были описаны *Belemnitella mucronata* (Барсков, Вейс, 1987) отторженца, окрестности г. Гродно (Белоруссия), а также из кампана и маастрихта нескольких местонахождений Казахстана.

Типовой материал *O. inelegans* происходит из верхнего сенона Суссекса (Lonsdale, 1850). Также этот вид описан из верхнего турона (зона *H. planus/S. plana*) – нижнего кампана (зона *G. quadrata*) Англии (Brydone, 1930; Taylor, 2002), из нижнего кампана Германии (Voigt, 1975), из нижнего (зона *Cibicidoides temirensis/Bolivinoidea decoratus decoratus*) и верхнего (зона *Brotzenella monterelensis*) кампана Узбекистана (Фаворская, 1992; Беньямовский, 2008б), пограничных слоев нижнего и верхнего кампана Туркменистана (Фаворская, 1992, 1996) и верхнего кампана Франции (*d'Orbigny*, 1851; Voigt, 1975). Кроме того, были выделены (Brydone, 1930, 1936) варианты *O. inelegans* var. *minuens* из сантона (зона *Marsupites*) – нижнего маастрихта (зона *O. lunata*, слои с *Porosphaera* [*O. lunata* соответствует *B. lanceolata*, *B. pseudobtusa*, *B. obtusa* и *B. sumensis* (Gale, Kennedy, 2002), а слои с *Porosphaera* – *B. pseudobtusa* и *B. obtusa* (Christensen et al., 2000)]) и *O. inelegans* var. *angliae* из верхнего кампана (зона *B. mucronata*) – нижнего маастрихта (зона *O. lunata*), Англия. В результате ревизии установлено, что экземпляры из верхнего турона и коньяка Англии – новый вид *O. inelegans*¹, варианты – самостоятельные виды *O. inelegans*² и *O. inelegans*³, экземпляры из кампана Узбекистана и, возможно, Туркменистана, – новый вид *O. inelegans*⁴. Установлено, что вид *O. inelegans* впервые появился в коньяке в Англо-Бельгийско-Голландском (АБГ) бассейне, а в раннем кампане и, возможно, в позднем, был распространен в Северо-Германском (СГ) бассейне. Вид *O. inelegans*¹ существовал в позднем туроне – коньяке в АБГ бассейне. В сантоне в этом же бассейне появился *O. inelegans*², который в раннем кампане – раннем маастрихте встречался и в СГ бассейне. Вид *O. inelegans*³ существовал с позднего кампана по ранний маастрихт в АБГ бассейне. Вид *O. inelegans*⁴ был распространен в кампане в Североустьютско-Приаральском (СуП) бассейне и, возможно, в пограничном бассейне Средиземноморской области.

Типовой материал *O. rowei* происходит из верхнего кампана – нижнего маастрихта (зона *O. lunata*), *O. mimosa* – из нижнего маастрихта (зона *O. lunata*, слои *Porosphaera*) Англии (Brydone,

поздний турон



коньяк



сантон



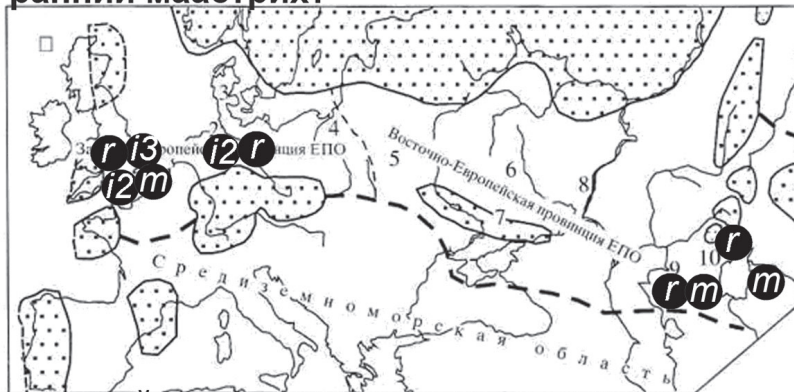
ранний кампан



поздний кампан



ранний маастрихт



поздний маастрихт



Условные обозначения:

- суша
- море
- граница между областями
- граница между провинциями в ВПО

1 - АБГ бассейн

2 - СГ бассейн

10 - СуП бассейн

i - *O. inelegans*

i1 - *O. inelegans1*

i2 - *O. inelegans2*

i3 - *O. inelegans3*

i4 - *O. inelegans4*

r - *O. rowei*

r1 - *O. rowei1*

m - *O. mimosa*

m1 - *O. mimosa1*

Рис. 1. Распространение мшанок *Onychocella inelegans*, *O. rowei* и *O. mimosa* в позднем мелу Евразии (карта взята из работы В.Н. Беньямовского, 2008а).

1906, 1913, 1930). Кроме того, вид *O. rowei* описан из среднего коньяка-верхнего маастрихта Западной Европы (Schubert, 1986), верхнего кампана (зона *Cibicidoides veltzianus*) Узбекистана (Фаворская, 1996), верхнего кампана и верхнего маастрихта Туркменистана (Voigt, 1967), а *O. mimosa* – из маастрихта Западной Европы (Schubert, 1986), нижнего маастрихта Узбекистана (Фаворская, 1996) и верхнего маастрихта Туркменистана (Voigt, 1967). Оба вида обнаружены в кампанском отторженце из окрестностей г. Гродно (Коромылова, 2014), *O. rowei* – в верхнем кампане (*B. lanceolata*) и маастрихте, а *O. mimosa* – в нижнем маастрихте, Казахстана. Установлено, что экземпляры из среднего коньяка и сантона Западной Европы не принадлежат к виду *O. rowei*, а колонии из Туркменистана – новые виды *O. rowei*1 и *O. mimosa*1. Очевидно, *O. rowei* и *O. mimosa* с позднего кампана до конца маастрихта были распространены на территории всей Европейской палеобиогеографической области (ЕПО). Вид *O. rowei*1 существовал в позднем кампане-позднем маастрихте в бассейне Средиземноморской области, а *O. mimosa*1 – в позднем маастрихте на границе двух областей.

Таким образом, распространение *O. inelegans* было ограничено коньяком-кампаном Западной Европы, тогда как *O. rowei* и *O. mimosa* в позднем кампане-позднем маастрихте были распространены на всей территории ЕПО.

Автор благодарен Т.В. Куражевой и А.Р. Соколову (ЦНИГР Музей, г. Санкт-Петербург), П.Д. Тейлору (P.D. Taylor, Музей Естественной Истории) и С.О. Марте (S.O. Martha, Зенкенбергский музей) за предоставленные материалы.

Работа выполнена при поддержке РФФИ, проект № 14-05-31242 мол_а.

Литература

Барсков И.С., Вейс А.Ф. 1987. О микроструктуре роста верхнемеловых белемнителлид (*Coleoidea*, *Sephalopoda*) // Докл. АН СССР. Т. 294. № 4. С. 963-965.

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

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

Коромылова А.В. 2014. Особенности морфологии и систематическое положение мшанок *Opuchocella rowei* и *O. mimosa* (*Cheilostomata*) из кампанского отторженца (Белоруссия) // Палеонтол. журн. № 3. С. 57-66.

Титова М.В., Фаворская Т.А. 1994. Корреляция зональных подразделений маастрихта Средней Азии // А.Н. Олейников (Ред.). Зональные подразделения и межрегиональная корреляция палеозойских и мезозойских отложений России и сопредельных территорий. Книга 2. Мезозой. СПб: ВСЕГЕИ. С. 150-157.

Фаворская Т.А. 1980. О составе и распределении мшанок *Cheilostomata* в маастрихте Восточной Туркмении и Западного Узбекистана // Бюлл. МОИП. Отдел геол. Т. 55. Вып. 1. С. 70-75.

Фаворская Т.А. 1992. Мшанки кампана и маастрихта Юга СССР // Т.Д. Зонова, К.О. Ростовцев (Ред.). Атлас руководящих групп фауны мезозоя Юга и Востока СССР. СПб: Недра. С. 115-136. (Тр. ВСЕГЕИ. Нов. сер. Т. 350).

Фаворская Т.А. 1996. Практическое руководство по макрофауне России и сопредельных территорий. Мшанки мезокайнозоя. СПб: Изд-во ВСЕГЕИ. 81 с.

Brydone R.M. 1906. Further notes on the stratigraphy and fauna of the Trimmingham Chalk // *Geol. Magazine*. Vol. 3. N 7. P. 289-300.

Brydone R.M. 1913. Notes on new or imperfectly known Chalk Bryozoa (*Polyzoa*) // *Geol. Magazine*. Vol. 10. N 6. P. 248-250.

Brydone R.M. 1930. Further Notes on New or Imperfectly Known Chalk Polyzoa. Part 2 // London: Dulau and Co. P. 39-60.

Brydone R.M. 1936. Further Notes on New or Imperfectly Known Chalk Polyzoa. Part 3 // London: Dulau and Co. P. 61-88.

Christensen W.K., Hancock J.M., Peake N.B., Kennedy W.J. 2000. The base of the Maastrichtian // Bull. Geol. Society of Denmark. Vol. 47. P. 81–85.

Gale A.S., Kennedy W.J. 2002. Introduction // Fossils of the Chalk. Field Guides to Fossils: № 2. London: Palaeontol. Assoc. P. 1-26.

Lonsdale W. 1850. Corals of the Chalk // Dixon's Geology and Fossils of the Tertiary and Cretaceous formations of Sussex. London. P. 237-325.

Orbigny A. d'. 1851-1854. Paléontologie française. Description des Mollusques et Rayonees fossils. Terrains crétacés. T. 5 Bryozoaires. Paris. P. 1-1192.

Schubert T. 1986. Parallele Merkmalsentwicklung der Bryozoen-Arten von Woodipora Jullien 1888 im Coniacium bis Maastrichtium NW-Europas // Geol. Jahrbuch. Reihe A. H. 98. S. 3-83.

Taylor P.D. 2002. Bryozoa // Fossils of the Chalk. Field Guides to Fossils: N 2. London: Palaeontol. Assoc. P. 53-75.

Voigt E. 1967. Oberkreide-Bryozoen aus den asiatischen Gebieten der UdSSR // Mitteilungen aus dem Geologischen Staatinstitut in Hamburg. H. 36. S. 5-95.

Voigt E. 1975. Bryozoen aus dem Campan von Misburg bei Hannover // Ber. Naturhist. Ges. Vol. 119. P. 235-277.

ПОЗДНЕЮРСКИЕ И РАННЕМЕЛОВЫЕ УСТРИЦЫ (BIVALVIA, OSTREOIDEA) СИБИРИ: СИСТЕМАТИКА, РАСПРОСТРАНЕНИЕ, ПАЛЕОЭКОЛОГИЯ

И.Н. Косенко

*Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН, Новосибирск,
KosenkoIN@ipgg.sbras.ru*

Новосибирский государственный университет, Новосибирск

THE LATE JURASSIC AND EARLY CRETACEOUS OYSTERS (BIVALVIA, OSTREOIDEA) FROM SIBERIA: SYSTEMATICS, DISTRIBUTION, PALEOECOLOGY

I.N. Kosenko

*Trofimuk Institute of Petroleum Geology and Geophysics SB RAS, Novosibirsk,
KosenkoIN@ipgg.sbras.ru*

Novosibirsk State University, Novosibirsk

Изучены коллекции устриц, собранные в 1960-х годах В.А. Захаровым из верхней юры и нижнего мела Приполярного и Северного Урала и севера Восточной Сибири. Для систематических и палеоэкологических реконструкций эти устрицы сравнивались с современными устрицами. Помимо классических морфологических исследований проведено исследование микроструктуры раковин устриц под световым и сканирующим электронным микроскопом.

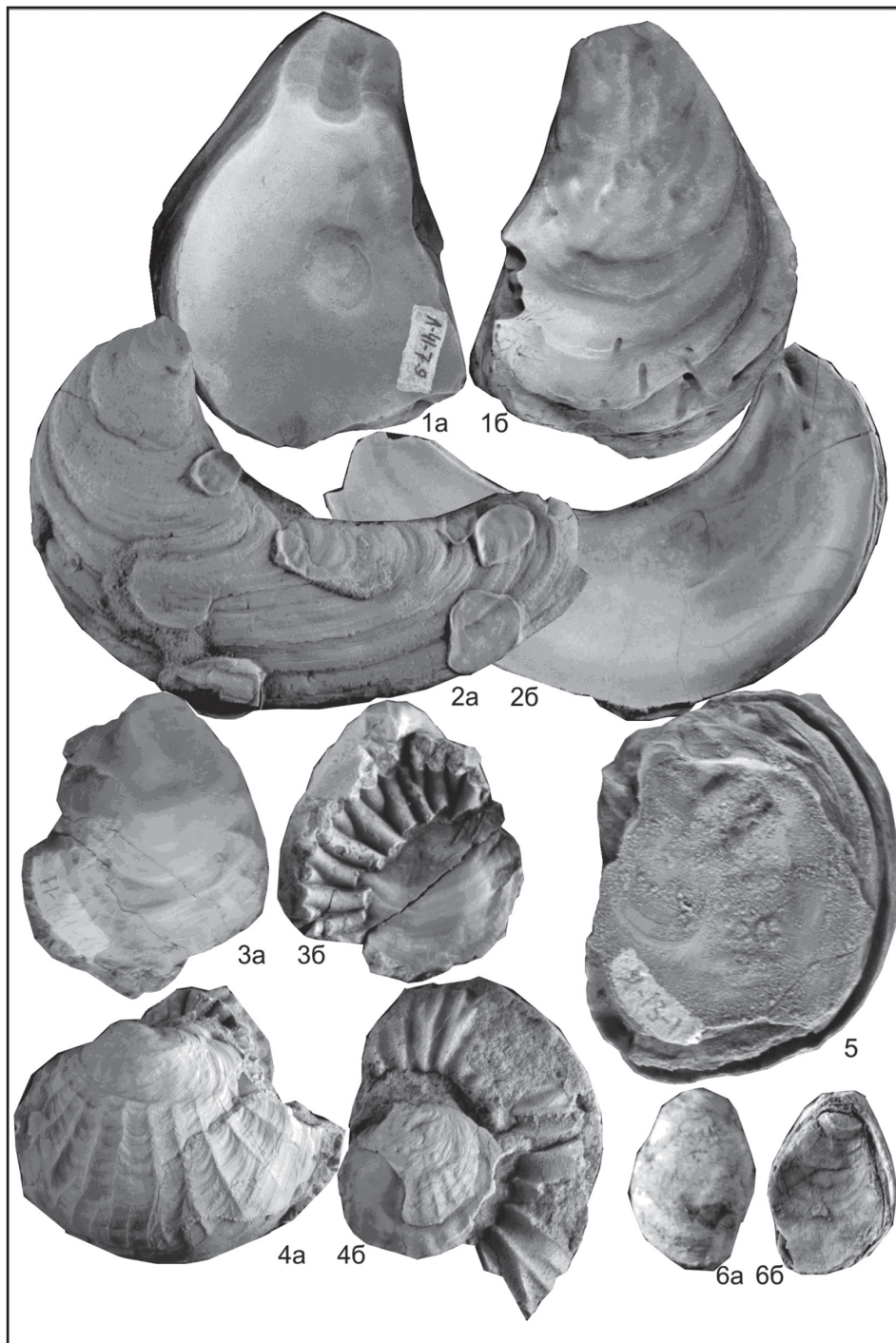
Сибирские позднеюрско-раннемеловые устрицы представлены пятью родами, относящимися к трем подсемействам: *Deltoideum*, *Liostrea* и *Praeexogyra* (Liostreinae), *Gryphaea* (Gryphaeinae) и *Nanogyra* (Exogyrinae). Впервые в кимеридже Сибири встречены устрицы *Gryphaea curva* и *Nanogyra nana*. Ранее *G. curva* была описана только из разрезов Русской платформы (Герасимов, 1955). Устрицы *N. nana* широко распространены в разрезах Европы. Ревизия сибирских устриц рода *Liostrea* позволила отнести часть из них к роду *Deltoideum* (Косенко, 2014a). Изучение

модификационной изменчивости современных устриц (на примере черноморских устриц) показало, что изменчивости подвержены такие морфологические признаки, как форма раковины и форма замочной площадки. Учитывая этот факт, можно отнести северосибирских устриц рода *Deltoideum* к виду *D. delta*, широко распространенному в кимеридже Франции, Англии, Польши, волжском ярусе окрестностей Москвы и берриасе Мангышлака (Pugaczewska, 1971). Эти факты говорят о существовании обмена фауной устриц в кимеридже между сибирскими и европейскими морями. К началу мела ситуация резко меняется, что выражается в усилении эндемизма. В волжских и берриасских разрезах Сибири наиболее часто встречаются устрицы *Liostrea praeanabarensis*, а в валанжинских – *L. anabarensis*. Эти устрицы генетически связаны с кимериджскими *D. delta*, однако существенно отличаются от них по ряду признаков (Захаров, 1966; Косенко, 2014а). Эти устрицы являются эндемиками Сибири. Представители рода *Liostrea* известны с конца триаса, в ранней юре они были многочисленны в Европе (Treatise, 1971). Принимая во внимание генетическую связь *L. praeanabarensis* и *L. anabarensis* с представителями рода *Deltoideum*, эти устрицы не могут быть отнесены к роду *Liostrea*, и, вероятно, представляют эндемичный подрод рода *Deltoideum*. Наряду с этими устрицами в Сибири продолжают существовать классические представители рода *Deltoideum* вплоть до конца валанжина (Косенко, 2014а).

Интересной особенностью является внешнее сходство устриц *Liostrea praeanabarensis* с устрицами *Pycnodonte weberae* из берриаса Крыма. Эти устрицы образуют гомеоморфные формы. Единственным признаком, позволяющим разделить эти виды, является присутствие хомат на внутренних поверхностях створок *P. weberae*. Микроструктура раковин этих устриц также различна. *P. weberae* имеет характерную для *Pycnodonteinae* (*Gryphaeidae*) везикулярную структуру, а *L. praeanabarensis* – листоватую структуру (*Ostreidae*). Эти факты дополняют и без того многочисленные свидетельства гомеоморфизма устриц (Treatise, 1971; Malchus, 1998) и могут быть объяснены в контексте модели «скрытой синапоморфии» (Malchus, 1998; Косенко, 2014б). Изучение микроструктуры раковин устриц рода *Gryphaea* и *Sokolowia* доказало принадлежность их к разным семействам надсемейства *Ostreoidea*, следовательно, и эти устрицы образуют гомеоморфные формы.

Особое место среди изученных устриц занимает «*Liostrea*» *plastica*. Эти устрицы часто встречаются приросшими к пупкам аммонитов. Прираставшая к аммониту створка представляет слепок с раковины аммонита. Створки этих устриц очень тонкие, покрытые тонкими струйками роста, часто встречаются тонкие радиальные ребра. Нижний край створок часто имеет бахромчатое очертание. Гипотеза о совместном прижизненном существовании устрицы и аммонита высказана В.А. Захаровым (1966; Захаров, Месежников, 1974). В изученной коллекции присутствуют экземпляры аммонитов, с обеих сторон которых находится по устрице. Обе устрицы достигают достаточно крупных размеров и расположены симметрично относительно раковины аммонита, что доказывает гипотезу о прижизненном сосуществовании. Отметим, что это не единственные находки устриц, прикреплявшихся к аммонитам. Широко распространенная позднеюрская *L. roemeri* также крепилась к раковинам аммонитов. Ряд авторов рассматривают «*L.*» *plastica* в качестве младшего синонима *L. roemeri* (Zell et al., 2014). Эти устрицы образуют сходные формы, однако, возможно, что это результат гомеоморфизма. *L. roemeri* не имеет радиальной скульптуры, а ее левая створка более выпуклая, чем правая. У «*L.*» *plastica* правая створка гораздо более выпуклая, чем левая, и у некоторых экземпляров она буквально обволакивает раковину аммонита. Еще одной интересной особенностью некоторых экземпляров «*L.*» *plastica* являются хорошо развитые клювовидные макушки (подобные макушкам грифей), и развиты эти макушки не на левых, а на правых створках (!). Инвертированное строение раковин «*L.*» *plastica* выделяет их среди остальных устриц, причем у свободно живущих особей положение створок такое же, как и у приросших к раковинам аммонитов (Захаров, 1966). Эти особенности позволяют предположить, что эти устрицы были адаптированы к жизни на аммонитах, а инвертированное

Таблица I. Позднеюрские и раннемеловые устрицы Сибири.



1 – *Deltoideum delta* (Smith), правая створка, Северный Урал, р. Лопсия, обн. 41, зона *Aulacostephanus sosvaensis*, слой 7: а – вид с внутренней стороны, б – вид с наружной стороны. 2 – *Liostrea anabarensis* (Bodyl.), левая створка, р. Большая Романиха, осыпь, валанжин: а – вид с наружной стороны, б – вид с внутренней стороны. 3 – «*Liostrea*» *plastica* (Trautshold), Приполярный Урал, р. Ния-Ю, волжский ярус, средний подъярус, зона *Pavlovia iatriensis*, подзона *Pavlovia iatriensis*, слой 13: а – вид с внешней стороны, б – вид со стороны прираставшей створки. 4 – «*Liostrea*» *plastica* (Trautshold), местонахождение то же: а – устрица обволакивает раковину аммонита, б – устрица расположена в пупке аммонита. 5 – *Nanogyra nana* (Sowerby), Полярный Урал, р. Ятрия, обн. 13. 6 – *Gryphaea curva* (Gerasimov), Северный Урал, р. Лопсия; нижний кимеридж: а – вид со стороны левой створки, б – вид со стороны правой створки.

строение раковин не позволяет включать их в состав рода *Liostrea*, и заставляет задуматься о выделении этих устриц (и сходных форм) в отдельное семейство.

Выводы:

1. Наибольшее видовое разнообразие устриц в разрезах Сибири приходится на кимеридж. Встречены *Deltoideum delta*, *D. exoticum*, *Gryphaea curva*, *Nanogyra nana*, «*Liostrea*» *plastica*, относящиеся к трем подсемействам. Три вида из пяти широко распространены – от Франции и Англии до севера Восточной Сибири.

2. К началу мела видовое разнообразие устриц сокращается, исчезают представители родов *Gryphaea* и *Nanogyra*. На севере Восточной Сибири образуется эндемичная группа устриц, генетически тесно связанных с устрицами *Deltoideum delta*. Этих устриц предлагается выделить в отдельный подрод в составе рода *Deltoideum*.

3. Подтверждена гипотеза В.А. Захарова о прижизненном поселении устриц «*Liostrea*» *plastica* на аммонитах. Эти устрицы и подобные им формы образуют особую ветвь надсемейства *Ostreoidea*, адаптированную к существованию на аммонитах и обладающих специфичным инвертированным строением створок.

Работа выполнена при поддержке по программам РАН № 23 и № 28 и РФФИ (проект № 12-05-00453).

Литература

Герасимов П.А. 1955. Руководящие ископаемые мезозоя центральных областей Европейской части СССР. Часть 1 // М.: Государственное научно-техническое издательство литературы по геологии и охране недр. 379 с.

Захаров В.А. 1966. Позднеюрские и раннемеловые двустворчатые моллюски севера Сибири (отряд *Anisomyaria*) и условия их существования. М.: Наука. 190 с.

Захаров В.А., Месежников М.С. 1974. Волжский ярус Приполярного Урала. Новосибирск: Наука. 216 с.

Косенко И.Н. 2014а. О позднеюрских и раннемеловых устрицах (*Bivalvia*, *Ostreidae*) севера Сибири // Палеонтол. журн. № 4. С. 1-8.

Косенко И.Н. 2014б. К вопросу о филогении устриц (*Bivalvia*, *Ostreoidea*) // Диверсификация и этапность эволюции органического мира в свете палеонтологической летописи. Материалы LX сессии Палеонтологического общества при РАН. Санкт-Петербург. С. 80-82.

Malchus N. 1998. Multiple parallel evolution and phylogenetic significance of shell chambers and chomata in the *Ostreoidea* (*Bivalvia*) // *Bivalves: An Eon of Evolution*. Cansas: Univ. of Calgary Press. P. 393-407.

Pugaczewska H. 1971. Jurassic *Ostreidae* of Poland // *Acta Palaeontologica Polonica*. Vol. XVI. N 3. Treatise on Invertebrate Paleontology. Part N. Mollusca 6. *Bivalvia*. Vol. 3. 1971. Kansas. 1224 p.

Zell P., Beckmann S., Stinnesbeck W. 2014. *Liostrea roemeri* (*Ostreida*, *Bivalvia*) attached to Upper Jurassic ammonites of northeastern Mexico // *Palaeobiodiversity and Palaeoenvironments* 04; DOI:10.1007/s12549-014-0154-z

**ВОЗМОЖНОСТИ ИСПОЛЬЗОВАНИЯ ДАННЫХ ЦИРКОНОМЕТРИИ
В СТРАТИГРАФИИ НЕМОРСКОГО МЕЛА (НА ПРИМЕРЕ
ОХОТСКО-ЧУКОТСКОГО ВУЛКАНОГЕННОГО ПОЯСА)**

И.Н. Котляр¹, И.Л. Жуланова², Т.Б. Русакова³

*Северо-Восточный комплексный научно-исследовательский институт им. Н.А. Шило ДВО РАН,
Магадан, igor-kotlyar@yandex.ru¹, metamor@neisri.ru², vpk41@mail.ru³*

**POSSIBILITY TO USE ZIRCON GEOCHRONOMETRY DATA
IN STRATIGRAPHY OF NON-MARINE CRETACEOUS SEDIMENTS (ILLUSTRATED BY
OKHOTSK-CHUKOTKA VOLCANIC BELT)**

I.N. Kotlyar¹, I.L. Zhulanova², T.B. Rusakova³

*Shilo North-East Interdisciplinary Scientific Research Institute FEB RAS, Magadan, igor-kotlyar@
yandex.ru¹, metamor@neisri.ru², vpk41@mail.ru³*

Определение возраста меловых континентальных толщ Охотско-Чукотского вулканогенного пояса (ОЧВП) и структур его основания долгие годы базировалось на изучении заключенных в них остатков ископаемых растений, эволюция которых интерпретировалась как смена мезофитных неокомских сообществ (горизонты, региональные флоры) мезо-кайнофитными ранне-среднеальбскими (буор-кемюсская флора), позднеальбскими (арманская, чаунская флоры), сеноманскими (амкинская флора) и, наконец, эндемичным сеноман-сенонским аркагалинским горизонтом (Белый, 2008). В последнее десятилетие происходит ревизия этих представлений, опирающаяся на находки в мезо-кайнофитных растительных сообществах большой группы покрытосеменных и на результаты Ar/Ar и локального U/Pb (по цирконам) датирования вулканитов.

Большинство изотопных датировок фиксируют сенон. Так как буор-кемюсская флора, содержащаяся в инициальных отложениях ОЧВП, надежно датируется в стратотипе ранним-средним альбом, а нижняя граница вышележащих толщ, согласно результатам изотопного датирования, поднята до позднего турона – коньяка, следует вывод о перерыве примерно в 10 млн лет, чем ставится под сомнение существование ОЧВП как целостной структуры. Сегодня влияние названных изотопных методов (активно прокламируемых как «новейшие», «современные») так велико, что желание решать проблему возраста ОЧВП на основе палеоботанических исследований практически сошло на нет. Между тем результаты Ar/Ar и U/Pb датирования далеко не однозначны и требуют специального обсуждения.

Известно, что изотопные системы могут сохраняться закрытыми, а могут – становиться открытыми (нарушенными после формирования пород). Авторы публикаций, на которые ссылаются палеоботаники, априори рассматривают все системы как закрытые (Акинин, Миллер, 2011; Tikhomirov et al., 2012 и др.), что на самом деле далеко не очевидно (Жуланова и др., 2007).

Разницу между двумя подходами продемонстрируем на конкретном примере. В образце V-10 из ольской свиты (Акинин, Миллер, 2011, табл. 6) в 10 зернах циркона получены ²⁰⁶Pb/²³⁸U датировки (млн лет): 91.3, 90.1, 84.7, 83.5, 81.5, 80.6, 78.9, 78.2, 73.7, 70.4. Интерпретация в рамках закрытой системы предполагает вычисление среднего, которое и признается за время кристаллизации цирконов. Однако большой размах дат (турон – маастрихт) вынуждает авторов, дабы добиться приемлемых статистических показателей, отбросить 2 максимальные и 1 минимальную даты и рассчитать среднее из оставшихся 7, которое и принято за возраст пород (80.4±2.1 млн лет, кампан). Мы же рассматриваем весь ряд значений с позиций открытой системы и считаем, что максимальная (реликтовая) дата приближена к истинному геологическому возрасту вулканитов (строго говоря, ко времени кристаллизации акцессорного циркона), а минимальная – к моменту преобразования его изотопной системы. Другими словами, мы констатируем,

Таблица 1. Соотношение флор и данных изотопного датирования.

Ярус	Возраст, млн лет	Горизонт (Бельгий, 2008)	Возраст, млн лет				Время нарушения			Флоры, горизонты									
			U/Pb (максимум)	Rb/Sr (изохронный)	K/Ar (реликтовые даты)	Ar/Ar	Ar/Ar, Rb/Sr	U/Pb (минимум)	K/Ar	Щеглов, Герман, 2013	Головнева, 2013	Филиппова, 2009							
Маастрихт	66.0							⁶ 70±3											
Кампан	72.1							⁶ 73±0.3											
Сантон	83.6	Аркагалинский	⁶ 81±2	⁶ 81±2				¹ 81±0.6											
Коньяк	86.3							² 84±2											
Турон	89.8		¹ 90±2					⁵ 84±2											
Сеноман	93.9	Амкийский	⁵ 96±2					⁶ 84±5 (Rb-Sr)											
Альб	100.5	Арманский, Чаунский	⁵ 98±2					⁵ 85±3											
Буор-кемюсский	113.0		¹ 99±2					² 86-82											
			⁶ 100±5					⁵ 86-84											
			⁵ 102±5					⁵ 87±0.2											
			⁶ 103±2																
			⁵ 104±8																
			² 106±2																

Примечания. Буор-кемюсский горизонт: ¹саламихинская свита (Ar/Ar [4, fig. 4e], K/Ar [2, табл. 4.2]). **Арманский и чаунский горизонты:** ²нараулийская свита (U/Pb, Ar/Ar [1, рис. 2/2], K/Ar [2, табл. 4.2]); ³пучевеемская свита (U/Pb [4, таб. 1, N T05-31]); ⁴нижнееропольская (аунейская) свита, (U/Pb [4, таб. 1, NN 04-418, 04-558]); ⁵чаунская серия: пыкарваамская свита (U/Pb [4, таб. 1, N T05-3-66]), алькаквуньская (кытапкайская) свита (Rb/Sr [2, рис. 4.13, изохрона 1]), алькаквуньская и вороньинская свиты (K/Ar [2, табл. 4.2]), дациандезит-риодацитовая формация в целом (K/Ar [2, рис. 4.4]); **верхнееропольская, кытапкайская свиты (Ar/Ar [4, fig. 4a,e]). Амкийский горизонт:** ⁶хольчанская свита (U/Pb [3, рис. 4]); хольчанская и шороховская свиты (Rb/Sr [2, рис. 4.2, 4.7], K/Ar [2, табл. 4.2]). **Аркагалинский горизонт:** ⁷эмунарэтская свита (U/Pb [4, таб. 1, N T05-93-1], K/Ar, Ar/Ar [2, табл. 4.8]); ⁸мыгдыкитская свита (U/Pb [1, табл. 3, обр. KA524-7a], Rb/Sr [2, рис. 5.3]), мыгдыкитская и энмываамская свиты (K/Ar, Ar/Ar [2, табл. 4.8]). Значения возраста и ошибки (±2σ) по техническим причинам округлены до целых. Хронология мелового периода по IUGS на январь 2013. **Ссылки:** [1] (Акинин, Миллер, 2011); [2] (Котляр, Русакова, 2004); [3] (Котляр и др., 2013); [4] (Tikhomirov et al., 2012).

что кристаллизация циркона состоялась не позже чем 91.3 млн лет назад, а нарушение изотопной системы произошло 74–70 млн лет назад (промежуточные значения отражают частичные потери радиогенного Pb и геологического содержания не несут).

Анализ материалов с позиций закрытых систем оставляет много вопросов. Так, огромный объем игнимбригов пегтымельской серии (Центральная Чукотка), содержащих чаунскую флору, формировался, по данным Ar/Ar и U/Pb датирования, практически мгновенно: от 88.6 ± 2.1 до 87.9 ± 0.9 млн лет назад (Tikhomirov et al., 2012), тогда как восточнее аналогичные игнимбриги пучевеумской свиты, также содержащие чаунскую флору, накапливались якобы в интервале 103 ± 1.2 – 94.1 ± 2.1 млн лет назад (Ibid.). Южнее, в Анадырском секторе, игнимбриги еропольской серии (тоже с чаунской флорой), накапливались с 97,95 до 88,6 млн лет (U/Pb) или с 93,7 до 84,2 млн лет (Ar/Ar) (Ibid.). Парадоксы, возникающие при интерпретации изотопных дат с позиций закрытых систем в западных и центральных частях ОЧВП (Акинин, Миллер, 2011), подробно рассмотрены нами в работе Котляр и др. (2013).

В приведенной выше табл. 1 геологическая интерпретация геохронометрических данных произведена с позиций открытых изотопных систем (данные U/Pb, Rb/Sr, K/Ar, Ar/Ar методов). Результаты позволяют утверждать, что – в полном соответствии со схемой В.Ф. Белого (2008) – вулканы буор-кемюсского, арманского (чаунского), амкинского горизонтов формировались в позднем альбе – начале сеномана, аркагалинского – с позднего турона до раннего кампана. Это значит, что мезофитные составляющие флорокомплексов столь же важны для определения возраста, как и эволюционно продвинутые покрытосеменные.

Около 85 млн лет назад (сантон) изотопные системы в вулканитах ОЧВП (включая их акцессорные цирконы) были нарушены. Принимать соответствующие датировки за возраст пород – грубая ошибка.

Литература

- Акинин В.В., Миллер Э.Л. 2011. Эволюция известково-щелочных магм Охотско-Чукотского вулканогенного пояса // Петрология. Т. 19. № 3. С. 249-290.
- Белый В.Ф. 2008. Проблемы геологического и изотопного возраста Охотско-Чукотского вулканогенного пояса // Стратиграфия. Геол. корреляция. Т. 16. № 6. С. 64-75.
- Жуланова И.Л., Русакова Т.Б., Котляр И.Н. 2007. Геохронология и геохронометрия эндогенных событий в мезозойской истории Северо-Востока Азии. М.: Наука. 358 с.
- Котляр И.Н., Русакова Т.Б. 2004. Меловой магматизм и рудоносность Охотско-Чукотской области: геолого-геохронологическая корреляция. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН. 152 с.
- Котляр И.Н., Русакова Т.Б., Жуланова И.Л. 2013. Актуальные вопросы геохронометрии и петрологии Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. По поводу статьи В.В. Акинина и Э.Л. Миллера «Эволюция известково-щелочных магм Охотско-Чукотского вулканогенного пояса» (Петрология, Т. 19 № 3. С. 249-290) // Урал. геол. журн. № 4 (94). С. 7-35.
- Tikhomirov P.L., Kalinina E.A., Moriguti T., Makishima A., Kobayashi K., Cherepanova I.Yu., Nakamura E. 2012. The Cretaceous Okhotsk–Chukotka Volcanic Belt (NE Russia): Geology, geochronology, magma output rates, and implications on the genesis of silicic LIPs // J. Volcan. Geother. Res. Vol. 221-222. P. 14-32.

СОСТАВ И ЦИКЛИЧНОСТЬ МЕЛОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ БУРЕЙНСКОГО БАССЕЙНА В СВЯЗИ С НЕФТЕГАЗОНОСНОСТЬЮ (ДАЛЬНИЙ ВОСТОК РОССИИ)

В.В. Крапивенцева

*Институт тектоники и геофизики им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН, Хабаровск,
karpova@itig.as.khb.ru*

THE COMPOSITION AND CYCLICITY OF THE CRETACEOUS DEPOSITS OF BUREYA BASIN WITH RESPECT TO THE OIL-AND-GAS POTENTIAL, THE FAR EAST OF RUSSIA

V.V. Krapiventseva

Kosygin Institute of Tectonics and Geophysics FEB RAS, Khabarovsk, karpova@itig.as.khb.ru

Степень геологической изученности Буреинского бассейна (ББ) все еще низка и, в основном, более или менее изучена лишь верхняя часть его осадочного выполнения до глубины 600 м. Более изучены Центральная структурная зона бассейна в пределах Ургальского каменноугольного месторождения на востоке бассейна, а также восточная прибортовая часть Кындальской грабен-синклинальной зоны (КГСЗ) или Кындальского грабена (КГ), ограниченной Ургальским разломом. Здесь вдоль разлома располагаются пять глубоких параметрических и структурно-параметрических скважин (с СВ на ЮЗ – 4П, 2П, 1ПР, 1С, 1А), вскрывших полную мощность континентальных меловых и, частично, тремя скважинами (4П, 2П, 1С) – средне-верхнеюрских и верхнеюрских отложений.

Нижняя часть разреза континентальных угленосных отложений ББ начинается средне-верхнеюрской (келловей-оксфорд) талынджанской свитой, которая в своей верхней части характеризует смену морской седиментации континентальной.

В настоящей работе рассматриваются состав и цикличность в основном нижнемеловых отложений (с берриаса по альб) – ургальской (солонийской), чагдамынской, чемчукинской, иорекской свит – и верхнемеловых (альб-сеноман) отложений кындальской свиты, венчающей поздне-мезозойский этап осадконакопления в ББ.

Отложения ургальской, чагдамынской и чемчукинской свит выделены в мегасеквенс 4 и циклы 4 порядка, которые сформировались в позднеяншанский субцикл в континентальной обстановке после значительного позднеоксфорд-кимериджского перерыва, вызванного проявлением и завершением среднеяншанской орогении (Буреинский..., 2012).

Отложения ургальской свиты (или ургальской серии), разделенной на дубликанскую (титон) и солонийскую (берриас-валанжин) свиты, как и отложения чагдамынской, чемчукинской свит, обнажаются или вскрыты бурением, в основном, на площади к западу и востоку от Кындальского грабена (КГ), которая описывалась ранее как Западная и Восточная полосы (Шарудо и др., 1973). Ныне эти полосы входят в состав Западной и Центральной структурных зон (Буреинский..., 2012). Строение этих зон, стратиграфия, состав и угленосность нижнемеловых отложений ББ подробно описаны ранее (Шарудо и др., 1973; Крапивенцева, 1979; Подолян и др., 1997; Буреинский ..., 2012 и др.). Поэтому в данной работе основное внимание уделено анализу состава и цикличности этих отложений, особенно в мало изученном прежде КГ, с которым связываются наибольшие перспективы нефтегазоносности. Цикличность меловых отложений ББ, разделенных на ургальский, чагдамынский, чемчукинский, иорекский и кындальский макроритмы 4-го порядка, выражена в повторяемости определенного набора пород – от песчаников либо гравелитов и конгломератов в основании циклов 5-го порядка до сменяющих их выше по разрезу алевролитов, аргиллитов и пластов углей или углистых пород. Однако такие «полные» циклы относительно редки, чаще встречаются неполные циклы, состоящие из двух, реже – трех слоев (или пачек) пород, без пластов углей и углистых пород различной мощности. Типичными для них являются русловые фации

временных потоков, пойменные, озерные и озерно-болотные фации. Соотношения типов пород и их мощности изменчивы в макроритмах свит как по площади ББ в разных структурных зонах, так и в стратиграфическом разрезе (Шарудо и др., 1973; Крапивенцева, 1979; Буреинский ..., 2012).

Анализ изменения литологического состава глубин залегания, угленосности и цикличности меловых отложений в КГ по разрезам пяти глубоких скважин в его восточной части позволяет сделать следующие выводы. Для отложений всех свит (с ургальской по кындалскую включительно) характерно унаследованное залегание с постепенным их погружением с СВ на ЮЗ до р. Ургал, а далее – с более резким воздыманием их залегания до р. Солони и затем опять – с заметным погружением в юго-западном направлении (к Адниканской структуре). Перепады в глубинах погружения свит (в 100-365 м), их мощностей, изменение литологического состава отложений свидетельствуют о блоковом строении ББ в целом и в частности Кындалского грабена, ограниченного с запада Кындалским, а востока – Ургальским разломами с серией более мелких и наличием поперечных разломов (Буреинский..., 2012). Мощности свит на востоке КГ (с СВ на ЮЗ) несколько возрастают от ургальской к кындалской свите. Для отложений талынджанской, ургальской, чемчукинской и кындалской свит отмечается возрастание их мощности в этом направлении, а для отложений чагдамынской и иорекской свит, наоборот, – их мощности несколько возрастают с ЮЗ на СВ. В изменении литологического состава пород отмечается преобладание в составе свит в северо-восточной части КГ песчаников, а для иорекской и кындалской свит также и гравелитов, конгломератов, что свидетельствует об устойчивом и длительном – с верхней юры до среднего сеномана – формировании здесь отложений руслово-пойменного комплекса фаций. В направлении с СВ на ЮЗ наблюдается уменьшение в составе макроритмов песчаников с возрастанием доли алевролитов. Далее в юго-западном направлении (от р. Ургал к р. Солони) в составе талынджанской, ургальской, чагдамынской свит преобладают озерные отложения, представленные аргиллитами, а выше – в разрезах чемчукинской и, особенно, иорекской свит возрастает роль песчаников, характеризующих прибрежно-озерный и пойменный комплексы фаций. В юго-западном направлении к Адниканской структуре в составе свит отмечается более или менее равномерное переслаивание песчаников и алевролитов с подчиненным содержанием аргиллитов, количество которых иногда несколько возрастает в отложениях кындалской свиты. В целом на площади восточного борта КГ отмечается устойчивый режим осадконакопления.

Наиболее угленосными на востоке грабена являются отложения ургальской свиты, в которой общая мощность пластов, прослоев углей и углистых аргиллитов (в северо-восточной части грабена) достигает 66 м, уменьшаясь далее с СВ на ЮЗ, но несколько снова возрастая в Адниканской структуре. Для отложений ургальской и талынджанской свит в Солонийской структуре отмечается возрастание количества пластов углей и углистых аргиллитов, суммарная мощность которых составляет 43 м в ургальской и 80 м – в талынджанской свитах (Буреинский..., 2012).

Туфогенность верхнеюрско-нижнемеловых и ниже-верхнемеловых отложений наиболее проявилась на северо-востоке центральной части грабена в отложениях всех свит. Это свидетельствует о длительно существовавших унаследовано от средне-позднеюрского времени (с келловей-оксфорда) процессах вулканизма, происходивших, по-видимому, к северу или к северо-востоку от Буреинского бассейна и отдаленно проявившихся в осадочных отложениях всего бассейна в виде прослоев кислых туфов, туффитов и других туфогенных пород. Однако во времени и пространстве эти процессы происходили в бассейне неравномерно (Крапивенцева, 1979; Буреинский..., 2012).

К западу, востоку и северо-востоку от КГ, в Западной и Центральной зонах ББ в отложениях ургальской, чагдамынской и чемчукинской свит также отмечается значительное присутствие туфов и туфогенных пород, а в составе минеральной части углей – пепловой пирокластике, что обуславливает их высокую зольность (Крапивенцева, 1979; Буреинский..., 2012).

Одновременно с увеличением мощности отложений – от ургальской к кындальской свите – на востоке КГ отмечается увеличение количества циклов 5-го порядка – от 8 до 10 – в ургальской, 11-18 – в чагдамынской, 12-18 – в чемчукинской, 18-22 – в иорекской и 15-23 – в кындальской свитах. Наибольшее количество циклов в отложениях чагдамынской, чемчукинской и иорекской свит отмечается на северо-востоке грабена, где мощности свит несколько больше.

Наибольшее количество угольных пластов, часто венчающих циклы 5-го порядка, отмечается в отложениях ургальской, а наименьшее – в иорекской свитах. Большой угленосностью характеризуются отложения ургальской, несколько в меньшей степени – чагдамынской и чемчукинской свит на северо-востоке грабена. Это обусловлено не только большей их мощностью, но и преобладанием в составе циклов песчаников, способствующих быстрейшему образованию торфяно-болотных фаций с учетом тектонического режима, благоприятного для угленакопления.

Катагенез отложений кындальской и иорекской свит КГ при залегании их на небольшой глубине (до ~ 500-700 м) находится в пределах градаций ПК₃ – МК₁, что характеризует в основном верхнюю зону газообразования (ВЗГ) и верхнюю часть главной зоны нефтеобразования (ГЗН) (Вассоевич и др., 1969). Отложения чемчукинской, чагдамынской и ургальской свит в КГ находятся, в основном, в зоне среднего мезокатагенеза, отвечающей градации МК₂ и ГЗН. На юго-западе КГ в Адниканской структуре катагенез отложений всех свит возрастает. Это обусловлено более напряженным тектоническим режимом в южной части Кындальского грабена – нахождением Адниканской структуры в зоне Адниканского надвига (Буреинский..., 2012).

Установленные градации катагенеза меловых отложений ББ в целом, особенно в КГ, и отвечающие им зоны нефтегазообразования подтверждаются наличием многочисленных нефти и газопроявлений, приуроченных к этим зонам, а также промышленной газоносностью отложений кындальской свиты в КГ в Адниканской структуре (по скв. 1А), где уже установлены притоки метанового газа дебитом 55.5 и 98 тыс. м³/сут. (Буреинский..., 2012). Эти обстоятельства повышают, наряду с другими факторами, перспективность этих отложений в отношении их промышленной нефтегазоносности.

Литература

Буреинский осадочный бассейн: геолого-геофизическая характеристика, геодинамика, топливно-энергетические ресурсы. 2012 / Отв. ред. Г.Л. Кириллова. Владивосток: Дальнаука, 360 с. (Серия «Осадочные бассейны Востока России» / Гл. ред. А.И. Ханчук. Т. 4).

Вассоевич Н.Б., Корчагина Ю.И., Лопатин Н.В. и др. 1969. Главная фаза нефтеобразования // Вест. МГУ. Сер. геол. № 6. С. 3-27.

Крапивенцева В.В. 1979. Угленосная формация Буреинского бассейна. М.: Наука. 148 с.

Подолян В.И., Шишкин В.С., Пензин Ю.П., Седых А.К. 1997. Буреинский каменноугольный бассейн // Угольная база России. Т. V. Кн. 1. Угольные бассейны и месторождения Дальнего Востока (Хабаровский край, Амурская область, Приморский край, Еврейская АО). М.: ЗАО «Геоинформмарк». С. 253-286.

Шарудо И.И., Москвин В.И. Дзенс-Литовская О.А. 1973. Литология и палеогеография Буреинского прогиба в позднем мезозое. Новосибирск: Наука. 68 с.

ПРОБЛЕМЫ СТРАТИГРАФИИ НИЖНЕМЕЛОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ЮГО-ВОСТОЧНОГО ЗАБАЙКАЛЯ

А.В. Куриленко, Н.Г. Ядрищенская

ОАО «Читагеолсъёмка», Чита, Alena_Kurilenko@mail.ru

STRATIGRAPHIC PROBLEMS OF THE LOWER CRETACEOUS DEPOSITS OF SOUTHEASTERN TRANSBAIKAL

A.V. Kurilenko, N.G. Yadrishchenskaya

PC «Chitageolsyomka», Chita, Alena_Kurilenko@mail.ru

Стратиграфия нижнемеловых отложений Юго-Восточного Забайкалья, развитых в конседиментационных рифтогенных впадинах, на протяжении десятков лет является предметом дискуссий. Они вызваны неоднозначностью понимания объемов свит и сложностью их строения, которая проявляется в пестроте слагающих стратона пород, невыдержанности горизонтов по латерали, частых фациальных замещениях. Во второй половине XX века изучением меловых отложений занимались Ю.П. Писцов (1966, 1982), Л.П. Старухина, С.М. Сеница (Сеница, Старухина, 1986), А.Н. Олейников (1975), Ч.М. Колесников (1964), Г.Г. Мартинсон (1961), Е.В. Бугдаева (1989) и другие исследователи. Результаты их работ нашли отражение в схеме расчленения мела Восточного Забайкалья (Решения, 1994). Позднее при составлении серийных легенд к ГК-200/2 и 1000/3 принятая схема была изменена, и большая часть нижнемеловых отложений расчленена на вулканогенно-осадочную тургинскую свиту и наращивающую ее терригенную кутинскую свиту.

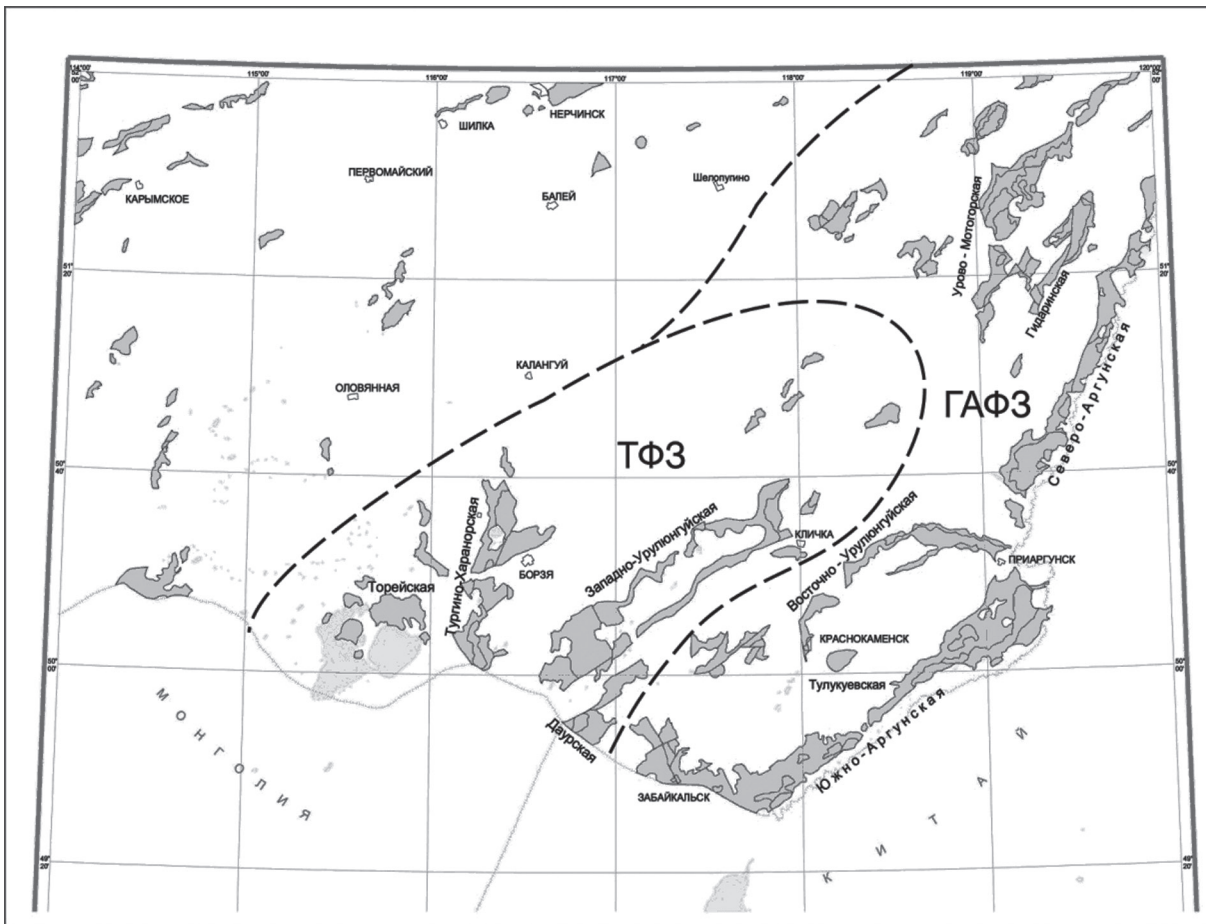
Тургинская свита объединяет разнофациальные континентальные образования, представленные двумя типами разрезов. В одних впадинах преобладают осадочные и туфогенно-осадочные отложения (Тургино-Харанорская, Западно-Урулюнгуйская и Даурская), в других – значительную часть образований составляют вулканиты контрастной трахибазальт-трахириолитовой ассоциации (Восточно-Урулюнгуйская, Южно-Аргунская, Северо-Аргунская, Урово-Мотогорская, Гидаринская и др.). Свита с угловым несогласием залегает на средне-верхнеюрских отложениях и подразделяется на три подсвиты, взаимоотношения между которыми, чаще всего, несогласные.

Стратотипом свиты считается разрез, описанный в 1927 г. С.А. Музылевым на правом берегу р. Турга (Тургино-Харанорская впадина, рис. 1) и включающий тонкообломочные терригенные породы («бумажные» или «рыбные сланцы») с многочисленными органическими остатками, известными с середины XIX века (Рейс, 1910). В настоящее время объём свиты значительно изменился, и прежний стратотипический разрез отвечает лишь незначительной части средней подсвиты.

Меловые отложения в Тургино-Харанорской впадине несогласно залегают на вулканитах средней-верхней юры. Сводный разрез выглядит следующим образом:

1. Нижняя часть разреза (80-100 м) представлена базальтовыми покровами, в подошве которых присутствует маломощный (до 1-1,5 м) слой брекчиевых лав и кластолав. Выше наблюдаются чередующиеся потоки трахиандезибазальтов и трахибазальтов с прослоями туфогенно-осадочных пород, местами лавы и туфы риолитов и риодацитов. В серийных легендах эти образования рассматривались в составе нижней подсвиты тургинской свиты, В.В. Терновым, В.В. Павловой и др. (материалы ГДП-200) – верхнеюрско-нижнемеловой тулукуевской свиты.

2. Средняя часть разреза (200-400 м) отличается более тонким гранулометрическим составом и представлена исключительно терригенными породами. Преобладают аргиллиты, перемежающиеся с алевролитами, в подчиненном количестве присутствуют разномелкозернистые песчаники, встречаются маломощные прослои конгломератов, при этом роль грубообломочных пород воз-



--- Граница фациальных зон

ТФЗ Тургинская фациальная зона
 ГАФЗ Газимуро-Аргунская фациальная зона

Рис. 1. Схема расположения рифтогенных впадин Юго-Восточного Забайкалья.

растает к бортам впадины. Эта часть разреза наиболее соответствует тургинской свите в ее первоначальном понимании. При составлении ГДП-200 она относилась к среднетургинской подсвите (Рутштейн и др., 2001).

Описываемая часть разреза охарактеризована богатым комплексом пресноводной фауны и флоры, содержащим остатки насекомых *Ephemeroptera trisetalis* Eichw., *Coptoclava longipoda* Ping, *Mesogyrus striatus* Ponom., *Terrindusia reisi* (Cock.); рыб *Lycoptera middendorffii* Mull., *Stichopterus woodwardii* Reis.; конхострак *Bairdestheria middendorffii* (Jones), *Estherites dahuricus* (Tshern.); моллюсков *Galba obrutschewi* (Reis), *Bithynia leachioides* Mart.; остракод *Ussuriocypris ussurica* Mand., растений *Ginkgo ex gr. digitata* (Br.) Heer, *Pseudolarix erensis* Krassil., *Baisia hirsuta* Krassil. и др.

3. Верхняя часть разреза (480-500м) характеризуется переслаиванием песчаников, алевролитов и аргиллитов с редкими прослоями гравелистых песчаников, конгломератов и конгломе-

ратобрекчий. Характерно присутствие прослоев углистых аргиллитов и бурых углей (2-6 м). Возможно, данную часть разреза следует относить к кутинской свите.

В Западно-Урулюнгуйской впадине (рис. 1), разрез меловых отложений отличается от описанного выше присутствием большего количества туфогенных пород, пород с карбонатным материалом в цементе и даже появлением единичных маломощных прослоев известняков. Наиболее полный разрез получен при бурении скважины глубиной 1607 м, изученной Л.П. Старухиной и Н.Г. Ядрищенской, где на конгломератобрекчиях средней-верхней юры (700 м) залегают (снизу):

1. Переслаивание конгломератобрекчий, конгломератов, гравелитов, песчаников, алевропесчаников, их туфогенных разностей, прослои туфов и ксенотуфов риолитов (270 м). Моллюски *Valvata transbaicalensis* Mart.; флора *Archaeolarix argunense* Tesl., *Pseudolarix* sp., *Brachyphyllum* sp. Палинокомплекс *Neoraistrickia truncata* (Cooks). Pot., *Leiotriletes pallescens* Bolch., *Camptotriletes cerebriformis* Naum. et Il., *Vitreisporites pallidus* (Reis.) Nilson и др. характерен для нижней части тургинской свиты.

2. Переслаивание песчаников, алевролитов и их туфогенных разностей, прослои гравелитов, реже конгломератов, частота их встречаемости увеличивается с глубиной (290 м). Рыбы *Stichopterus* sp.; флора *Archaeolarix argunense* Tesl., *Pseudolarix* sp., *Baisia hirsuta* Krassil. Палинокомплекс *Densoisporites velatus* Weyl. et Kriger., *Aequitriradites* spp., *Cicatricosisporites* sp., *Klukisporites* sp. и др. сопоставляется с таковыми нижней-средней части тургинской свиты.

3. Переслаивание алевролитов, алевропесчаников, песчаников и их туфогенных разностей, отмечаются прослои туфов риолитов, песчаников цеолитизированных и каолинитизированных (140 м). Рыбы *Stichopterus* sp.; моллюски *Probaicalia* cf. *elongata* Mart., *Valvata* sp.; остракоды *Darwinula* cf. *nimia* Sin., *D.* cf. *contracta* Mand.; флора *Archaeolarix argunensis* Tesl., *Baisia hirsuta* Krassil., *Kutiella transbaicalica* Srebr. и др.

4. Переслаивание алевролитов и алевропесчаников с прослоями песчаников и туфов карбонатизированных (200 м). Рыбы *Irenichthys* sp.; моллюски *Limnocyrena wangshihensis* (Grabau), *L.* cf. *sibirica* (Ramm.), *Valvata* sp.; флора *Pityospermum* sp., *Pseudolarix* sp., *Baisia hirsuta* Krassil.

Слои 2-4 отвечают среднетургинской подсвите.

Мощность нижнемеловых отложений достигает в Тургино-Харанорской впадине 1000 м, в Западно-Урулюнгуйской – 900 м.

Впадины, расположенные восточнее описанных (Восточно-Урулюнгуйская, Южно-Аргунская, Северо-Аргунская и др.) (рис. 1), выполнены фациально изменчивыми туфогенно-осадочными отложениями, включающими эффузивы трахибазальт-трахириолитовой формации. Нижнемеловые отложения здесь сформированы в результате проявления нескольких вулканических циклов, их мощность достигает 2100-3200 м.

Нижняя часть (80-690, возможно, до 1000 м) характеризуется развитием выдержанных по площади покровов средне-основного состава, их туфов и лавобрекчий при подчиненной роли туфогенно-осадочных пород.

В основании средней части разреза (до 600 м) во всех впадинах наблюдаются вулканиты средне-основного состава с горизонтами песчаников, туфопесчаников и конгломератов. Выше залегает пачка чередования туфогенно-осадочных и осадочных пород, вулканитов кислого состава.

Верхи разреза (26 – 800 м) характеризуются чередованием осадочных и вулканогенных пород основного и кислого состава. Установлено два полных ритма, начинающихся основными эффузивами и завершающихся кислыми и один неполный, представленный только основными вулканитами.

Тургинская свита с угловым несогласием, реже согласно перекрывается *кутинской свитой*, сложенной терригенно-угленосными отложениями, выполняющими Тургино-Харанорскую, Даурскую, Южно-Аргунскую и Восточно-Урулюнгуйскую впадины (рис. 1). Стратотип кутинс-

кой свиты описан Ю.П. Писцовым (1962) по керну скважины в Южно-Аргунской впадине. Им и другими исследователями (Олейников, 1975; Сеница, Старухина, 1986) в состав свиты включалась часть вулканогенных и терригенных отложений, ныне относимых к тургинской свите.

Нижняя часть свиты сложена песчаниками и конгломератами. Средняя – имеет преимущественно песчаниково-алевролитовый состав с ритмичным чередованием пластов песчаников, алевролитов и аргиллитов, иногда линзами бурых углей. В верхах свиты преобладают ритмично переслаивающиеся алевролиты и аргиллиты, реже песчаники; присутствуют прослои и линзы сидеритов. Базальный горизонт свиты состоит из конгломератобрекчий или конгломератов разногалечных до валунных. К центру структур эти образования сменяются сначала мелкогалечными конгломератами и гравелитами, затем грубозернистыми песчаниками. Общая мощность свиты достигает 600 м. Части разреза верхней подсвиты тургинской свиты, сложенной исключительно терригенными породами, часто ассоциируются с кутинской свитой. В Восточно-Урулюнгульской впадине к последней следует отнести отложения, вмещающие мощные пласты бурых углей (Уртуйское месторождение), которые предшественники относили к тургинской свите.

В породах стратона выделен палинокомплекс раннего мела, определены моллюски *Leptesthes angulatus* Kol., *Limnocyrena ovalis* (Ramm.), *Unio obrutschewi* Mart., *L. hupehensis* (Grab.), макрофлористические остатки *Equisetum argunense* Srebr., *Birisia onychioides* (Vassil. et K.-M.) Samyl., *Coniopteris prynadae* Srebr., *Nilssoniopteris* aff. *prynadae* Samyl., *Ginkgo* ex gr. *huttonii* (Sternberg) Heer, *Sphenobaiera* aff. *longifolia* (Pom.) Florin, *Pseudotorellia kharanorica* Bugd., *Pagiophyllum* sp.

Подводя итог изложенному выше, повторим, что тургинская свита представлена двумя различными типами разрезов, которые следует относить к разным фаціальным зонам: Тургинской и Газимуро-Аргунской (рис. 1). «Тургинская» свита по принятой в настоящее время схеме имеет объем, значительно превышающий стратотипический, а слагающие ее подсвиты – преимущественно несогласное залегание. В связи с этим «тургинскую» свиту следует расчленить, по крайней мере, на три свиты с собственными названиями. Средняя часть соответствует тургинской свите в ее первоначальном объеме, а верхняя большей частью отвечает кутинской свите, которая характеризуется исключительно терригенными породами с пластами (зачастую промышленными) бурых углей. В Газимуро-Аргунской фаціальной зоне следует выделить свиты с собственными названиями.

Литература

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

Рутштейн И.Г., Богач Г.И., Винниченко Е.Л. и др. 2001. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1: 200000. Изд. 2-е. Серия Приаргунская. Лист М-50-IX (Калангуй). Объяснительная записка. СПб: ВСЕГЕИ. 156 с.

Колесников Ч.М. 1964. Стратиграфия континентального мезозоя Забайкалья // Стратиграфия и палеонтология мезозойских и кайнозойских отложений Восточной Сибири и Дальнего Востока. М.: Наука. С. 5-138.

Мартинсон Г.Г. 1961. Мезозойские и кайнозойские моллюски континентальных отложений Сибирской платформы, Забайкалья и Монголии. М.-Л.: АН СССР. 322 с.

Олейников А.Н. 1975. Стратиграфия и филоподы юры и мела Восточного Забайкалья. М.: Недра. 172 с.

Писцов Ю.П. 1966. Стратиграфия верхнемезозойских пресноводно-континентальных отложений Восточного Забайкалья // Материалы по геологии и полезным ископаемым Читинской области. М.: Недра. С. 100-125.

Писцов Ю.П. 1982. Осадочные формации Забайкальской рифтовой системы // Сов. геология. №8. С. 59-69.

Решения четвертого межведомственного регионального стратиграфического совещания по докембрию и фанерозою юга Дальнего Востока и Восточного Забайкалья. 1994. Хабаровск. 124 с.

Синица С.М., Старухина Л.П. 1986. Новые данные и проблемы стратиграфии и палеонтологии верхнего мезозоя Восточного Забайкалья // Новые данные по геологии Забайкалья. Труды Геолфонда РСФСР. М. С. 46-51.

Рейс О.М. 1910. Фауна рыбных сланцев Забайкальской области // Геологические исследования и разведочные работы по линии Сибирской железной дороги. СПб. С. 1-68.

ПАЛИНОФЛОРЫ СРЕДНЕГО И ПОЗДНЕГО МЕЛА ЗАПАДНОЙ СИБИРИ: СТРУКТУРА, ГЕОГРАФИЧЕСКАЯ ДИФФЕРЕНЦИАЦИЯ, ЭТАПНОСТЬ РАЗВИТИЯ

Н.К. Лебедева

*Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН, Новосибирск,
LebedevaNK@ipgg.sbras.ru*

MIDDLE-LATE CRETACEOUS PALYNOFLORAS OF WEST SIBERIA: STRUCTURE, GEOGRAPHICAL DIFFERENTIATION, EVOLUTION STAGE

N.K. Lebedeva

*Trofimuk Institute of Petroleum Geology and Geophysics SB RAS, Novosibirsk,
LebedevaNK@ipgg.sbras.ru*

На основании обобщения литературных и собственных материалов проведен анализ стратиграфических последовательностей палинологических комплексов (ПК) и их распространение на территории Западной Сибири с баррема по маастрихт (Lebedeva, Pestchevitskaya, 2012).

Результатом многолетних исследований больших коллективов палинологов послужили историко-геологические последовательности спорово-пыльцевых комплексов, отраженные в Региональных стратиграфических схемах меловых отложений Западной Сибири. Сложная структура палиностратиграфических схем Западной Сибири связана с несколькими факторами: 1. Сложным, разнофациальным строением разновозрастных осадочных толщ, частой сменой палеогеографических обстановок; 2. Существованием климатической дифференциации на территории огромного западносибирского бассейна. Таким образом, различная структура разновозрастных ПК в разных регионах обусловлена как особенностями седиментации и гидродинамических условий, так и своеобразием развития растительности в различных палеофлористических областях.

Баррем, апт, часть альба и сеномана в Западной Сибири характеризуются преимущественно континентальным режимом осадконакопления, что затрудняет выделение эталонных комплексов.

БАРРЕМ

На территории Западной Сибири до сих пор не найдено фаунистических остатков достоверно указывающих на барремский возраст отложений, что делает невозможным выделение эталонного палинокомплекса. Барремский возраст отложений обосновывается, главным образом, положением в разрезе и сопоставлением ПК Западной Сибири с фаунистически охарактеризованными комплексами Русской платформы, Кавказа и других регионов.

Характерной особенностью барремских комплексов считается обилие спор *Gleicheniaceae*, *Osmundacidites*, разнообразие *Schizaeaceae* и печеночных мхов. В отдельных интервалах баррема отмечается повышенное содержание *Aequitriradites* и *Klukisporites* (Ровнина и др., 1978). В группе голосеменных имеются древние и молодые представители семейства *Pinaceae*, пыльца *Ginkgocycadophytus*, *Taxodiaceapollenites* и *Classopollis*.

АПТ

В аптских отложениях Западной Сибири находки морской фауны также крайне редки. Основные отличия аптских ПК от более древних меловых комплексов, сводятся к изменению количественных соотношений древних и молодых форм мешковой пыльцы хвойных, изменению роли спор *Gleicheniaceae* и *Schizaeaceae*, уменьшению количества пыльцы *Classopollis*, усилению значения *Taxodiaceae* и появлению пыльцы покрытосеменных. Количество *Pilosisporites* значительно сокращается. Расцвета достигают споры формального рода *Rouseisporites*. Появляются первые трехбороздные, реже борозднопоровые *Angiospermae*.

Количественное содержание таких представителей аптских ПК как *Gleicheniaceae*, *Schizaeaceae*, *Polypodiaceae* и *Taxodiaceae* варьирует в различных районах Западной Сибири в зависимости от фациальных, климатических и других причин.

АЛЬБ

ПК альбского возраста хорошо изучены на территории Западной Сибири. Особое внимание уделялось палинологическому материалу из морских прослоев, охарактеризованных фауной, поскольку альбские отложения представляют собой сложный разнофациальный комплекс пород с чередованием морских и континентальных толщ. ПК альба в достаточной степени однородны и почти не отличаются друг от друга на всей территории.

В составе альбских палинофлор по сравнению с аптскими характерно увеличение разнообразия *Gleicheniaceae*, постоянное присутствие *Ornamentifera echinata*, различных видов *Rouseisporites*, *Polypodiaceae*, определенных видов ребристых спор схизейных, частая встречаемость видов *Foraminisporis*, немногочисленных *Kuylisporites lunaris*, *Cooksonites variabilis*, *Klukisporites* и др., постоянное присутствие таксодиевых, обогащение пыльцой покрытосеменных.

В апт-альбское время по палеоботаническим данным выделяются две палеофлористические области: Сибирско-Канадская, которая занимала северную половину Западной Сибири и характеризовалась влажным, умеренно-теплым и сезонным климатом, и Индо-Европейская, охватывающая южную половину Западной Сибири, и климат которой был несколько теплее, но заметно суше (Вахрамеев, 1964). Именно в апт-альбское время северная граница засушливого пояса перемещается из Западной Сибири в районы Южного Казахстана (там же). С этого момента наступает переходный этап от полихронной флоры мезофита к флоре кайнофита. Однородность палинофлор, описанных из разных частей Западной Сибири, вероятно, связана с почти полным исчезновением влияния аридного пояса и с тем, что почти до конца апта на всей территории Западной Сибири устанавливается континентальный режим и только в конце апта – начале альба вновь появляется морской бассейн (Гольберт и др., 1968).

СЕНОМАН

Сеноманские ПК хорошо распознаются и прослеживаются в различных регионах Западной Сибири. Для них характерно сочетание раннемеловых видов спор с появляющимися позднемеловыми формами (Хлонова, 1974). Преобладает пыльца голосеменных, где доминируют *Taxodiaceapollenites*, исчезают древние формы хвойных. Содержание пыльцы покрытосеменных

увеличивается до 10%. В составе спор характерно сокращение удельного веса глейхениевых, увеличение количества *Stereisporites*, постоянное присутствие *Laevigatosporites ovatus*, *Foveosporites cenomanicus*, *Rouseisporites reticulatus*, *R. laevigatus*, *Foraminisporis asymmetricus*, *Camarozonosporites insignis* и *Ruminatisporites*. Споры формального рода *Ruminatisporites* имеют широкое латеральное распространение, приурочены к сеноманскому ярусу и являются руководящими для вмещающих отложений (Стрепетилова, 1979).

Позднесеноманская-раннетуронская трансгрессия превратила Западную Сибирь в обширный эпиконтинентальный бассейн до конца позднего мела. Дифференциация позднемеловых палинофлор хорошо выражена. Различия проявляются в количественном содержании отдельных таксонов и групп спор и пыльцы, составе пыльцы покрытосеменных, поскольку территория Западной Сибири в позднемеловую эпоху находилась в зоне влияния двух палеофлористических областей: Сибирско-Канадской (*Aquilapollenites*) и Европейско-Синийской (*Normapolles*). Граница влияния этих областей простиралась в меридиональном направлении и имела широкую экотонную зону, что связано с интенсивностью и направлением сноса материала с прибрежных территорий, заселенных различного типа флорами.

ТУРОН

Туронские палинокомплексы, датированные фауной иноцерамов и фораминифер, изучены в различных районах Западной Сибири. Общими их особенностями являются исчезновение рода *Ruminatisporites*, уменьшение количества прочих характерных для сеномана видов. Среди спор руководящую роль начинают играть: *Tauroscusporites reduncus*, *Stenozonotriletes radiatus*, *Osmunda granulata*, повсеместны *Gleicheniidites*, *Aequitriradites verrucosus*, *A. spinulosus*, *Rouseisporites reticulatus*, *Cicatricosisporites*, *Appendicisporites*. Увеличивается количество и разнообразие пыльцы покрытосеменных. В позднем туроне появляются роды *Wodehouseia*, *Kuprianipollis*, а в южных регионах – пыльца стеммы *Normapolles*.

КОНЬЯК

В коньякское время в составе ПК происходят значительные изменения. Сокращается разнообразие спор мхов и папоротникообразных. Среди них преобладают: *Gleicheniidites*, *Camarozonosporites insignis*, *Osmundacidites wellmanii*, *Adiantum mirum*, *Polypodiaceae* и др. В составе пыльцы покрытосеменных появляются такие таксоны, как *Ocellipollis munitus*, *Orbicularpollis lucidus*, *Fibulapollis*, *Aquilapollenites*. ПК южных и юго-западных территорий обогащаются новыми родами стеммы *Normapolles*.

САНТОН-МАСТРИХТ

В сантоне и кампане в ПК характерно дальнейшее сокращение количества спор и увеличение содержания пыльцы покрытосеменных. Пыльца покрытосеменной палеофлористической провинции *Aquilapollenites* представлена формальными родами *Aquilapollenites*, *Mancicorpus*, *Wodehouseia*, *Kuprianipollis*, *Azonia*, *Tricerapollis* и *Chlonovaia*. В ПК южных и юго-западных регионов характерны роды *Trudopollis*, *Oculopollis*, *Vacuopollis* и др.

В маастрихте начинается регрессия западносибирского моря. Отложения представлены как морскими, так и континентальными фациями, охарактеризованными богатыми комплексами спор и пыльцы. ПК маастрихта хорошо изучены и датированы фораминиферами на значительной территории. Это позволило скоррелировать континентальные толщи восточной части Западной Сибири с прибрежно-морскими и морскими отложениями, развитыми в центральной части. В палинофлорах маастрихта основные новации касаются пыльцы покрытосеменных (Хлонова,

1974). Увеличивается количество и разнообразие *Aquilapollenites*, *Mancicorpus*, *Integricorpus*, *Wodehouseia*, *Orbiculapollis*, уменьшается количество *Kuprianipollis*, не встречены *Chlonovaia sibirica*, *Tricerapollis minimus*. Характерно появление и развитие пыльцы *Expressipollis*.

Таким образом, выявлены основные тренды в эволюции спор и пыльцы наземных растений. Баррем характеризуется обилием и разнообразием родов спор схизейных папоротников, печеночных мхов и пыльцы *Taxodiaceae*. В раннем апте Западной Сибири отмечается первое появление пыльцы покрытосеменных растений. Основными рубежами перестройки поздне меловых палинофлор являются границы: сеномана-турона, где значительно меняется состав спор мхов и папоротникообразных, турона-коньяка, на которой появляются новые виды пыльцы покрытосеменных растений, коньяка-сантона, где резко возрастает количество пыльцы покрытосеменных и появляется много новых таксонов, и сокращается разнообразие спор, кампана-маастрихта, характеризующейся дальнейшим развитием кайнофитной флоры покрытосеменных.

Литература

Вахрамеев В.А. 1964. Юрские и раннемеловые флоры Евразии и палеофлористические провинции этого времени. М.: Наука. 262 с.

Гольберт А.В., Маркова Л.Г., Полякова В.Н., Сакс В.Н., Тесленко Ю.В. 1968. Палеоландшафты в Западной Сибири в юре, мелу и палеогене. М.: Наука. 150 с.

Ровнина Л.В., Родионова М.К., Садовникова Т.К., Мазур В.М., Жильцова И.Н. 1978. Комплексные исследования стратиграфии юры и нижнего мела Западной Сибири. М.: Наука. 138 с.

Стрепетилова В.Г. 1979. Новые виды спор родов *Ruminatisporites* и *Carnisporites* из сеноман-туронских отложений Западной Сибири // И.И. Нестеров (Ред.). Вопросы биостратиграфии и детальной корреляции мезозойских и кайнозойских отложений Западно-Сибирской равнины. Тюмень: ЗапСибНИГНИ. С. 8-12.

Хлонова А.Ф. 1974. Палинология меловых отложений Сибири и Дальнего Востока. Новосибирск: Наука. 166 с.

Lebedeva N.K., Pestchevitskaya E.B. 2012. Reference Cretaceous spore-pollen succession of West Siberia: evolutionary stages, facies, and correlations // J. Stratigr. Vol. 36. N 2. P. 193-212.

ПАМЯТИ А.В. ОЛЕЙНИКОВА – ГЕОЛОГА, СТРАТИГРАФА

А.В. Лызганов¹, Е.Б. Волынец²

¹ОАО «Приморгеология», Владивосток, anatoliy-lyz@mail.ru

²Биолого-почвенный институт ДВО РАН, Владивосток, volynets61@mail.ru

IN MEMORY OF A.V. OLEYNIKOV, GEOLOGIST AND STRATIGRAPHER

A.V. Lyzganov¹, E.B. Volynets²

¹JSC «Primorgeologiya», Vladivostok, anatoliy-lyz@mail.ru

²Institute of Biology and Soil Science FEB RAS, Vladivostok, volynets61@mail.ru

Александр Васильевич Олейников – один из талантливых и известных геологов и стратиграфов Приморья. Он с 1956 по 2012 гг. работал на разных должностях в Южно-Приморской экспедиции, ныне ОАО «Приморгеология». Александром Васильевичем в процессе геологических работ, во главе коллектива геологов-съёмщиков и в содружестве с палеонтологами, решались вопросы меловой стратиграфии. В его трудовой (научной) биографии можно выделить два основных периода.



Первый период (1966-1983 гг.) связан с северным Приморьем. В это время А.В. Олейников занимался детальным (масштаба 1:50 000) геологическим изучением Среднего и Северного Сихотэ-Алиня. К 1969 г. в Среднем Сихотэ-Алине уже были выделены основные подразделения местной стратиграфической схемы, на которой к меловым отложениям относились терригенные образования складчатого основания (валанжин-альб) и вулканиты Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса (сеноман-эоцен). В 1968-1971 гг. Александром Васильевичем было уточнено расчленение осадочных отложений нижнего мела на свиты и толщи. Он впервые изучил в среднем течении р. Самарга и её левого притока р. Кукси наиболее полный разрез терригенной

лужкинской свиты, охарактеризованной моллюсками (актионеллы, тригонии и аммониты) среднего альба (Олейников, Адамовский, 1972; Олейников, 1989; Коновалов, 1976).

Несомненной заслугой Александра Васильевича является выделение в Среднем Сихотэ-Алине альбских вулканитов среди образований складчатого основания Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса (ВСАВП). До его работ раннемеловые вулканиты были известны только в «кемском» типе разрезов готерив-альбского возраста, либо они включались в состав более молодых толщ ВСАВП. Он же в бассейне р. Кукси при изучении альбских разрезов впервые установил, что морские терригенные отложения с остатками актионелл и тригоний, нарастаются толщиной туфопесчаников и туфов кислого и среднего состава (Олейников, Адамовский, 1972; Олейников, 1989). Исследование вулканитов было также продолжено в бассейнах рек Килоу, Венюковка и Кабанья (Олейников, 1978, 1979; Олейников, Старченко, 1979). В разрезах, относимых к бурматовской толще, А.В. Олейников собрал остатки морских моллюсков (актионелл и тригоний) и отобрал пробы на спорово-пыльцевой анализ, из которых В.С. Маркевич (1995) получен позднеальбский палинокомплекс.

Анализ собственных исследований, а также материалов крупномасштабных геологических съёмок других авторов в пределах Среднего Сихотэ-Алиня, позволил Олейникову сделать ряд выводов:

1) в Среднем Сихотэ-Алине почти во всех случаях разрезы с «лужкинскими» моллюсками наращиваются вулканогенными толщами;

2) вулканогенные отложения вместе со слоями морских моллюсков составляют неразрывное целое, т.к. залегают с ними в одних структурах и ареалах, во многом сохраняя преемственность в литологических разностях пород;

3) предложено лужкинскую свиту разделить на две подсвиты, залегающую согласно на лужкинской вулканогенно-осадочную толщу назвать бурматовской (петрозуевский горизонт), а впоследствии ельниковской (Олейников, 1979, 1989).

В 1972 г. Олейниковым на левом берегу р. Самарга была впервые для Среднего Сихотэ-Алиня выделена терригенная сабуинская толща, представленная пачкой ритмично переслаивающихся песчаников и алевролитов с остатками растений (петрозуевский комплекс) и пресноводных моллюсков. Разрезы сабуинской толщи вычленены из полей распространения самаргинской свиты маастрихтского возраста и доизучены им в процессе работ 1979-1984 гг. С.И. Невוליной при детальном сборе фитофоссилий был значительно дополнен таксономический состав петрозуевского (сабуинского) флористического комплекса (ФК) и это позволило ей возраст толщи датировать сеноманом (Красилов и др., 1981).

Несомненны заслуги А.В. Олейникова и в расчленении вулканитов ВСАВП. Предшествующие стратиграфические схемы этого района страдали слабой обоснованностью выделенных толщ и свит. Это обстоятельство нередко приводило к путанице при сопоставлении тех или иных вулканогенных отложений с местной стратиграфической шкалой. Благодаря новым находкам остатков растений, изучению палинофлоры из различных горизонтов верхнего мела были получены надежные корреляционные реперы. Так в нижнем течении р. Самарга и в районе мыса Золотой в стратотипической местности самаргинской свиты Александром Васильевичем изучено несколько хорошо охарактеризованных растительными остатками разрезов. По фитофоссилиям впервые был установлен маастрихтский возраст вышеуказанной свиты (Неволина, 1977; Олейников, 1978; Олейников, НевOLIна, 1985). Позднее В.С. Маркевич (1987, 1995) по палинофлоре подтвердила эти данные.

В кислых вулканитах по р. Оуми впервые были собраны остатки растений характерные для раннего дания (определения Невוליной). Эти данные позволили уверенно выделить в Среднем Сихотэ-Алине кислые вулканиты богопольского горизонта (Олейников, Коваленко, 1984). Взгляды на стратиграфию меловых и палеоген-неогеновых отложений Сихотэ-Алиня, как результат своих многолетних исследований, Олейников (1978) изложил в статье «Некоторые черты геологического строения Среднего Сихотэ-Алиня».

Второй этап стратиграфических работ Александра Васильевича начинается с 1984 г в Южном Приморье. Связан он с крупно- и среднемасштабным геологическим доизучением и подготовкой к изданию комплектов Госгеолкарты-200 второго поколения. Эти работы проводились в пределах Партизанского (Сучанского) каменноугольного бассейна, который имеет давнюю историю геологических исследований, начатых горным инженером Д.Л. Ивановым в 1888-1894 гг. Взгляды на стратиграфию угленосных отложений центральной и южной частей Партизанского бассейна сложились к 70-м годам прошлого столетия и с тех пор не подвергались значительным коррективам.

Начиная с 1984 г., в процессе нового геологического изучения и тематических работ в Партизанском каменноугольном бассейне Приморья Олейниковым были получены несколько иные данные по стратиграфии, тектонике, магматизму, существенно изменившие прежние представления. Оказалось, что геология бассейна на самом деле неизмеримо более сложна, нежели она представлялась ранее. Анализ описания керна скважин, доизучение известных и изучение новых разрезов, многочисленные находки местонахождений с фоссилиями (Александром Васильевичу в этом «везло»), в том числе и в толщах, традиционно считавшихся «немыми», позволили по-новому взглянуть на стратиграфию бассейна (Коваленко, Кутуб-Задэ, 1988; Олейников, Сясько, 1998).

Олейниковым в центральной части Партизанского бассейна выделены новые стратиграфические подразделения – монакинская и капреевская толщи, бровничанская и дадяньшанская свиты, а также высказано предположение о синхронности угленакопления и весьма интенсивного вулканизма (Олейников и др., 1990). Наиболее древней (среднеюрской) является вулканогенно-осадочная угленосная монакинская толща, которая выделена из состава угленосных отложений сучанской серии (Волынец и др., 2001). Им было предложено верхнюю подсвиту северосучанской (френцевскую) свиты выделить в ранге самостоятельной среднеальбского возраста. В составе коркинской серии рассматривать три свиты: кангаузскую (поздний альб), романовскую (поздний альб) и бровничанскую (поздний альб – ранний сеноман). На водоразделе рек Тигровая и Шкотовка Олейниковым выделена новая дадяньшанская (поздний сеноман) свита, перекрывающая коркинскую серию (Коваленко, Кутуб-Задэ, 1988; Олейников, Сясько, 1998). По изученному на Серебряном перевале ФК возраст свиты был датирован С.И. Невוליной и Е.Б. Волынцем как поздний сеноман (Волынец, 1998; Волынец, Неволина, 2003), позднее он подтвержден Маркевич (Волынец и др., 2001) по палинофлоре.

При подготовке к изданию листа К-53-VII Александром Васильевичем было продолжено изучение меловых отложений в Подгородненской и Петровской впадинах, в ряде мелких мульд юго-западного Приморья, а также в Партизанском каменноугольном бассейне (Кутуб-Задэ и др., 2002). В результате этих исследований у него сложилось представление, что прямая корреляция отложений Раздольненской и Партизанской впадин неприемлема. Ему удалось разработать единую стратиграфическую схему для Петровской впадины и Партизанского каменноугольного бассейна. Полученные им данные указывают, что разрез меловых отложений в Петровской впадине начинается с верхней (френцевской) подсвиты северосучанской свиты (Волынец и др., 2001; Олейников, Сясько, 1998).

Олейниковым подготовлены к изданию два листа Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1:200 000 серий Южно-Сихотэ-Алинская и Ханкайская (Кутуб-Задэ и др., 2002; Олейников, Сясько, 1998).

В последние годы своей жизни он сосредоточился на проблемах палеосейсмогеологии и опубликовал две монографии на эту тему, а также монографию по геологии кайнозоя Среднего Сихотэ-Алиня. Кроме того, Олейников являлся одним из основных составителей нескольких комплектов Госгеолкарты-200/2 Ханкайской серии листов, которая в настоящее время принята к изданию.

Александр Васильевич является автором 10 геолого-съемочных отчетов, серии научных статей и трех монографий; он кандидат геолого-минералогических наук (1977), отличник разведки недр (2005) и заслуженный геолог РФ (2007).

СТРОЕНИЕ УНИКАЛЬНОЙ НИЖНЕМЕЛОВОЙ ФОСФОРИТОВОЙ ПЛИТЫ В КОТЕЛЬНИКАХ (ПОДМОСКОВЬЕ)

С.Ю. Маленкина

Геологический институт РАН, Москва, maleo@mal.ru

STRUCTURE OF THE UNIQUE LOWER CRETACEOUS PHOSPHORITE PAVEMENT IN KOTELNIKI (MOSCOW REGION)

S.Yu. Malenkina

Geological Institute RAS, Moscow, maleo@mal.ru

В Москве и ее ближайших окрестностях существует ряд разрезов (например, Крылатское, Кунцево, Дьяково), в которых близ границы юры-мела (в ее бореальном понимании) сразу выше кровли юрских отложений наблюдаются единичные, рассеянные или образующие скопления и прослои, фосфоритовые конкреции, часто окатанные, которые считаются аллохтонными, перетолженными из рязанских (берриас) в готеривские песчаные отложения вследствие размыва (Геология СССР, 1971). В этих конкрециях часто присутствуют аммониты *Riasanites* spp., *Surites* spp. и др. зоны *Riasanites rjasanensis*. К юго-востоку от Москвы, начиная с Лопатинского рудника (около 90 км) и далее в сторону Рязанской области (Митта, 2007), фосфоритовые конкреции сцементированы фосфатным цементом в так называемые плиты, которые считаются автохтонными конденсированными образованиями, отложенными в рязанское время. На территории, занимающей промежуточное положение между Москвой и Лопатинским рудником, в существующих палеогеографических реконструкциях, например (Барабошкин, 2005), плита отсутствует, иногда считается, что рязанские отложения там вообще не сохранились. Нами обнаружено еще в 2006 г., что в непосредственной близости от Москвы к юго-востоку имеется разрез, в котором наблюдается подобная плита, но довольно необычная. Это разрез Люберецкого ГОКа (или известный разрез Котельники (Геология СССР, 1971). В описаниях предшественников ее присутствие не отмечалось. Здесь, прямо на верхневолжских белых, в верхней части ожелезненных, кварцевых песках с ходами *Scolithos* зоны *Craspedites nodiger*, залегает горизонт плотно сгруженных рыхловатых осветленных фосфатных желваков, сцементированных железисто-фосфатным цементом (рис.1). Местами плита (также как и включенные в нее желваки) имеет довольно сложное строение, вероятно, обусловленное многостадийностью формирования. Цвет желваков от светло-серого до желтовато- и коричневатого-серого. Форма их различна, от остроугольной до округлой, размер также неодинаков (от долей 1 см до 15 см). Желваки по составу представляют собой преимущественно мономинеральные кварцевые песчаники с фосфатным и фосфатно-сидеритовым цементом. Насыщенность плиты желваками варьирует по простиранию. Мощность ее 0,05-0,18 м. В ней содержатся фосфатные ядра аммонитов *Riasanites* spp. плохой сохранности (рис.1г), также эти аммониты имеются и в крупных фосфатных конкрециях. Сохранность имеющихся ядер в плите пока не позволяет однозначно трактовать возраст ее формирования. Возможно, они аллохтонны, хотя, по крайней мере, часть фосфатных желваков включенных в плиту имеют признаки автохтонности. Некоторые из них обнаруживают слоистые биоседиментационные структуры нарастания, характерные для альго-бактериальных построек и форм (многослойных корок, желвачков и их фрагментов) (рис. 1б). Иногда они явно не подвергались дальнему переносу, а лишь сгруживались на месте, таким образом, есть вероятность, что плита или ее часть все-таки рязанского возраста. Вмещающий матрикс также, как правило, представляет собой чередование фосфатных, железисто-фосфатных, железисто-марганцевых по составу слоев или ламин, связывающих поверхность песчаного осадка, агглютинирующих зерна, скрепляющих воедино желваки. Налицо явные признаки широкого развития микробиальных пленок на поверхности осадка.

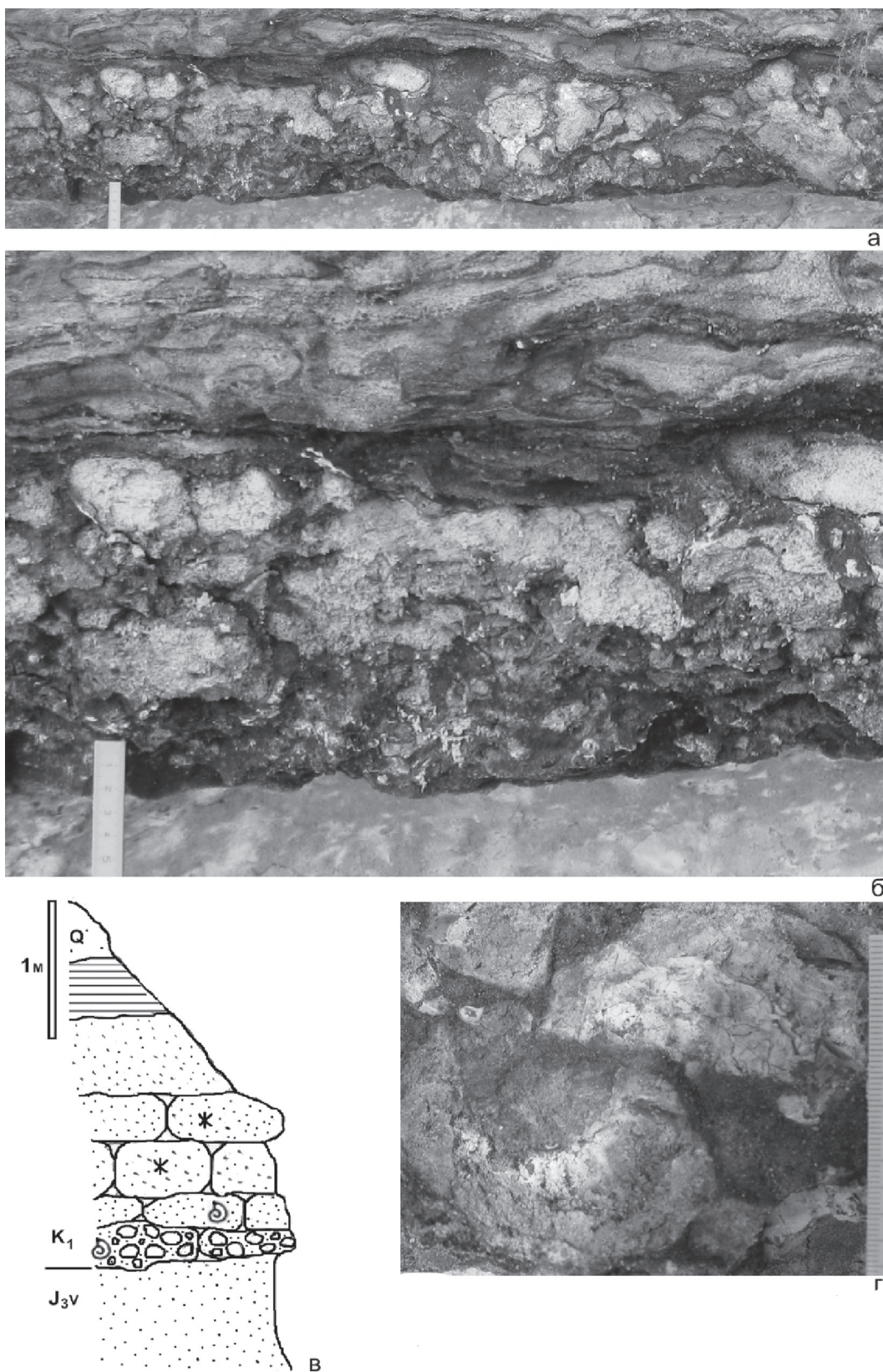


Рис. 1. Нижнемеловая плита в Котельниках: а, б – строение фосфоритовой плиты; в – строение разреза, г – *Riasanites* spp.

Индивидуальные ламины порождались динамическим равновесием между периодами частых аккреций осадка (преимущественно представленных вертикально ориентированными нитчатыми цианобактериями, которые улавливают и связывают отложения) и прерывистой литификацией цианобактериальных матов, характеризующейся формированием латерально протягивающихся слоев микрита в поверхностных биопленках, аналогично описанным в Атласе (Atlas ..., 2007), текстуры также очень схожи. Кроме того, наличие «аноксидных» аутигенных минералов, таких как пирит (и продукты его разложения), сидерит, анкерит, железистый доломит рассматривается как дополнительное доказательство присутствия микробиальных матов при формировании песчаных осадков. Формирование самой плиты, видимо, происходило либо в осциллирующих окислительно-восстановительных условиях, либо субоксидных или даже аноксидных, возможно, локально, ниже границы раздела вода-осадок или же под верхним активным слоем микробиального мата, где протекала деградация и переработка органического вещества отмирающего микробиального мата и сульфат редуция, а затем произошла оксидизация, что повлекло за собой массовое осаждение гидрооксидов марганца и железа.

Все изложенное указывает, как на необходимость дальнейшего детального изучения данного разреза, так и поиск новых обнажений на указанной территории, поскольку от этого зависит точность палеогеографических реконструкций и карт, а также в целом полнота наших знаний о строении меловых отложений региона.

Выводы:

1. Установлено существование фосфоритовой плиты в Люберецком карьере.
2. Плита и фосфатные желваки, включенные в нее, содержат фосфатизированные ядра аммонитов *Riasanites* spp. (зона *Riasanites rjasanensis*). Однако необходимо уточнить возраст формирования самой плиты, поскольку желваки могли быть сформированы раньше.
3. Возможно, она формировалась одновременно или близко по времени с плитами рязанского возраста Лопатинского карьера в Рязанской области.
4. Седиментационные обстановки ее формирования также остаются не до конца выясненными и требуют дальнейшего исследования.
5. Для уточнения палеогеографической обстановки в целом необходимо детально изучить и другие разрезы.

Работа выполнена при частичной поддержке гранта РФФИ № 12-05-00246.

Литература

Барабошкин Е.Ю. 2005. Палеогеография Восточно-Европейской платформы и ее южного обрамления в раннем мелу // А.Ф. Морозов (Ред.). 400 миллионов лет геологической истории южной части Восточной Европы / Серия аналитических обзоров «Очерки по региональной геологии России». Вып.1. М.: Геокарт. С. 201-232

Геология СССР. Том IV. Центр Европейской части СССР. Геологическое описание 1971. М.: Недра. 742 с.

Митта В.В. 2007. Аммонитовые комплексы базальной части рязанского яруса (нижний мел) Центральной России // Стратиграфия. Геол. корреляция. Т. 15. № 2. С. 80-92.

Atlas of microbial mat features preserved within the siliciclastic rock record. 2007 / Schieber J., Bose P.K., Eriksson P.O., Banerjee S., Sarkar S., Altermann W., Catuneau O. (Eds). Amsterdam: Elsevier. 311 p.

**ПАВЕЛ ВЛАДИМИРОВИЧ МАРКЕВИЧ –
СЕДИМЕНТОЛОГ, СТРАТИГРАФ (80 лет со дня рождения)**

А.И. Малиновский

Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, Владивосток, malinovsky@fegi.ru

**PAVEL VLADIMIROVICH MARKEVICH –
SEDIMENTOLOGIST AND STRATIGRAPHER (80th birth anniversary)**

A.I. Malinovsky

Far East Geological Institute FEB RAS, Vladivostok, malinovsky@fegi.ru

В сентябре 2014 года исполнилось бы 80 лет со дня рождения доктора геолого-минералогических наук, профессора, многолетнего заведующего лабораторией литологии Дальневосточного геологического института ДВО РАН Павла Владимировича Маркевича.

Павел Владимирович родился 1 сентября 1934 г. в Кымпуллунге (Румыния) в семье инженера-строителя. В Румынии он прожил до декабря 1944 г., после освобождения Молдавии от фашистской оккупации вместе с родителями переехал в г. Кишинев. В 1951 г. он окончил с золотой медалью среднюю школу, в том же году поступил на геологический факультет Кишиневского государственного университета на специальность «геологическая съемка и поиски полезных ископаемых» и в 1956 г. закончил его с красным дипломом.

После окончания университета Павел Владимирович по распределению приехал в Приморье, где в течении нескольких лет работал в производственных организациях Министерства геологии СССР вначале геологом, а затем начальником ряда геолого-съёмочных, картосоставительских и тематических партий. При его непосредственном участии составлены и подготовлены к изданию геологические карты и карты полезных ископаемых нескольких важных в геологическом отношении районов Приморского края. Уже в это время проявился его интерес к проблемам литологии и стратиграфии. Богатый производственный полевой опыт и знания послужили Павлу Владимировичу хорошей базой для дальнейших плодотворных научных исследований.

В 1964 г. начинается самый значительный этап в профессиональной деятельности Павла Владимировича. Он поступает на должность младшего научного сотрудника лаборатории осадочных формаций Дальневосточного геологического института тогда еще Дальневосточного филиала Сибирского отделения Академии наук СССР. Научное направление, которое выбрал Павел Владимирович для своих исследований, было связано с проблемой происхождения и обстановками формирования раннемеловой флишевой формации Восточного Сихотэ-Алиня. В 1968 г. после окончания заочной аспирантуры он защитил кандидатскую диссертацию на тему «Условия формирования флишевых и сопутствующих нижнемеловых отложений Тетюхинского района (Восточный Сихотэ-Алинь)».

После защиты диссертации Павел Владимирович продолжил изучение флишевых, в том числе и меловых, отложений. Он проводит многочисленные полевые работы в Крыму, Карпатах, на Кавказе и продолжает изучение флиша на Дальнем Востоке: в Приморье, Приамурье, на Сахалине и Камчатке. Результатом обобщения собранного богатейшего фактического материала был выход двух монографий: «Нижнемеловая флишевая формация Восточного Сихотэ-Алиня» (1970) и «Флишевые формации северо-западной части Тихоокеанского складчатого пояса» (1978). В книгах подробно описаны основные типы флишевых формаций, развитых на территории Дальнего Востока, дан обзор подобных формаций зарубежной азиатской части Тихоокеанского пояса, рассмотрены особенности флишевой седиментации, показано ее место и роль в накоплении мел-кайнозойских отложений Дальнего Востока, а также прослежена эволюция процессов флишеобразования, изменения морфологии, состава и пространственного положения флишевой

формации в истории развития этого крупнейшего региона. Кроме того, Павлом Владимировичем впервые было установлено западное, а не восточное, как ранее предполагалось, направление поступления обломочного материала в раннемеловой флишевый палеобассейн.

В середине 70-х годов Павел Владимирович некоторое время исполняет обязанности заведующего лабораторией палеонтологии и стратиграфии Дальневосточного геологического института, а в 1977 г. его избирают заведующим лабораторией осадочных формаций (в дальнейшем переименованной в лабораторию литологии).

В последующие годы научная деятельность Павла Владимировича и возглавляемого им научного коллектива была сосредоточена на изучении структурно-вещественных комплексов зоны перехода от Евразийского континента к Тихому океану, их эволюции и особенностей вещественного состава. В многочисленных полевых экспедициях был собран богатейший фактический материал из различных по возрасту и происхождению терригенных комплексов всего российского Дальнего Востока. Под его руководством разработана и в дальнейшем усовершенствована методика всестороннего изучения вещественного состава осадочных пород с целью получения объективной информации о геодинамических обстановках их формирования, источниках питания и условиях седиментации. Кроме того, обширные данные по строению и составу осадочных образований континентальной части Дальнего Востока были дополнены результатами изучения морских осадков западной части Тихого океана, полученными в рейсах научно-исследовательских судов Академии наук, в которых Павел Владимирович неоднократно участвовал. Полученные материалы были изложены в ряде монографий и публикаций, в которых рассматривался широкий круг вопросов, связанных с геологией, литологией, палеогеографией и тектоникой нескольких ключевых для Дальнего Востока геологических объектов (террейнов). Среди них наиболее широко известны монографии «Геосинклинальное терригенное осадконакопление на Востоке Азии в фанерозое. На примере Сихотэ-Алиня и Камчатки» (1985), «Геосинклинальный литогенез на границе континент–океан» (1987) и «Меловые вулканогенно-осадочные образования Нижнего Приамурья» (1997). Итогом научной деятельности П.В. Маркевича этого периода стала докторская диссертация «Фанерозойские терригенные отложения Востока Азии», которую он защитил в 1989 г.

Круг научных интересов Павла Владимировича был очень широк. Помимо литологии его интересовали вопросы стратиграфии и палеонтологии, фациального анализа и палеогеографии, вещественного состава терригенных пород и геодинамики фанерозоя огромной территории – от Корякского нагорья до окраинных морей южной части Тихого океана.

Обладая разносторонними знаниями и большим опытом, Павел Владимирович вел активную научно-организационную деятельность. В разные годы он был членом Общих собраний Российской академии наук и ее Дальневосточного отделения, объединенного совета по наукам о Земле при Президиуме ДВО РАН, председателем секции вулканогенно-осадочного литогенеза Межведомственного литологического комитета РАН и его представителем на Дальнем Востоке, был членом Международной ассоциации седиментологов, а также руководителем исследований, проводившихся в рамках ряда всероссийских и международных программ по изучению осадочных пород и процессов.

Своими знаниями П.В. Маркевич щедро делился с молодыми геологами, в течение многих лет читал курсы лекций по общей и региональной геологии, литологии, структурной геологии и геокартингованию в Дальневосточном государственном университете, Дальневосточном техническом университете, Институте фундаментальных и прикладных проблем, проводил со студентами учебные практики на территории Приморского края. Павел Владимирович много внимания уделял и подготовке кадров высшей квалификации. Под его руководством были подготовлены и защищены более десяти кандидатских диссертаций. Можно с уверенностью говорить, что благодаря его усилиям сформировалась самостоятельная школа дальневосточных литологов. В 1993 г. ему присваивается профессорское звание.

В последние годы жизни у Павла Владимировича глубокую озабоченность вызывало осознание того, что с уходом геологов его поколения может быть потерян целый пласт знаний по геологии такого громадного региона, как юг Дальнего Востока России, которые хранились в их головах, геологических фондах и прежде не были опубликованы. С этой целью им была задумана целая серия монографий, систематизирующих результаты многолетних региональных биостратиграфических и седиментологических исследований осадочных и вулканогенно-осадочных образований Сихотэ-Алиня и дающих многие ответы на вопросы связанные с условиями их накопления и механизмами поэтапного формирования структуры этого горно-складчатого сооружения от триаса до позднего мела. Под непосредственной редакцией П.В. Маркевича вышли три монографии из этой серии: «Нижнемеловые отложения Сихотэ-Алиня» и две книги «Триас и юра Сихотэ-Алиня», в которых рассматривается терригенный и вулканогенно-осадочный комплексы этого возраста.

Павел Владимирович был широко образованным человеком. Он обладал глубокой эрудицией не только в вопросах геологии, но и далеко за ее пределами. Вызывало восхищение умение Павла Владимировича смотреть на вещи системно и масштабно, обобщать и анализировать самые разные данные и на их основе делать точные научно обоснованные выводы. Он был исключительно трудолюбивым и самоотверженным ученым, для него всегда на первом месте была работа, которой он постоянно был увлечен. Павла Владимировича отличали мудрость, спокойствие, доброжелательность, простота и скромность. Для него было характерно внимательное, чуткое и дружеское отношение ко всем окружающим его людям. Он был хорошим руководителем и интереснейшим собеседником.

Павел Владимирович прожил достойную жизнь, до конца сохраняя, несмотря на тяжелую болезнь, светлый ум и работоспособность. Он оставил после себя богатое научное наследие, которое принесет пользу не одному поколению геологов.

НИЖНИЙ МЕЛ СРЕДНЕГО КАСПИЯ

В.Н. Манцурова

*Филиал ООО «ЛУКОЙЛ-Инжиниринг» «ВолгоградНИПИморнефть», Волгоград,
vmantsurova@lukoilvmn.ru*

LOWER CRETACEOUS OF MIDDLE CASPIAN SEA

V.N. Mantsurova

*Branch of ООО «LUKOIL-Engineering» «VolgogradNIPImorneft»,
Volgograd, vmantsurova@lukoilvmn.ru*

В акватории Российского сектора Среднего Каспия к настоящему времени пробурены девять поисковых скважин. В нижнем отделе меловой системы выделены берриас, готерив, баррем, апт и альб. Валанжин, по-видимому, отсутствует в разрезе, вследствие предготеривского перерыва в осадконакоплении и размыва. Общая мощность нижнемеловых отложений изменяется от 128 м до 682 м. Стратиграфическое расчленение разрезов проведено по комплексу палеонтологических, литологических и промыслово-геофизических данных, а также по сопоставлению с аналогичными образованиями сопредельных площадей. Использованы описания керна и шлама В.Н. Кривоноса, М.В. Смирнова и О.И. Смирновой, определения аммонитов Е.Ю. Барабошкина, брахиопод С.В. Лобачевой, пеллеципод Т.Н. Богдановой, фораминифер: Т.Е. Улановской, А.А. Федоровой, Е.В. Богуславской и Д.А. Бабич, миоспор: Е.Н. Здобновой и О.И. Пахомовой.

Берриасский ярус (мощность 50-132 м) представлен известняково-доломитовой толщей с пачкой ангидритов в кровле. Ранее данные отложения относились к титону, который был первично расчленен В.Н. Кривоносом на 4 пачки (снизу вверх): доломитово-известняковую, мергельно-алевролитовую, известняково-доломитовую и ангидритовую (рис. 1). Позже М.В. Смирновым было дано расчленение данного разреза на пять пачек (Смирнов и др., 2003). Не останавливаясь подробно на литологической и палеонтологической характеристике пачек, которая была дана ранее (Смирнов и др., 2003; Манцурова, 2004), лишь отметим, что нижняя граница берриаса проводится по кровле нижнего маломощного ангидритового пласта и соответствует нижней границе мергельно-алевролитовой пачки. Предполагаемая граница берриаса и титона проведена пунктиром (рис. 1).

Мергельно-алевролитовая пачка охарактеризована керновым материалом в трех скважинах: 4 Хвалынская, 1 Сарматская и 1-Западно-Сарматская. Она сложена в нижней части мергелями доломитовыми темно- и зеленовато-серыми, скрытокристаллическими. В основании пачки мергели темно-коричневые с красноватым оттенком, с редкими линзовидными прослоями белых скрытокристаллических ангидритов. В верхней части пачку слагают алевролиты серые, темно-серые, мелкозернистые до крупнозернистых, полимиктовые, карбонатно-глинистые. Известняково-доломитовая пачка охарактеризована керном во всех скважинах Хвалынской и Сарматской площадей и скв. 1-Западно-Сарматская (рис. 1). Она представлена доломитами замещения от буровато-серых до серо-коричневых, микро- и скрытокристаллическими, неравномерно известковистыми, с гнездами ангидритов и известняками серыми, буровато-серыми, микрокристаллическими, детритово-пелоидными, реликтово-биоморфными, органогенно-обломочными, доломитизированными. Прослоями известняки, как и доломиты, неравномерно битуминозные.

Готеривский ярус (мощность 90-116 м) залегает на эродированной поверхности ангидритовой пачки берриас-валанжина, размыв которой подтверждается наличием базального пласта конгломератов (рис. 1), сложенного обломками пород ангидритов, доломитов, редко известняков и глин, сцементированных глинистым материалом. Керном этот пласт не охарактеризован, но, судя по шламу, он прослеживается в разрезе. В нижней части яруса отмечается пачка глинистых пород, с редкими прослоями песчаников и реже известняков. В верхней части яруса наблюдается пачка карбонатных пород с прослоями песчаников. Керном охарактеризована только верхняя часть нижней глинистой пачки в скв. 3-Хвалынская (рис. 1), представленная аргиллитами с прослоями песчаников и алевролитов. Аргиллиты темно-серые до черных, алевритистые до алевритовых, с прослоями и линзовидными тонкими слоями алевролитов светло-серых, серых, разнозернистых, кварцево-полевошпатовых. Песчаники светло-серые до серых, мелкозернистые, полевошпатово-кварцевые, преимущественно глинистые, с многочисленными тонкими прослоями и слоями аргиллитов.

Верхняя часть яруса, судя по шламу, сложена известняками белыми, серовато-белыми, скрытокристаллическими, с редкими прослоями песчаников, светло-серых, мелко-среднезернистых, полимиктовых с глауконитом, с глинисто-карбонатным цементом. Слоистость пород нарушена взмучиванием и биотурбацией. Готеривский возраст пород палеонтологическими данными не подтвержден. В скв. 3-Хвалынская определен палинокомплекс, характерный для неокома (рис. 1).

Барремский ярус (мощность 10-36 м) керном в Среднем Каспии не охарактеризован и выделен по корреляции (рис. 1). По каротажу ярус представлен маломощной глинисто-песчаной пачкой, сложенной переслаиванием глин и песчаников, с редкими прослоями алевролитов и мергелей и единичными прослоями известняков. Судя по шламу, ярус сложен песчаниками мелкозернистыми, полимиктовыми, полевошпатово-кварцевыми, с глинистым и глинисто-карбонатным цементом, с многочисленными слоями глин и редко алевролитов. В шламе по характерной для баррема пестроцветной (красновато-коричневой и зеленовато-серой) окраске породы яруса рас-

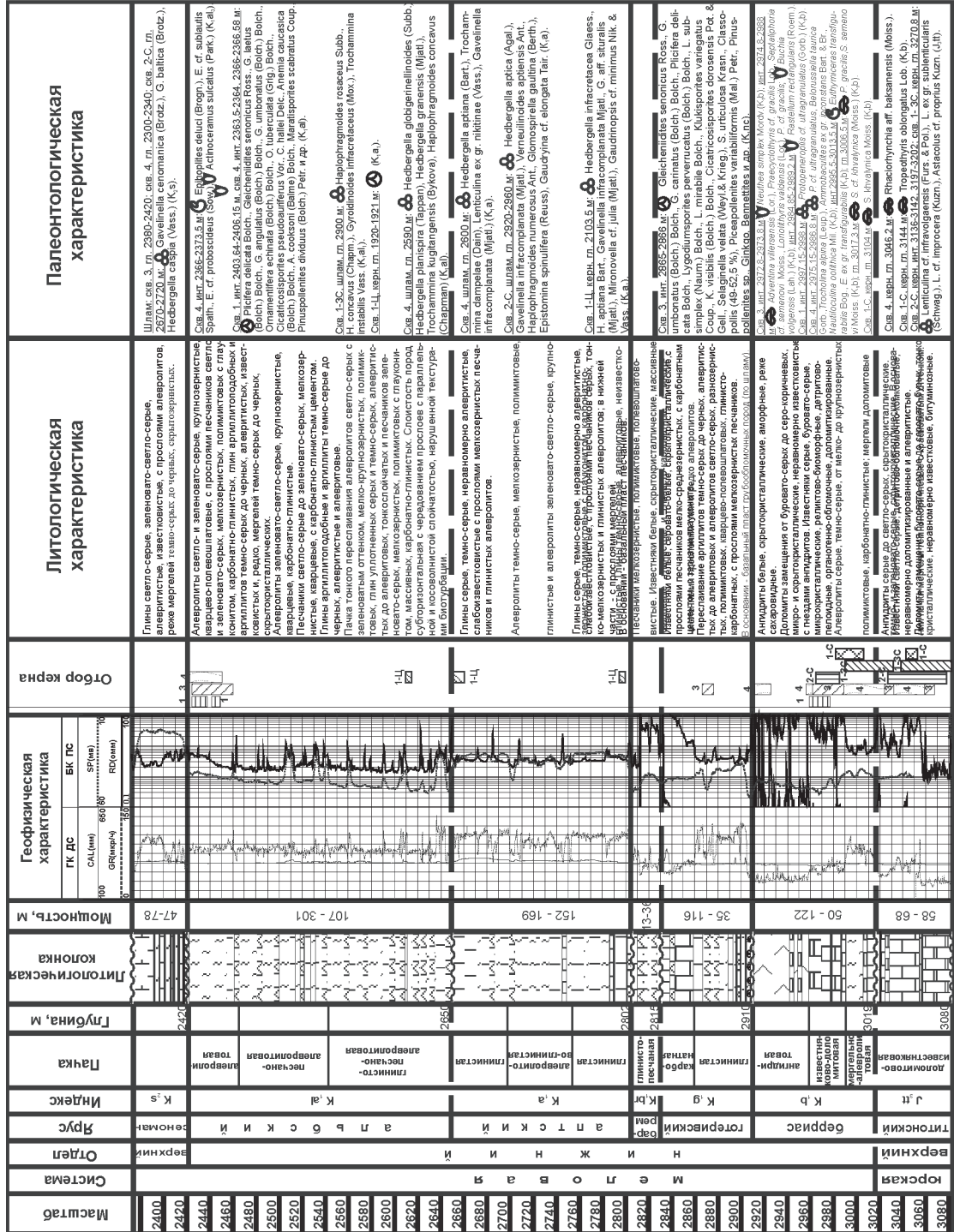


Рис. 1. Сводный геолого-геофизический разрез нижнего мела Среднего Каспия.

познаются только в скв. 1-Хвалынская, где они представлены глинами пестроцветными, алевритистыми, неяснослоистыми, известковистыми, уплотненными. Возраст пород палеонтологическими данными не подтвержден.

Аптский ярус (мощность 159-162 м) охарактеризован керном в нижней и верхней частях только в скв. 1-Центральная. Ярус имеет характерное для него строение. В основании отмечается базальный пласт песчаников небольшой мощности (до 5 м), выше которого снизу вверх залегают глинистая пачка с прослоями алевролитов, затем пачка алевролитово-глинистых пород и в кровле – пачка глинистых пород (рис. 1). Средняя алевролитово-глинистая пачка представлена только шламом. Возраст отложений подтвержден комплексами фораминифер, определенными из керна (скв. 1-Центральная, глубина 2103,5 м) и шлама (скв. 4-Хвалынская, глубина 2600 м; 2-Сарматская, глубина 2920-2960) (рис. 1). На этом основании поднята кровля аптского яруса в скважинах на 49-53 м. Вероятно, эта часть разреза соответствует клансейскому горизонту.

Альбский ярус (мощность 107-301 м) охарактеризован керном во всех скважинах Хвалынской площади и в скв. 1-Центральная. По каротажу в альбе можно выделить три пачки (снизу вверх): глинисто-песчано-алевролитовую, песчано-алевролитовую и алевролитовую. Нижняя глинисто-песчано-алевролитовая пачка охарактеризована керном только в скв. 1-Центральная, средняя песчано-алевролитовая пачка представлена только шламом и верхняя алевролитовая пачка охарактеризована керном во всех скважинах Хвалынской площади (рис. 1). Литологическая и палеонтологическая характеристика пачек приведена на рисунке 1. В верхней алевролитовой пачке (скв. 4-Хвалынская, инт. 2366-2373,5 м) Е.Ю. Барабошкиным определены аммониты: *Epihoplites deluci* (Bron.), *E. cf. sublautus* Spath, *E. cf. proboscideus* (Sow.) и иноцерамы *Acrinoceramus sulcatus* (Park.), характерные для позднего альба (рис. 1). Данные определения подтверждают наличие на Хвалынской площади верхнего подъяруса альбского яруса, отсутствующего в скважинах Ракушечно-Широтной зоны поднятий Северного Каспия (Манцурова, Делия, 2010).

Таким образом, ограниченное количество керна (рис. 1) и, как следствие этого, палеонтологических данных пока не позволяет установить достоверные границы выделенных стратиграфических подразделений, которые, в той или иной степени, являются в настоящее время условными. Однозначно можно говорить только о присутствии выделенных стратиграфических подразделений.

Литература

Смирнов М.В., Барабошкин Е.Ю., Богданова Т.Н. и др. 2003. Титон и неоком Северного Каспия // Бюл. МОИП, отд. геол. Т. 79. Вып. 2. С. 30-39.

Манцурова В.Н. 2004. Палеонтологическое обоснование выделения берриасского яруса в разрезах скважин Среднего Каспия // Вопросы геологии Прикаспия и шельфа Каспийского моря. Тр. ООО «ЛУКОЙЛ-ВолгоградНИПИ-морнефть». Вып. 62. Волгоград: С. 66-72.

Манцурова В.Н., Делия С.В. 2010. О новой границе аптского и альбского ярусов и их подъярусном расчленении в Северном Каспии // Геология и разработка месторождений в Прикаспийском регионе и морских акваториях. Тр. ООО «ЛУКОЙЛ-ВолгоградНИПИ-морнефть». Вып. 69. Волгоград: ЛУКОЙЛ-ВолгоградНИПИ-морнефть. С. 73-85.

БЕРРИАСКИЕ ФОРАМИНИФЕРЫ ДЕЛЬТЫ РЕКИ ЛЕНА

В.А. Маринов

Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН, Новосибирск,
marinovva@ipgg.sbras.ru

BERRIASIAN FORAMINIFERA FROM LENA RIVER DELTA

В.А. Маринов

Trofimuk Institute of Petroleum Geology and Geophysics SB RAS, Novosibirsk,
marinovva@ipgg.sbras.ru

В опорном разрезе мезозоя, расположенном на арктическом побережье, Оленекский залив моря Лаптевых (Восточная Сибирь), около пос. Ыстаннах-Хочо в дельте р. Лена (рис. 1), изучен разрез буолкалахской свиты, сложенной битуминозными аргиллитоподобными глинами. Обнаружены представительные комплексы фораминифер берриаса. Количество раковин в 100 г породы варьирует от 4 до 650 экземпляров. Резко преобладают фораминиферы с агглютинированной раковиной. По особенностям состава и структуры комплексов проведена их типизация. Основное внимание обращалось на состав доминирующей группы. Доминантами являются виды, стабильно составляющие 5% и более от общего количества экземпляров (Маринов, Захаров, 2001). Остальные таксоны относились к аксессуарным. Если количество раковин фораминифер было менее 60, указывалось, что фораминиферы представлены единичными экземплярами.

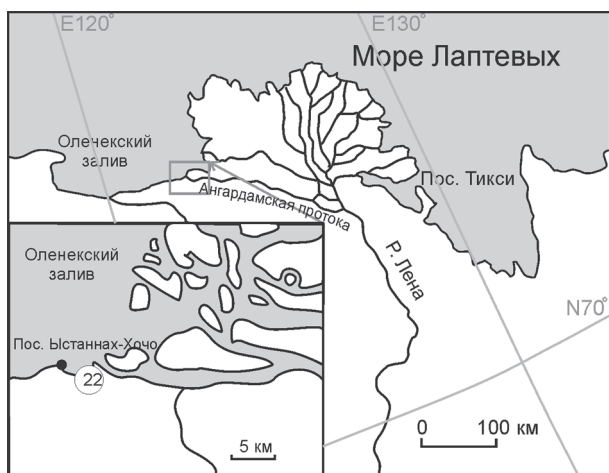


Рис. 1. Местоположение разреза буолкалахской свиты (обр. 22) в устье р. Лена около пос. Ыстаннах-Хочо.

Буолкалахская свита с размывом залегает на стан-юряхской свите (рис. 2). В кровле стан-юряхской свиты обнаружен комплекс фораминифер пограничных отложений келловей–оксфорда с *Dorothia insperata*, *Eomarssonella paraconica*.

В нижней части буолкалахской свиты, в интервале 0-1,0 м обнаружены фораминиферы *Lituotuba* ex gr. *igarkaensis* Bulynnikova, *Ammosiphonia* ex gr. *veteranus* (Kosyreva), *Glomospirella* ex gr. *gaultina* (Berhelin), *Recurvoides* ex gr. *stshekuriensis* Dain, ***R. praeobskiensis* Bulynnikova**, *Ammosiphonia* sp., ***Evolutinella mutabila* (Bulynnikova)**, ***E. schleiferi* (Scharovskaja)**, ***E. emeljanzevi* (Scharovskaja)**, *Gaudryinopsis gerkei* (Vassilenko), *Trochammina* ex gr. *septentrionalis* Scharovskaja. Жирным шрифтом здесь и ниже выделены виды, составляющие доминантную группу комплексов.

В интервале 1,0-9,2 м от подошвы свиты, обр. О-22-36-108; в слое 36, на уровне 5.2 м от подошвы свиты обнаружены фораминиферы *Hyperammia* ex gr. *aptica* Dampel et Mjatluk, ***Glomospirella* ex gr. *gaultina* (Berhelin)**, ***Recurvoides romanovae* Putrja**, *R. praeobskiensis* Bulynnikova, *R. paucus* Bulynnikova, *Ammosiphonia* sp., *Cribrostomoides praevolubilis* Marinov, *C. umbonatus* (Romanova), ***Evolutinella mutabila* (Bulynnikova)**, *E. schleiferi* (Bulynnikova), *E. sinuosa* (Bulynnikova), *E. ex gr. emeljanzevi* (Scharovskaja), *Kutsevella* ex gr. *praegoodlandensis* (Bulynnikova), *Ammobaculites* ex gr. *inornatus* Bulatova, *A. aff. subasper* Bulynnikova, ***Gaudryinopsis gerkei* (Vassilenko)**, *Verneuilioides* sp. ind., *Trochammina parvilocolata* Scharovskaja.

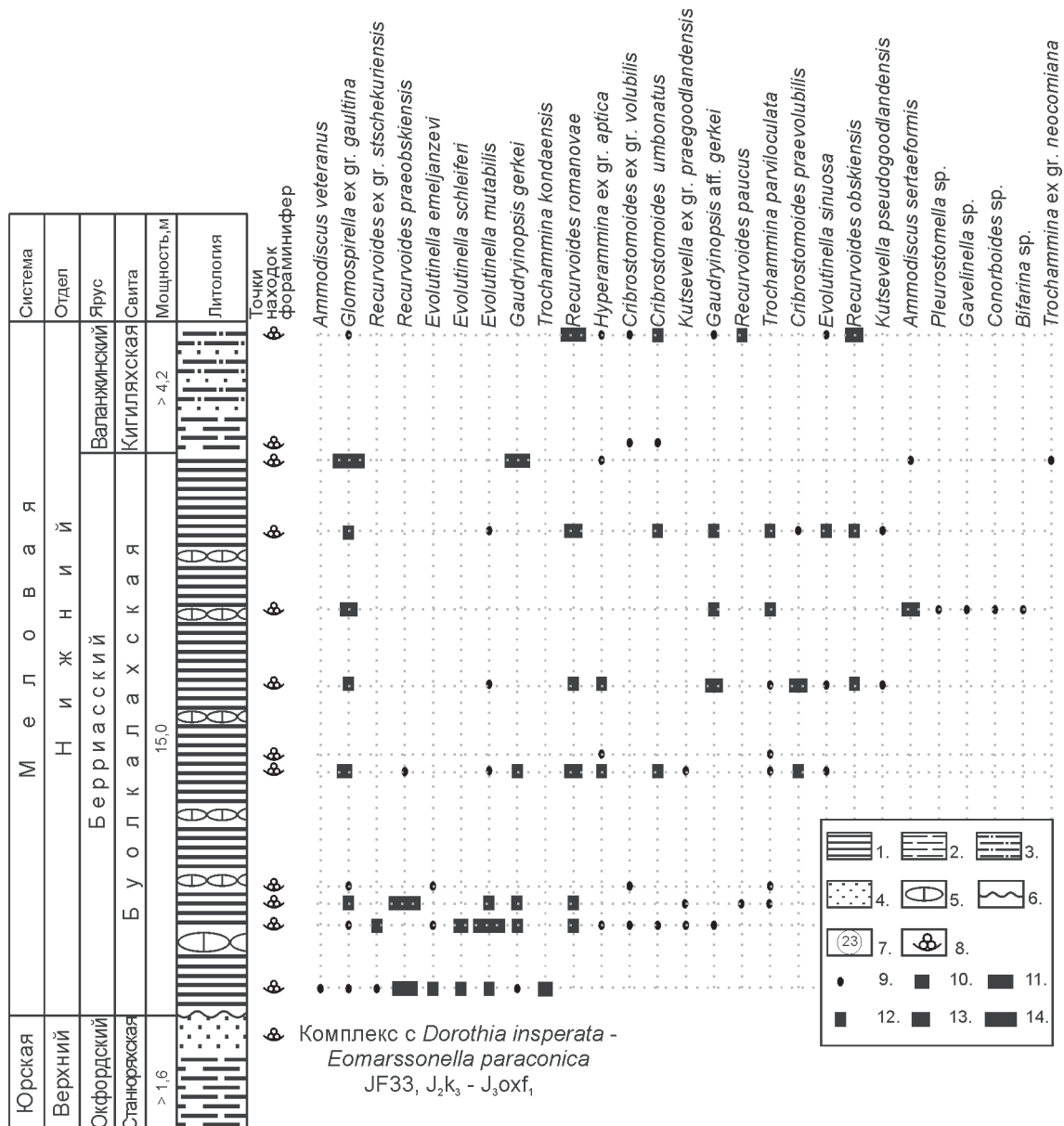


Рис. 2. Распространение фораминифер в разрезе буолкалахской свиты в обн. 22. Условные обозначения. 1-5 литология: 1 – глины аргиллитоподобные; 2 – глины алевритистые; 3 – алевриты; 4 – песчаники; 5 – конкреционные горизонты; 6 – поверхности размывов; 7 – номера обнажений; 8 – места находок фораминифер; 9-14 – частота встречаемости фораминифер: 9 – аксессуарные виды; 10 – 5-14%; 11 – 15-24%; 12 – 25-34%; 13 – 35 – 44%; 14 – 45% и более.

В верхней части буолкалахской свиты, в интервале 9,2-15,0 м и в нижних 4 метрах выше расположенной кигиляхской свиты установлены фораминиферы *Hyperammina* ex gr. *aptica* Dampel et Mjatluk, *Hippocrepinella* sp., *Glomospirella* ex gr. *gaultina* (Berhelin), *Tolypamma* cf. *virgula* Kosyreva, *Milliammina* sp., *Recurvoidea romanovae* Putrja, *R. paucus* Dubrovskaja, *R. obskensis* Romanova, *Evolutinella mutabilis* (Bulynnikova), *E. sinuosa* (Bulynnikova), *Cribrostomoides umbonatus* (Romanova), *C. praevolubilis* Marinov, *Ammobaculites sartaeformis* Bulynnikova, *A. gerkei* Scharovskaja, *Kutsevella pseudogoodlandensis* (Mjatluk), *Gaudryinopsis gerkei* (Vassilenko), *G. aff. gerkei* (Vassilenko), *Trochammina* ex gr. *neocomiana* Mjatluk, *T. parviloculata* Scharovskaja, *Nodosaria* sp., *Dentalina* sp., *Marginilia* sp., *Pleurostomella* sp., *Gavelinella* spp., *Conorboides* aff. *walli* Flower et Braun, *Bifarina* sp.

По составу и структуре комплексы (рис. 3) наиболее близки к северосибирским, изученным в разрезе на п-ове Пакса, Восточный Таймыр (Маринов, Захаров, 2001). Комплекс фораминифер из основания свиты сопоставляются с таковым слоев *Evolutinella emeljanzevi*-*Recurvoides praeobskiensis*. Общими элементами сравниваемых комплексов являются доминирующие виды *Recurvoides praeobskiensis*, *Evolutinella mutabila* и *E. emeljanzevi*. Основное отличие структуры комплексов – доминирование вида *Evolutinella schleiferi*, который в берриасе Паксинского разреза представлен единичными экземплярами. Много общих видов в акцессорной группе: *Ammodiscus veteranus*, *Glomospirella* ex gr. *gaultina*, *Gaudryinopsis gerkei*, *Trochammina* ex gr. *septentrionalis*. Стратиграфическое положение слоев *Evolutinella emeljanzevi*-*Recurvoides praeobskiensis* (зона *Chetaites chetae*, верхневолжский ярус – берриас).

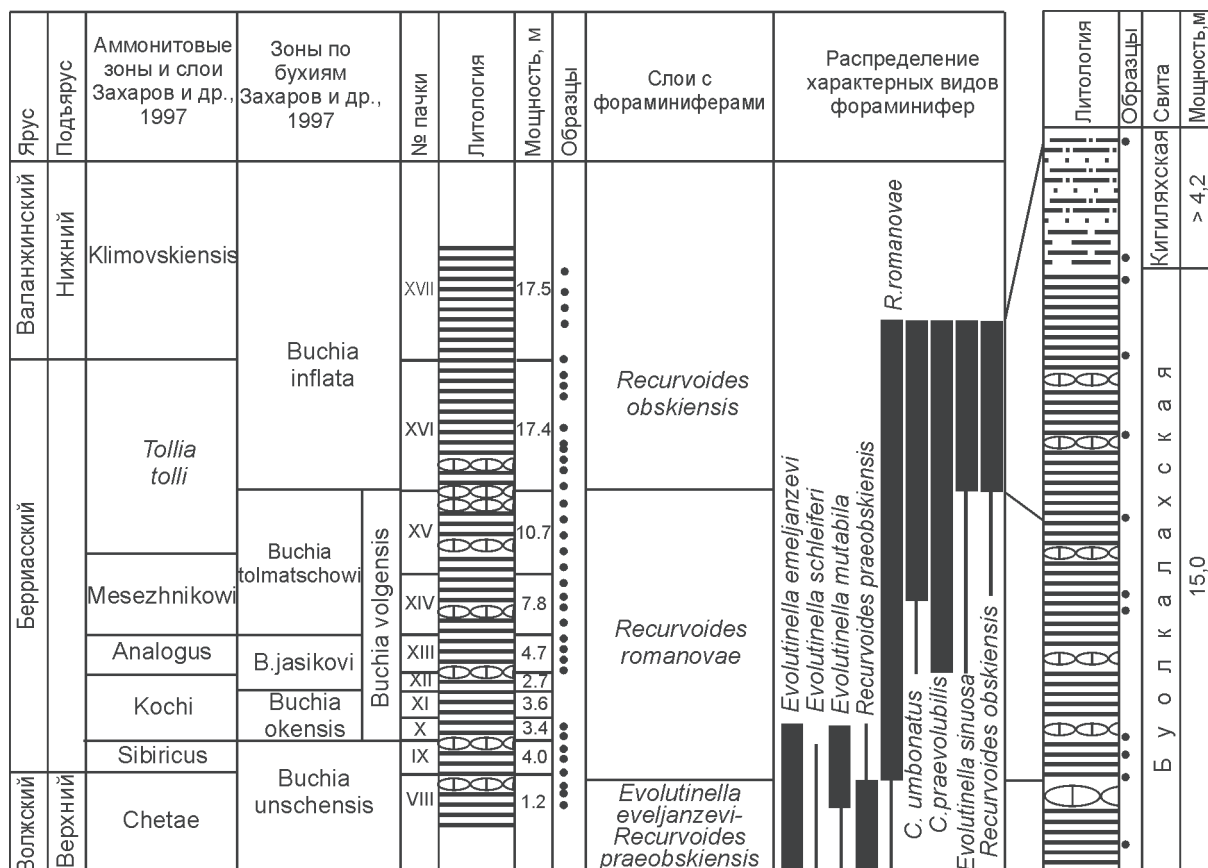


Рис. 3. Стратиграфическое распространение характерных видов фораминифер, слои с фораминиферами в разрезе берриаса на п-ове Нордвик (север Восточной Сибири), уровни смены комплексов фораминифер в разрезе буолкалахской свиты в обн. 22. Условные обозначения см. на рис. 2.

Комплекс из средней части свиты (интервал 1,0-9,2 м) сопоставляется с таковым зоны *Recurvoides romanovae* по присутствию в доминантной группе видов *Recurvoides romanovae* и *Evolutinella mutabila*. В отличие от паксинского комплекса представители рода *Cribrostomoides* (*C. praevolubilis* и *C. umbonatus*) являются акцессорными, а виды *Gaudryinopsis gerkei* и *Glomospirella* ex gr. *gaultina* – доминантными. Среди акцессорных видов общими являются *Recurvoides praeobskiensis*, *Ammodiscus sp.*, *Evolutinella schleiferi*, *E. sinuosa*, *Kutsevella* ex gr. *praegoodlandensis*, *Trochammina parvilocolata*. Слои соответствуют аммонитовым зонам берриаса: *Chetaites sibiricus*, *Hectoroceras kochi*, *Surites analogus*, *Bojarkia mesezhnikowi* и *Tollia tolli* (нижняя часть).

Комплексы фораминифер из верхов буолкалахской, основания кигиляхской свиты и слоев *Recurvoides obskiensis* на п-ове Пакса сходны по общим видам *Recurvoides romanovae*, *R. obskiensis* и *Cribrostomoides umbonatus* в составе доминантной группы. Общими акцессорными видами являются *Hyperammina* ex gr. *aptica*, *Recurvoides paucus*, *Ammobaculites gerkei* и *Gaudryinopsis gerkei*. Доминирующие виды *Glomospirella* ex gr. *gaultina* и *Gaudryinopsis* aff. *gerkei* в Паксинском разрезе – акцессорные, а формы *Evolutinella sinuosa*, *Cribrostomoides praevolubilis* – доминантные. В составе акцессорной группы наблюдаются значительные различия. Фораминиферы с карбонатно-секреторной раковиной представлены в таймырских разрезах берриаса и валанжина преимущественно родами *Lenticulina*, *Marginulina*, *Marginulinopsis*, *Saracenaria*, *Globulina* и *Valanginella*. В буолкалахской свите обнаружены *Nodosaria* sp., *Pleurostomella* sp. (табл. 1, фиг. 5-8), *Gavelinella* spp. (табл. 1, фиг. 1, 2), *Conorboides* aff. *walli* (табл. 1, фиг. 3) и планктонные формы *Bifarina* sp. (табл. 1, фиг. 4).

По положению в разрезе слои *Recurvoides obskiensis* соответствуют зоне *Tollia tolli* (верхняя часть, берриас) и зоне *Neotollia klimovskiensis* (валанжинский ярус).

Таким образом, в буолкалахской свите в дельте р. Лена обнаружены комплексы

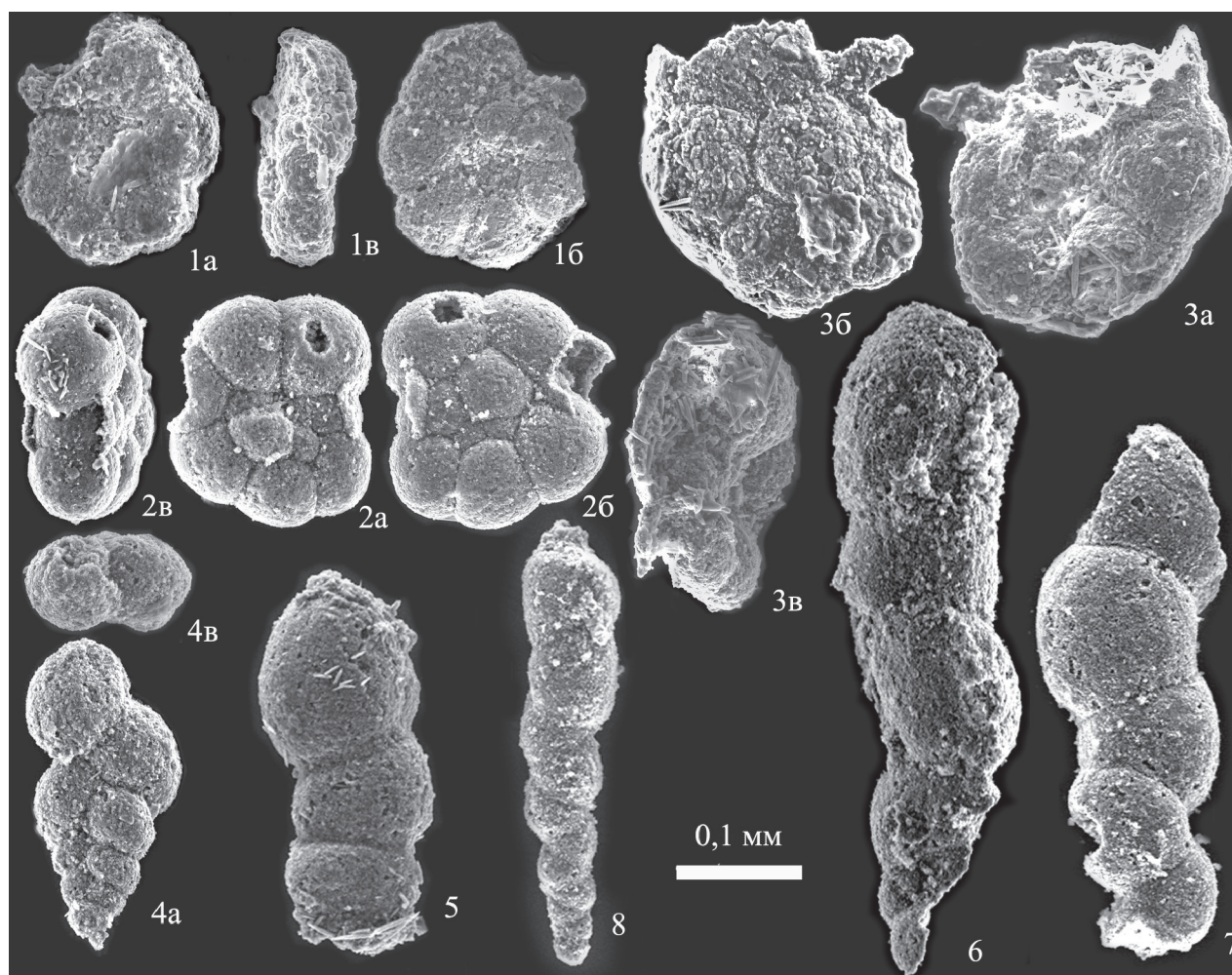


Таблица 1. Фораминиферы сфотографированы на электронно-сканирующем микроскопе, происходят из Восточной Сибири (Якутия, Булунский улус, пос. Ысстанах-Хочо, обн. 22, буолкалахская свита, обр. 162; 4,0 м от кровли, нижний мел, берриас, слои с *Recurvoides obskiensis*): а – вид с брюшной стороны раковины; б – вид со спинной стороны раковины; в – вид с устьевой стороны раковины.

Фиг. 1 – *Gavelinella* sp. 1; фиг. 2 – *Gavelinella* sp. 2; фиг. 3 – *Conorboides* aff. *walli* Flower et Braun; фиг. 4 – *Bifarina* sp.; фиг. 5-7 – *Pleurostomella* sp. 1; фиг. 8 – *Pleurostomella* sp. 2.

фораминифер, которые являются составляющей частью северосибирских палеобиоценозов Арктической палеобиогеографической области. Значительное сходство выделенных комплексов с восточнотаймырскими позволяет сопоставить их с зональными подразделениями бореального стандарта. В кровле буолкалахской свиты обнаружены таксоны, неизвестные ранее в берриаском и валанжинском ярусах Арктической области, что указывает на возможную связь устьленских акваторий предположительно с пра-Тихоокеанским бассейном.

Литература

Захаров В.А., Богомоллов Ю.И., Ильина В.И., Константинов А.Г., Курушин Н.И., Лебедева Н.К., Меледина С.В., Никитенко Б.Л., Соболев Е.С., Шурыгин Б.Н. 1997. Бореальный зональный стандарт и биостратиграфия мезозоя Сибири // Геология и геофизика. Т. 38. № 5. С. 927–956.

Маринов В.А., Захаров В.А. 2001. Зоны по фораминиферам бореального берриаса, валанжина и нижнего готерива Северной Сибири // Стратиграфия. Геол. корреляция. Т. 1. № 9. С. 46–47.

ТРИПРОЕКТАТНАЯ ПЫЛЬЦА В ПОЗДНЕМЕЛОВЫХ И ПАЛЕОГЕНОВЫХ ПАЛИНОФЛОРАХ ВОСТОКА АЗИИ

В.С. Маркевич, Е.В. Бугдаева

Биолого-почвенный институт ДВО РАН, Владивосток, markevich@ibss.dvo.ru

TRIPROJECTATE POLLEN IN THE LATE CRETACEOUS AND PALEOGENE PALYNOFLORAS OF EASTERN ASIA

V.S. Markevich, E.V. Bugdaeva

Institute of Biology and Soil Science FEB RAS, Vladivostok, markevich@ibss.dvo.ru

Впервые необычная пыльца *Aquilapollenites* Rouse с тремя выростами была описана из кампана Канады (Rouse, 1957). Почти одновременно подобная пыльца нескольких таксонов была установлена в верхнемеловых отложениях Западной Сибири (Хлонова, 1957). Ее морфологические особенности необычны, и в современном растительном мире подобных палиноморф нет. До сих пор точное родство растений, продуцировавших трипроектатную пыльцу, так и не выявлено. Одни палинологи сближали их с семейством Santalaceae, другие – с Loranthaceae, Dipsacaceae, а также с Apiaceae и Proteaceae.

В 60–70-е годы XX в. морфология и стратиграфическое распространение трипроектатной пыльцы интенсивно изучались как на азиатском, так и на североамериканском континентах. Различными палинологами было установлено несколько таксонов родового и видового ранга, однако только М.Дж. Фараби (Farabee, 1993) обобщил предыдущие исследования, провел ревизию и предложил предварительную систематику трипроектатной пыльцы. Всего им было выделено одиннадцать групп таксонов возможного родового уровня с 15-ю морфотипами. К. Такахаси добавил еще четыре рода (Takahashi, 1981). Им также совместно с Х. Симоно были описаны несколько хорошо выраженных морфотипов из Японии, прослежено их возрастное распространение в очень важном граничном мел-палеогеновом разрезе, формация Кацухира, о-в Хоккайдо (Takahashi, Shimono, 1982).

Многими палинологами было выявлено сходство некоторых видов трипроектатной пыльцы Западной и Восточной Сибири, востока Азии (российский Дальний Восток, северо-восток Китая, Япония), с видами, описанными из западных районов Северной Америки (Маркевич, 1995; Farabee, 1993; Takahashi, 1981; Takahashi, Shimono, 1982; Braman, 2013). Предполагалось,

что растения-трипроектаты произрастали в теплом гумидном субтропическом климате (Zhou, Wang, 1983; Самойлович, 1966; Хернгрин, Хлонова, 1983).

По распространению трипроектатной пыльцы выделена особая палинофлористическая провинция *Aquilapollenites* (Хернгрин, Хлонова, 1983; Henggreen, Chlonova, 1981), занимавшая в конце мела территории нынешних Восточной Азии и запада Северной Америки. Южная граница этой провинции находилась в районе современной Японии, около 36° с.ш., простиралась по побережью Бохайского залива Желтого моря между 38° и 39° с.ш. и далее проходила около 44° с.ш. по провинции Внутренняя Монголия КНР и Республике Монголия (Song, Huang, 1997).

Считается, что трипроектаты появились в конце турона в районе современной Западной Сибири и в сантоне распространились по территории Восточной Азии и запада Северной Америки (Хернгрин, Хлонова, 1983). На кампан и маастрихт приходится время их расцвета, но уже в палеогеновых и эоценовых отложениях находки трипроектатной пыльцы редки и приурочены в основном к арктическим регионам (Choi, 1984).

На основе изучения более 7000 спорово-пыльцевых проб из верхнемеловых-нижнепалеогеновых отложений Приамурья, Северо-Востока России, Приморья, Сахалина и Курильских о-вов нами прослежено распространение трипроектатной пыльцы и сопутствующих ей палиноморф с сантона по эоцен.

Наши исследования выявили высокое таксономическое разнообразие палинофлор с сантона по даний этого обширного региона (Маркевич, 1995; Флора и динозавры ..., 2001). На разных этапах развития доминирующая роль в них принадлежала преимущественно папоротникам и близким к сосновым и таксодиевым, в меньшей степени различным покрытосеменным. Количественное участие трипроектатной пыльцы обычно невелико, но она являлась довольно постоянным компонентом спорово-пыльцевых комплексов, варьируя в видовом отношении от единичных до многочисленных таксонов. Нами установлено, что в целом эта палинофлора включала более 50 таксонов форм-родов *Aquilapollenites*, *Pseudoaquilapollenites*, *Parviprojectus*, *Triprojectus*, *Mancicorpus*, *Integricorpus*, *Pseudointegricorpus*, *Pentapollenites*, *Fibulapollis*, *Duplosporis*.

Во внутриконтинентальных районах (например, в Зейско-Буреинском бассейне, впадине Сунляо) трипроектатная пыльца появляется в сантоне и представлена 13 таксонами. Ее разнообразие неуклонно повышается, кульминируя в позднем маастрихте и достигая 43 видов, и резко сокращается в дании, до конца которого доживает только один вид. Растительность с высоким содержанием продуцентов трипроектатной пыльцы обычно была характерна для увлажненных биотопов, в которых доминировали папоротники и таксодиевые, а с низким разнообразием – для долинных, подвергавшихся периодическому иссушению. Не исключено, что для этих растений температурные условия являлись довольно важным фактором.

В районах активного вулканизма (Приморье, Сахалин, Центральная Япония) трипроектатная пыльца появляется также в сантонском веке (6 видов). Ее участие в палинокомплексах резко возрастает, достигая максимума (35 видов) в среднем маастрихте, далее постепенно снижается до 26 видов в позднем маастрихте, 8 – в раннем дании, 3 – в позднем дании. При этом установлена закономерность: при меньшем таксономическом разнообразии, количество трипроектатной пыльцы более высокое и может достигать в спектрах 80%.

В морских отложениях количество и разнообразие трипроектатной пыльцы малó. Например, на Сахалине в коньякских отложениях, где она появляется впервые, встречен всего 1 вид, в сантоне количество видов увеличивается до 5, резко возрастая в кампане и достигая максимума в нижнем маастрихте (15 видов), а затем плавно снижаясь в среднем и позднем маастрихте до середины дания (с 12 до 10).

Иная картина отмечена для слоев, формировавшихся в прибрежно-морских условиях, как например, формация Кацухира на о-ве Хоккайдо, из которых получены обильные палиноспектры

с многочисленной трипроектатной пылью (Takahashi, Yamanoi, 1992). В них таксономическое разнообразие и количество этой пыли возрастает от маастрихта (9) до дания (17 видов).

Палеоэкологический анализ палинокомплексов из местонахождений Зейско-Буреинского бассейна Приамурья с трипроектатной пылью показал, что отложения обычно формировались в условиях активного сноса кластического материала со склонов. Возможно, что трипроектаты входили в состав склоновых растительных сообществ, которые были развиты на горных массивах, вулканических постройках. Этим можно объяснить их высокое участие в палиноспектрах из вулканогенных отложений. По всей вероятности, трипроектаты не входили в состав прибрежной растительности. В датском веке происходит выполаживание рельефа бассейна, его заболачивание, торфообразование. Склоновая растительность редуцируется, и по этой причине содержание трипроектатной пыли в захоронениях падает. Обычно в морских фациях значение этой пыли невелико, однако необычная ситуация в палинофлоре формации Кацухира может быть объяснена следующим образом. В дании на о. Хоккайдо имела место трансгрессия, явно затопившая приморские низменности и, таким образом, приблизившая склоны с их растительностью к местам захоронения.

В маастрихт-датских палинофлорах Северо-Востока России, формировавшихся в условиях паралического угленакопления, трипроектаты немногочисленны (8 видов, включая *Aquilapollenites spinulosus* Funkh.). Этот вид в восточной части России появляется в конце маастрихта и является типичным для дания. В Зейско-Буреинском бассейне Приамурья его единичные зерна найдены в среднем и верхнем маастрихте, а также в нижнем дании. Во флороносных слоях верхнего дания участие *A. spinulosus* достигает 11,5%. В Северной Америке он считается характерным для палеоцена, и в эоцене встречается крайне редко (устное сообщение Д.Дж. Николса). *A. spinulosus* широко распространен в палеоцене Северо-Восточного, Восточного и Центрального Китая (Song, Huang, 1997). Он также выявлен в эоценовых палинофлорах формаций Гученчжи и Цзицзюньтунь, развитых в бассейне Фушунь в провинции Ляонин (Sun et al., 1980), в формации Чуцзян в районе Восточно-Китайского моря (Zhang et al., 1990). Причем, в палинокомплексе формации Гученчжи количество пыли *A. spinulosus* достигает 15% (Sun et al., 1980).

Самое последнее появление трипроектатов (*Aquilapollenites insignis* N. Mtch., *A. procerus* Samoil., *A. spinulosus*, *Pentapollenites normalis* Takah.) выявлено нами также в эоценовой палинофлоре Алькатваамского и Амаамского бассейнов Чукотки.

Таким образом, трипроектаты, появившись в туроне на территории Сибири, широко распространились по всей площади бывшего континента Азиямерика в конце мелового периода, претерпев расцвет в маастрихте и угасание в палеоцене. В эоцене они доживали лишь в изолированных рефугиумах.

Исследования поддержаны грантами Президиума РАН (№ 12-I-П28-01), РФФИ (№№ 12-04-01335, 14-04-10167), ДВО РАН (№№ 12-III-A-06-075, 14-III-Д-06-005, 14-III-Д-06-009).

Литература

Маркевич В.С. 1995. Меловая палинофлора севера Восточной Азии. Владивосток: Дальнаука. 200 с.

Самойлович С.Р. 1966. Опыт ботанико-географического районирования Северной Азии позднемелового возраста // К методике палеопалинологических исследований. Л.: Наука. С. 147-171.

Флора и динозавры на границе мела и палеогена Зейско-Буреинского бассейна. 2001. Владивосток: Дальнаука. 162 с.

Хернгрин Г.Ф.В., Хлонова А.Ф. 1983. Меловые палинофлористические провинции мира. Новосибирск: Наука. 134 с.

Хлонова А.Ф. 1957. О выделении руководящих видов при определении возраста отложений по спорово-пыльцевому анализу // Изв. вост. филиалов АН СССР. № 2. С. 43-46.

- Braman D.R. 2013. Triprojectate pollen occurrence in the Western Canada Sedimentary Basin and the group's global relationships. Drumheller: Royal Tyrrel Museum of Palaeontology. 538 p.
- Choi D.K. 1984. A new Eocene triprojectate genus from the Canadian Arctic, *Novemprojectus* // Rev. Palaeobot. Palynol. Vol. 43. P. 337–342.
- Farabee M.J. 1993. Morphology of triprojectate fossil pollen: form and distribution in space and time // The Botan. Rev. Vol. 59. P. 211–249.
- Herngreen G.F.W., Chlonova A.F. 1981. Cretaceous microfossil provinces // Pollen et Spores. Vol. 23. P. 441–555.
- Rouse G.E. 1957. The application of a new nomenclatural approach to Upper Cretaceous plant microfossils from Western Canada // Canad. J. Bot. Vol. 35. P. 349–375.
- Song Z.-C., Huang F. 1997. The boundaries between the Southern Laurasian and Northern Gondwana Provinces and the *Aquilapollenites* and Normapolles palynofloras in East Asia // Cretaceous Res. Vol. 18. P. 1–15.
- Takahashi K. 1981. Stratigraphic and geographic distribution of *Triprojectacites* pollen group in the Late Cretaceous and Early Tertiary // Jap. J. Palynol. Vol. 27. P. 9–28.
- Takahashi K., Shimono H. 1982. Maestrichtian microflora of the Miyadani-gawa Formation in the Hida District, Central Japan // Bull. Fac. Liberal Arts Nagasaki Univ. Nat. Sci. Vol. 22. N 2. P. 11–188.
- Takahashi K., Yamanoi T. 1992. Palynologic study of Kawaruppu K/T boundary samples in eastern Hokkaido // Bull. Fac. Liberal Arts Nagasaki Univ. Nat. Sci. Vol. 32. N 2. P. 187–220.
- Zhou Sh.-F., Wang L.-Yu. 1983. Pollen of *Aquilapolles* from Rutung of Northern Jiangsu // Acta Palaeontol. Sin. Vol. 22. P. 531–540.

ПАЛИНОСТРАТИГРАФИЯ ПОРЕЧЕНСКОГО УГОЛЬНОГО РАЗРЕЗА (РАЗДОЛЬНЕНСКИЙ БАСЕЙН, ПРИМОРЬЕ)

В.С. Маркевич¹, Т.А. Ковалева², В.П. Нечаев³, Е.Б. Волынец¹, Е.В. Бугдаева¹

¹Биолого-почвенный институт ДВО РАН, Владивосток, markevich@ibss.dvo.ru

²Университет Цзилиня, Чанчунь, tanyakovaleva86@mail.ru

³Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, Владивосток,
nechaev@fegi.ru

PALYNOSTRATIGRAPHY OF PORECHYE COAL MINE (RAZDOLNAYA BASIN, PRIMORYE)

V.S. Markevich¹, T.A. Kovaleva², V.P. Nechaev³, E.B. Volynets¹, E.V. Bugdaeva¹

¹Institute of Biology and Soil Science FEB RAS, Vladivostok, markevich@ibss.dvo.ru

²Jilin University, Changchun, China, tanyakovaleva86@mail.ru

³Far East Geological Institute FEB RAS, Vladivostok, nechaev@fegi.ru

Раннемеловое угленакпление было широко развито на территории Приморского края в пределах Раздольненского и Партизанского бассейнов (Угольная база..., 1997; Шарудо, 1972). Наибольшее внимание привлекали уникальные смоляные угли, цепочка месторождений которых прослеживается в северной части Раздольненского бассейна. Эти угли были выделены в отдельный класс – рабдописситы (Криштофович, 1928). В последние годы выявлены растения, давшие начало таким липтобиолитам (Bugdaeva, Markevich, 2009).

Нижнемеловые отложения (никанская серия) на севере Раздольненского бассейна с размывом залегают на ордовикских гранитоидах и перекрываются неогеновыми и четвертичными

осадочными образованиями. Серия подразделяется на три свиты – уссурийская (нижняя), липовецкая (средняя) и галенковская (верхняя). Эти стратиграфические подразделения были выделены В.А. Красиловым (1967).

Впервые нами проведено палинostrатиграфическое изучение недавно введенного в эксплуатацию Пореченского карьера (координаты 44°06'12.7"N – 131°30'30.7"E), в котором вскрыты угольные слои Ильичевского месторождения на северо-западе Раздольненского бассейна.

В карьере вскрываются (снизу вверх):

1. Уголь с 5-6 прослоями серых алевроаргиллитов (мощностью 3-50 см, 2 наиболее мощных в середине угольного прослоя). Он представляет собой смесь гумусовых и рабдописситовых углей, на поверхностях напластования последних заметны смоляные палочки диаметром 0,5-1 мм. В кластических междупластиях обилен растительный детрит различной степени обугленности. В верхней части слоя из алевроаргиллитов собраны остатки растений *Equisetum* sp., *Lycopodites* sp., *Gleicheniopsis suffunensis* Krassil., *Polypodites polysorus* Pryn., *Gleichenites zippei* (Corda) Sew., *Cladophlebis frigida* (Heer) Sew., *Nilssoniopteris rithidorachis* (Krysht.) Krassil., *Mirovia orientalis* (Nosova) Nosova, *Elatides* cf. *curvifolia* (Dunk.) Nath., *Brachyphyllum* sp. Мощность – 7 м.

2. Песчаник светло-желтовато-серый, однородный, местами гравелистый и с мелкой, хорошо окатанной галькой. Мощность – 20 м.

3. Уголь (рабдописсит) с прослоями серых алевроаргиллитов. Мощность – 1-2 м.

4. Песчаник светло-желтовато-серый до бурого, в основании гравелистый и с мелкой галькой. Мощность – 7-10 м.

5. Алевроаргиллит серый с зеленоватым оттенком, однородный. Мощность – 1,5 м.

6. Аргиллит однородный буровато-желтый, местами с линзочками угля в кровле слоя. Мощность – 15-30 см.

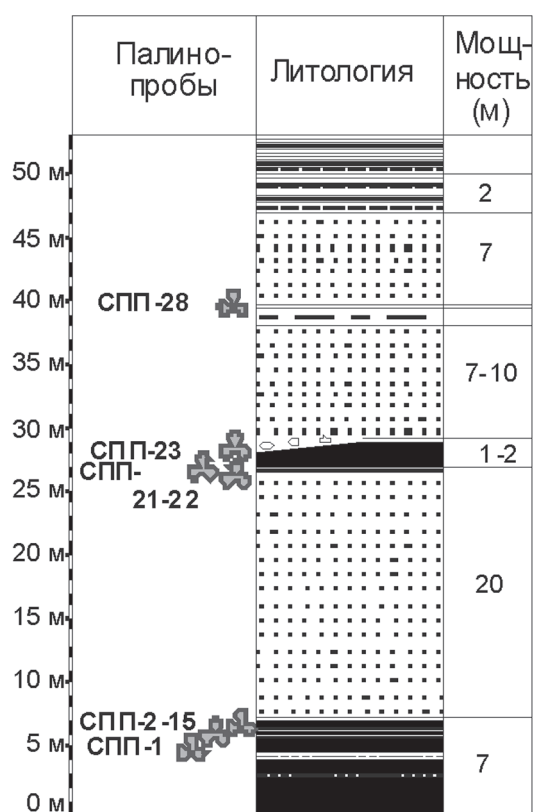
7. Песчаник светло-желтовато-серый. Мощность – 7 м.

8. Алевроаргиллит серый с прослойками и линзами углей (до 20 см) в верхней части. Мощность – 1,5-2 м.

По разрезу проведено детальное послойное опробование на спорово-пыльцевой анализ (рис. 1). Техническая обработка проводилась по стандартной методике.

В результате анализа выявлен таксономический состав палиноспектров (табл. 1). Прослежены соотношения основных групп спор и пыльцы, выделенных из углей и каждой литологической разности.

В палиноспектре нижнего мощного пласта гумусово-рабдописситового угля (СПП-1) доминируют глейхениевые (59%) и циатейные (14%); на вторых ролях *Leiotriletes* и *Ginkgocycadophytus* (по 11%). Незначительную часть спектра составляют таксодиевые, а также группа «другие», в которую входят представители Bryophyta, Lycophyta, остальных групп папоротников, Araucariaceae, Cheirolepidiaceae, Erdtmanithesaceae. Полностью отсутствует в спектре



Условные обозначения:

- ☐ (with small circles) - конгломерат
- ☐ (with dots) - песчаник
- ☐ (with horizontal lines) - алевролит
- ☐ (with vertical lines) - аргиллит
- ☐ (solid black) - уголь
- ☐ (with a cross) - место отбора проб

Рис. 1. Разрез Пореченского карьера.

двумешковая пыльца, которую продуцировали сосновые, подокарповые, кейтониевые. По всей видимости, растения этих голосеменных не принимали участия в формировании растительной массы, преобразованной позднее в уголь.

Таблица 1. Таксономический состав палиноспектров из отложений Пореченского угольного карьера Раздольненского бассейна (в %).

Таксоны	Работиссит СПП-1	Углистый аргиллит СПП-2	Туфоаргиллит светло-серый СПП-3	Уголь блестящий СПП-4	Аргиллит серый с линзами угля СПП-5	Аргиллит серый с линзами угля СПП-7	Уголь блестящий СПП-8	Уголь блестящий СПП-9	Туфоаргиллит с остатками растений СПП-10а	Алевролит серый с линзами угля СПП-14	Алевролит серый СПП-15	Аргиллит темно-серый с линзами угля СПП-21	Аргиллит темно-серый с линзами угля СПП-22	Уголь блестящий СПП-23	Аргиллит углистый СПП-28
Споровые															
<i>Stereisporites stereoides</i>		3	1,22		1,47	0,77			1,6	1,51		1,69			1
<i>Foveosporites cenomanicus</i>						1,15									
<i>Leptolepidites verrucatus</i>						0,77									1
<i>Retitriletes subrotundus</i>				1		1,15									2
<i>Concavisporites junctus</i>						0,38			0,8			0,34			
<i>Osmundacidites nicanicus</i>	1	2		2						0,38		0,68		2	
<i>Gleicheniidites laetus</i>	21	19	24,4	28	8,82	6,13	22	22	12,4	11,7	11	5,07	5,83	11	22
<i>G. carinatus</i>				4						2,26	2				
<i>G. circiniidites</i>	6	8	6,91	8	1,96	3,83	6	7	1,2	2,26	3				
<i>G. senonicus</i>	32	23	29,3	28	10,3	6,13	24	30	8,8	9,43	11	4,73	3,4	13	6
<i>Plicifera delicata</i>										2,64	3	1,01	3,4		3
<i>Cicatricosisporites multicostatus</i>					0,98	0,38						0,68	1,46		2
<i>Appendicisporites tricuspidatus</i>									0,8			0,68	1,46		2
<i>Trilobosporites mirabilis</i>									1,2						
<i>Concavissimisporites asper</i>			0,81		1,47	1,53				0,8					
<i>Pilosporites echinatus</i>					0,98					0,8					
<i>Klukisporites variegatus</i>						0,38									
<i>Rouseisporites radiatus</i>															1
<i>Laevigatosporites ovatus</i>	3	2	2,44	1	2,94	8,81			4	1,51	2	11,8	16	5	6
<i>L. ovoideus</i>					0,98	2,68			1,6	0,76	1	2,7	7,28		1
<i>Leitriletes spp.</i>	11	9	13	10	18,1	16,5	10	14	13,2	24,9	23	14,2	16,5	20	9
<i>Cyathidites minor</i>	14	13	12,2	8	12,7	12,6	18	8	21,2	12,1	14	10,8	8,25	16	7
<i>C. australis</i>		2	1,22	1	2,94	2,68	3	2	1,6	1,89	3	2,7	1,46	4	1
Голосеменные															
<i>Ginkgocycadophytus spp.</i>	10	9	6,1	6	18,1	16,9	13	13	10,4	14	15	27,4	16	17	17
<i>Podocarpidites multesimus</i>									2,8						
<i>Alisporites bilateralis</i>									0,8	1,13	1		1,94		
<i>Cedruspollenites parvisaccatus</i>										0,38	1				
<i>Coniferales</i>		2				1,92			4	1,51	3	1,01	2,43	2	3
<i>Araucariacidites australis</i>					0,98	0,77			0,8	1,89	2	1,35	1,94		2
<i>Taxodiumpollenites hiatus</i>	3	6	1,63	3	11,3	9,58	5	3	8,4	7,92	5	8,45	5,83	9	5
<i>Classopollis classoides</i>		2	0,81		3,92	2,3			2	1,13	1	0,68	1,46		
<i>Eucommidites troedsonii</i>					1,96	2,68			0,8	0,76		1,01	0,97		2
Покрытосеменные															
<i>Tricolpites micromunus</i>													0,49		1
<i>T. vulgaris</i>												2,37	3,4		4
<i>Tricolpites sp.</i>												0,68	0,49	1	1
<i>Retitricolpites georgiensis</i>															0

Верхняя часть слоя 1 состоит из переслаивания маломощных аргиллитовых и алевролитовых прослоев (возможно, измененный вулканический пепел) и тонких слоев угля. Таксономический состав палиноспектров из последних (СПП-4, 8, 9) тождественен описанному выше. Для палиноспектров из кластических прослоев (СПП-5, 7, 10а, 14, 15) характерно падение значения *Gleicheniaceae*, а также увеличение таксономического разнообразия за счет возрастания *Leiotriletes*, появления двумешковой пыльцы, которая выше по разрезу становится постоянным участником спектров, хотя и в небольшом количестве.

Палиноспектры из аргиллитов подошвы верхнего угольного пласта (СПП-21, 22) отличаются возросшим таксономическим разнообразием (особенно примечательно появление покрытосеменных), сменой доминантов (выходом на первую позицию *Ginkgocycadophytus*, достигающих более 27%, резким спадом значения глейхениевых до 10,8%).

Спектр из верхнего угольного пласта (СПП-23) характеризуется падением таксономического разнообразия, доминированием папоротников (глейхениевые, циатейные, *Leiotriletes* – более 60%), некоторым сокращением роли *Ginkgocycadophytus* (до 16,7%); покрытосеменные чрезвычайно редки.

В палиноспектре из углистого аргиллита (СПП-28), залегающего выше верхнего угольного пласта, доминирующая роль возвращается глейхениевым, значение же других папоротников падает. Возрастает таксономическое разнообразие (в том числе и покрытосеменных).

В результате можно заключить, что таксономический состав спектров нижнего мощного угольного прослоя (слой 1) сходен с таковым аптских спектров липовецкой свиты Раздольненского бассейна (Маркевич, 1995; Bugdaeva, Markevich, 2009). Для палиноспектров из слоя 3 (СПП-21, 22, 23) характерно появление единичной пыльцы покрытосеменных, что может свидетельствовать об альбском возрасте.

Работа поддержана Президиумом РАН и ДВО РАН (гранты №№ 12-I-П28-01 и 12-III-A-06-070) и является вкладом в деятельность проекта № 632 МПГК.

Литература

- Красилов В.А. 1967. Раннемеловая флора Южного Приморья и ее значение для стратиграфии. М.: Наука. 264 с.
- Криштофович А.Н. 1928. Липовецкие каменноугольные копи в Уссурийском крае // Мат. Геол. Комитета по общей и прикладн. геол. Вып. 81. Ленинград: Геол. ком. 36 с.
- Маркевич В.С. 1995. Меловая палинофлора севера Восточной Азии. Владивосток: Дальнаука. 200 с.
- Угольная база России. 1997. Т. V. Книга первая. Угольные бассейны и месторождения Дальнего Востока. Ред. Череповский В.Ф. М.: ЗАО «Геоинформмарк». 371 с.
- Шарудо И.И. 1972. История позднемезозойского угленакопления на территории Дальнего Востока. Новосибирск: Наука. 239 с. (Труды Ин-та геологии и геофизики СО АН СССР. Вып. 108).
- Bugdaeva E.V., Markevich V.S. 2009. The coal-forming plants of Rhabdopissites in the Lipovtsy Coal Field (Lower Cretaceous of Southern Primorye) // Paleontol. J. Vol. 43. N 10. P. 1217-1229.

МЕЛОВЫЕ БАКТЕРИОМОРФНЫЕ СТРУКТУРЫ В ГОЛОВЧАТЫХ СОПЛОДИЯХ ПЛАТАНОИДОВ ИЗ МЕСТОНАХОЖДЕНИЯ КУНДУР, АМУРСКАЯ ОБЛАСТЬ

Н.П. Маслова¹, Т.М. Кодрул², Д.В. Василенко¹

¹Палеонтологический институт им. А.А. Борисяка РАН, Москва, paleobotany_ns@yahoo.com

²Геологический институт РАН, Москва, tkodrul@gmail.com

CRETACEOUS BACTERIOMORPHIC STRUCTURES IN THE PLATANOID CAPITATE INFRACTESCENCES FROM KUNDUR LOCALITY, AMUR REGION

N.P. Maslova¹, T.M. Kodrul², D.V. Vasilenko¹

¹Borissiak Paleontological Institute RAS, Moscow, paleobotany_ns@yahoo.com

²Geological Institute RAS, Moscow, tkodrul@gmail.com

На основании микроструктурных особенностей головчатых соплодий из верхнего мела Приамурья был описан новый род *Kunduricarpus* Kodrul, N. Maslova, Tekleva et Golovneva, семейство Platanaceae (Kodrul et al., 2013). Исследованный материал происходит из верхней части кундурской свиты, экспонированной вдоль федеральной автомобильной трассы «Амур» Чита – Хабаровск в междуречье рек Мутная и Удурчукан в 10 км юго-восточнее пос. Кундур, Амурская область. По палинологическим и макрофлористическим данным установлен кампанский возраст вмещающих фитофоссилии отложений (Маркевич и др., 2005а, б).

В ходе изучения ископаемых соплодий *Kunduricarpus*, довольно сложных для микроструктурного исследования в силу редкости и фрагментарности фитолейм, с помощью электронного сканирующего микроскопа были проанализированы многочисленные препараты стенок плодолистиков. На некоторых из них обнаружили своеобразные, ранее не наблюдавшиеся у генеративных структур платаноидов повреждения. Дальнейшие специальные исследования показали, что имеется три типа таких повреждений, свидетельствующих, скорее всего, о бактериальной природе патогена.

К первому типу отнесены следы проникновения микроорганизмов в стенках плодов. Стенка плодолистика, мацерированного по стандартной методике, покрыта отверстиями диаметром 4–10 (чаще около 5) мкм, свидетельствующими, вероятно, о проникновении микроорганизмов в направлении, перпендикулярном стенке плодолистика, а также цилиндрическими полостями длиной до 40 мкм. На стенках таких полых структур отчетливо видны границы заполнявших их отдельных округлых сплюснутых элементов диаметром до 10 мкм. Цилиндрические полости более или менее прямые или в разной степени изогнутые, разнонаправленные, простирающиеся глубоко внутрь плодолистика и занимающие большой объем его внутреннего пространства.

Повреждения второго типа представлены объемными структурами (в цепочках или одиночными, часто собранными в массивные скопления). Элементы, составляющие цепочки, округлые в плане, сплюснутые, шайбовидные, часто с вогнутой центральной частью, как правило, соприкасающиеся друг с другом, местами, по-видимому, склеенные слизью, что создает впечатление целостности всей структуры. Диаметр одного элемента (микроорганизма), составляющего цепочку, колеблется от 4 до 10 (чаще около 5) мкм. Одиночные различно ориентированные шайбовидные микроорганизмы, вероятно, также склеенные слизью, образуют довольно массивные скопления, приуроченные обычно к внутренним слоям стенки плодолистика.

Повреждения третьего типа выражены на полученных путем мацерации кутикулах стенок плодолистиков. Внутренняя поверхность этих кутикул несет отпечатки структур в виде прямых или в разной степени изогнутых продолговатых углублений цилиндрической формы, рассеченных поперечными перегородками, или одиночных округлых отпечатков диаметром около 5 (до 10) мкм.

Очевидно, что изученные три типа повреждений соплодий рода *Kunduricarpus* иллюстрируют следы жизнедеятельности одних и тех же микроорганизмов. Форма и размеры одиночных микроорганизмов, образующих скопления, тождественны таковым у организмов, организованных в цепочки. Оттиски этих организмов на внутренней стороне кутикулы стенки плодолистика также характеризуются теми же размерами и формой. Рассматриваемые повреждения имели довольно массовый характер, они обнаружены в трех головчатых соплодиях из 13 микроструктурно изученных, происходящих из двух слоев с растительными остатками, расположенных на различных стратиграфических уровнях. По нашему мнению, два установленных способа организации микроорганизмов (одиночные и в цепочках) отражают последовательные стадии развития. Более ранняя зарегистрированная стадия представлена цепочками, которые со временем распадаются на отдельные микроорганизмы шайбовидной формы, образующие относительно массивные скопления внутри плодолистика.

При определении ископаемых остатков бактерий основными критериями являются их форма и размеры (Розанов, 2003; Астафьева и др., 2011). Основой для предположений о возможной бактериальной природе описанных находок также стали их размерные характеристики и формы организации. И размер объектов, и способ их организации (в цепочках и одиночные), как и путь деструкции цепочек с образованием комка одиночных организмов, говорят в пользу этой интерпретации повреждений плодов *Kunduricarpus*. По внешним признакам эти микроорганизмы более всего сходны с цианобактериями.

Некоторые цепочки изученных микроорганизмов в области соприкосновения с поверхностью, на которой они лежат, покрыты слизью, связывающей их в единую структуру. Массивные комки микроорганизмов, не организованных в цепочки, также, вероятно, пропитаны слизью, связывающей отдельные элементы вместе. Прилипшие к поверхности поврежденных микроорганизмами плодолистиков пыльцевые зерна окутаны слизью, скрывающей детали строения поверхности зерна.

Анализируя имеющиеся факты, мы можем с достаточной долей уверенности исключить растительную природу образования слизи и предположить, что жизнедеятельность этих микроорганизмов сопровождалась выделением слизи. По аналогии с современными бактериальными формами, выделяющими в виде слизи полимерное вещество – гликокаликс, можно заключить, что слизь, сопровождающая ископаемые бактериоморфные организмы, способствовала их передвижению и несла защитную функцию (например, от пересыхания).

Изученные повреждения плодолистиков в соплодиях *Kunduricarpus* являются первым палеонтологическим свидетельством фитопатологических процессов бактериального происхождения.

Исследование поддержано грантом РФФИ № 14-04-00800.

Литература

Астафьева М.М., Герасименко Л.М., Гептнер А.Р. и др. 2011. Ископаемые бактерии и другие микроорганизмы в земных породах и астроматериалах. М.: ПИН РАН. 172 с.

Маркевич В.С., Головнева Л.Б., Бугдаева Е.В. 2005а. Стратиграфия и флора кундурской свиты (верхний мел, Приамурье) // В.В. Аркадьев, В.А. Прозоровский (Ред.). Меловая система России: проблемы стратиграфии и палеогеографии. Сб. статей 2-го Всерос. совещ. СПб: Изд-во СПбГУ. С. 160-176.

Маркевич В.С., Головнева Л.Б., Бугдаева Е.В. 2005б. Флористическая характеристика сантонкампанских отложений Зейско-Буреинского бассейна (Приамурье) // М.А. Ахметьев, А.Б. Герман (Ред.). Современные проблемы палеофлористики, палеофитогеографии и фитостратиграфии. Тр. межд. палеобот. конференции. Москва, 17-18 мая 2005 г. Вып. 1. М.: ГЕОС. С. 198-206.

Розанов А.Ю. 2003. Ископаемые бактерии, седиментогенез и ранние стадии эволюции биосферы // Палеонтол. журн. № 6. С. 41-49.

Kodrul T.M., Maslova N.P., Tekleva M.V., Golovneva L.B. 2013. Platanaceous reproductive structures and leaves from the Cretaceous of Kundur, Amur Region, Russia // *Palaeobotanist*. Vol. 62. P. 123–148.

НИЖНЕМЕЛОВЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ ЗАПАДНОГО СИХОТЭ-АЛИНЯ: ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ, ГЕОХИМИЯ

С.А. Медведева

*Институт тектоники и геофизики им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН, Хабаровск,
medvedeva@itig.as.khb.ru*

LOWER CRETACEOUS SEDIMENTS OF WESTERN SIKHOTE-ALIN: MATTER COMPOSITION, GEOCHEMISTRY

S.A. Medvedeva

Kosygin Institute of Tectonics and Geophysics FEB RAS, Khabarovsk, medvedeva@itig.as.khb.ru

В пределах Сихотэ-Алиня нижнемеловые осадочные образования залегают в Западной, Центральной и Восточной структурно-формационных зонах (СФЗ). В Западной СФЗ выделены Приамурская и Приуссурийская подзоны. Описание стратиграфии и краткие результаты предыдущих биостратиграфических исследований приведены в (Среднеамурский..., 2009).

В работе представлены результаты сравнения вещественного состава песчаников двух хронологических интервалов: 1 – поздняя юра (титон)-ранний мел (валанжин), 2 – конец раннего мела (апт-альб). Опробование проводилось от устья р. Бикин до г. Комсомольск-на-Амуре. По возрасту Вятский и Комсомольский разрезы относятся к первому интервалу, ко второму интервалу – разрезы Глубокий, 2-я Седьмая, Лидога (рис. 1). Титон-валанжинский возраст толщ обоснован по находкам радиолярий, бухий, единичных иноцерамов, лим, маллетий и аммонитов, возраст апт-альбских отложений установлен по многочисленным двустворкам, морским ежам, растительным остаткам.

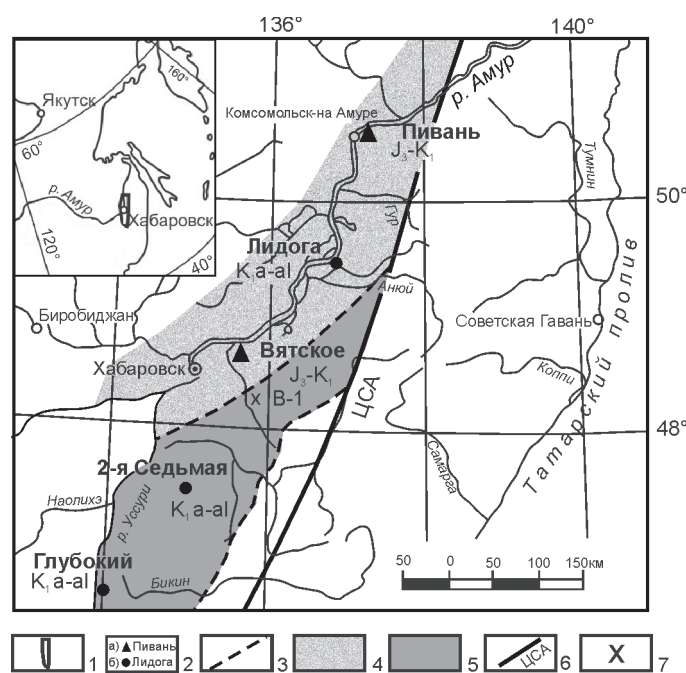


Рис. 1. Схема расположения разрезов. 1 – район исследований на врезке; 2 – название разрезов: а) титон-валанжинских, б) апт-альбских; 3 – границы подзон; 4 – Приамурская подзона; 5 – Приуссурийская подзона; 6 – Центрально-Сихотэ-Алинский разлом; 7 – скважина и её номер.

В разрезах титона, берриаса и валанжина преобладают аргиллиты и алевролиты, в апт-альбских разрезах превалируют песчаники и конгломераты.

Петрографические разновидности песчаников – кремневые и полевошпатовые граувакки, реже аркозы. Кремневые граувакки широко представлены в апт-альбских толщах, вскрытых скв. 1В недалеко от г. Хабаровска. Обломки плохоокатанные.

Кварц – 10-50%, полевые шпаты: плагиоклазы около 20%, калиевые – до 25%. Обломки пород (15-50%) – кислые и основные эффузивы, микрокварциты, кремни, метаморфические сланцы, кремнисто-глинистые сланцы, алевролиты, песчаники, туфы, гранитоиды. Акцессорные минералы: циркон, апатит, турмалин, сфен, гранат, эпидот, анатаз. Состав обломочного материала характеризует незрелость пород. С юго-запада на северо-восток среди обломков пород уменьшается количество гранитоидов и увеличивается доля осадочных пород. В апт-альбских песчаниках среди обломков осадочных пород на юго-западе преобладают кремни, на северо-востоке – песчаники и алевролиты. Вероятно, сказывается большее удаление от гранитно-метаморфических блоков Цзямусы-Ханкайско-Буреинского массива.

Валовый химический состав титон-валанжинских песчаников следующий (в масс. %): SiO_2 – 69.5-79.7, TiO_2 – 0.29-0.51, Al_2O_3 – 10.3-15, Fe_2O_3 – 2.1-3.2, MgO – 0.47-1, Na_2O – 2.7-4.3, K_2O – 2.0-3.5; апт-альбских песчаников: SiO_2 – 71-80.4, TiO_2 – 0.32-0.72, Al_2O_3 – 10.6-13.5, Fe_2O_3 – 1.5-4.6, MgO – 0.14-1.7, Na_2O – 1.8-3.4, K_2O – 2.0-3.0. Хотя различия в содержаниях породообразующих оксидов невелики, можно отметить, что, в целом, по мере омоложения пород повышаются содержания SiO_2 , Fe_2O_3 , MgO и уменьшаются содержания Al_2O_3 , суммы $\text{K}_2\text{O}+\text{Na}_2\text{O}$.

По химическим классификациям песчаники являются граувакками, лититами по Ф. Петтиджону с соавторами (1976) или силитами (Юдович, Кетрис, 2000). Высокие значения ГМ, АМ, НМ, НКМ, ЩМ свидетельствуют о слабом химическом выветривании, при котором уничтожаются плагиоклазы (Юдович, Кетрис, 2000). На это указывает также индекс химического выветривания $\text{CIW} = [\text{Al}_2\text{O}_3 / (\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{CaO} + \text{Na}_2\text{O})] \times 100$ (Harnois, 1988). CIW в берриас-валанжинских песчаниках в интервале 58-70, в апт-альбских песчаниках он выше и колеблется от 64 до 76. Характеристикой климата в области размыва служит величина индекса химического изменения $\text{CIA} = [\text{Al}_2\text{O}_3 / (\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})] \times 100$ (Nesbitt, 1982). Границей холодного и теплого климатов считают значение CIA примерно 70 в глинистых сланцах. Для псаммитов оно ниже. CIA в песчаниках берриаса-валанжина – 52-60, апта-альба – 58-63. Полученные цифры фиксируют слабое химическое выветривание. Это характеризует расчлененный гористый рельеф прилегающей суши и умеренно холодный климат питающих провинций со слабой тенденцией потепления в апте-альбе. Оценка сравнительная, изменения флоры более информативны.

Песчаники апт-альбской выборки выделяются повышенными (относительно титон-валанжинской) значениями ЖМ и более низкими НКМ, ЩМ, НМ и КМ, суммы щелочей (рис. 2).

Такое соотношение модулей позволяет предположить, что в апт-альбское время в бассейн седиментации поступал материал вулканических дуг более основного состава с его высокой железистостью и фемичностью. В апт-альбском разрезе присутствуют прослои туфов и лав среднего состава. Тем не менее, ФМ в апт-альбских песчаниках невелик и мало отличается от ФМ в титон-валанжинских. Видимо, сказалось влияние обломков кремневых пород, количество которых в конгломератах и в песчаниках увеличилось. ФМ в кремнях низок и составляет 0.2-0.3, поэтому наличие обломков кремней могло нивелировать повышенный ФМ вулканитов. С этим же связано и более высокое содержание SiO_2 в апт-альбских песчаниках.

Четкая граница между песчаниками данных возрастов фиксируется по содержанию La около 25 г/т, Th – около 8 г/т (рис. 2). Сумма редкоземельных элементов (РЗЭ) составляет 95 – 176 г/т в титон-валанжинских песчаниках, в апт-альбских она меньше и колеблется от 76 до 123 г/т. Отношение суммы легких РЗЭ ($\text{ЛРЗЭ} = \text{La} + \dots + \text{Eu}$) к сумме тяжелых РЗЭ ($\text{ТРЗЭ} = \text{Gd} + \dots + \text{Lu}$), составляет 8.6-11.2 в породах «древней» выборки и 7.1-10.8 в породах «молодой» выборки. Значения европиевой аномалии испытывают колебания от 0.48 до 0.82. Отмечается большее относительное обеднение европием в «древней» выборке.

В песчаниках апта-альба средние содержания элементов кислой специализации ниже, чем в песчаниках титона-валанжина (в г/т): Li (31 и 37 соответственно), Th (7.6 и 9.3), U (1.8 и 2.4), Rb (88 и 93), Mo (0.87 и 1.24); выше – средние содержания элементов ультраосновной и основ-

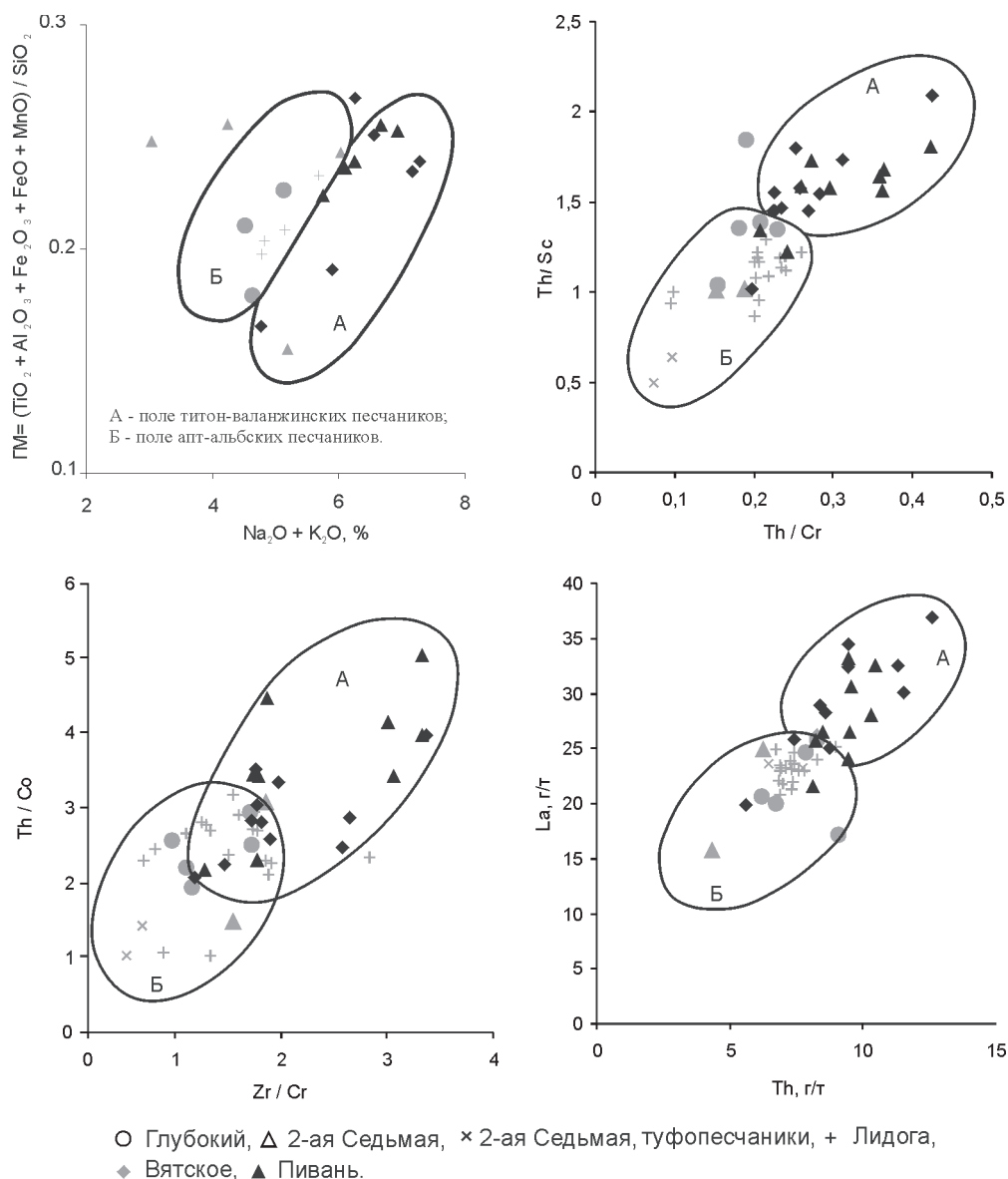


Рис. 2. Положение фигуративных точек составов песчаников на диаграммах $GM - (Na_2O=K_2O)$, $Th/Cr - Th/Sc$, $Zr/Cr - Th/Co$, $Th - La$.

ной специализации: V (53 и 46), Cr (40 и 35), Co (5.9 и 4.8), Ni - 24 и 18, Cu (17.6 и 10.5). Здесь приведены наиболее высокие содержания элементов в разрезах каждого возрастного интервала.

Выводы

Состав обломочного материала песчаников свидетельствует о сиалическом составе источника питания. Но в апт-альбских песчаниках по сравнению с титон-валанжинскими больше обломков пород, эффузивного кварца, основных плагиоклазов, магнетита, ильменита, хромита, кремневых пород, песчаников и алевролитов.

По содержанию оксида кремния изученные песчаники соответствуют кислым и умеренно-кислым магматическим породам. В апт-альбских песчаниках меньше сиалических элементов (оксидов натрия, калия, алюминия), больше оксидов кремния, железа. По геохимическим данным в них меньше циркония, лития, тория, урана, молибдена, лантана, легких редкоземельных элементов, выше значения европиевой аномалии; больше фермических элементов (никеля, скандия, хрома, кобальта).

Нет резкой разницы между песчаниками разных возрастов по значениям Ti/Zr, Sc/Cr, La/Y, очень четкая разница по Th/Cr, Th/Sc, Zr/Cr, Th/Co, La/Th. Разный состав песчаников обусловлен разным составом поступающего обломочного материала.

Работа выполнена в рамках интеграционного проекта УрО, СО, ДВО РАН «Субдукционные и орогенные осадочные бассейны Северной Евразии: индикаторные литологические и изотопно-геохимические характеристики отложений, минералогия», грант ДВО РАН № 12-П-0-08-002.

Литература

Петтиджон Ф. Дж., Поттер П., Сивер Р. 1976. Пески и песчаники. М.: Мир. 536 с.

Среднеамурский осадочный бассейн: геологическое строение, геодинамика, топливно-энергетические ресурсы. 2009 / Г.Л. Кириллова. Отв. ред. Владивосток: ДВО РАН. 424 с. (Серия «Осадочные бассейны Востока России» / Гл. ред. А.И. Ханчук; т. 3).

Юдович Я.Э., Кетрис М.П. 2000. Основы литохимии. СПб: Наука. 479 с.

Harnois L. 1988. The CIW index: a new chemical index of weathering // *Sedimentary Geology*. Vol. 55. P. 319-322

Nesbitt H.W., Young G.M. 1982. Early Proterozoic climates and plate motions inferred from major element chemistry of lutites // *Nature*. Vol. 299. P. 715-717.

УСЛОВИЯ ОБИТАНИЯ ФОРАМИНИФЕР И НАННОПЛАНКТОНА В ПОЗДНЕ-МЕЛОВОМ ФЛИШЕВОМ БАССЕЙНЕ ВОСТОЧНОЙ ГРУЗИИ (МЕСТИА-ТИАНЕТСКАЯ ЗОНА)

Х.Э. Микадзе¹, Т.Т. Гавтадзе², А.А. Менабде¹, З.М. Чхаидзе²

¹*Национальный музей Грузии, Институт Палеобиологии, Тбилиси, xatmi@mail.ru*

²*Тбилисский государственный университет им. Джавахишвили, Геологический институт им. Ал. Джанелидзе, Тбилиси, tamaragavtadze@yahoo.com*

THE HABITAT CONDITIONS OF FORAMINIFERA AND NANNOPLANKTON IN THE LATE CRETACEOUS FLYSCH BASIN OF THE EAST GEORGIA (MESTIA-TIANETI ZONE)

Kh. Mikadze¹, T. Gavtadze², A. Menabde¹, Z. Chkhaidze²

¹*Institute of Paleobiology, Georgia National Museum, Tbilisi, Georgia*

²*Javakishvili State University, Tbilisi, Janelidze Institute of Geology, Tbilisi, Georgia*

Анализ закономерностей последовательной смены наннопланктонных и фораминиферовых комплексов вверх по разрезу верхнего мела Местиа-Тианетской зоны (Гамкрелидзе, 2000) ССБК выявил существование четырёх седиментационных циклов: сеноман-раннетуронский; поздний турон-раннекампанский; поздний кампан-раннемаастрихтский и позднемаастрихтский (Гамбашидзе, Ясаманов, 1980).

Начало первого цикла совпадает с трансгрессией раннего сеномана. На территории Грузии поздний альб-сеноман в целом охватывает регрессивный этап единого седиментационного цикла, в позднеальбском бассейне намечается несколько крупных участков суши, где сеноманские отложения с явными размывами лежат на подстилающих образованиях (Гамбашидзе, 1981). Надо полагать, что нарушение спокойного хода осадконакопления было вызвано импульсами австрийской фазы горообразования и, следовательно, трансгрессия сеномана происходила на фоне тектонических движений. Хотя здесь отложения сеномана (укугмартская свита) повсюду перекрывают верхнеальбские (навтисхевская свита), во многих разрезах он начинается конгломератами

и брекчия-конгломератами. На существование суши в досеноманское время указывает и факт переотложения наннопланктонного вида *Hayesite salbiensis* Manivit, который появляется в конце апта и его возрастной диапазон ограничивается ранним альбом. Следовательно, переотложение этого вида в осадки сеномана и раннего турона, могло осуществиться лишь после появления суши в позднем альбе. Тот факт, что соотношение глубоко- и мелководных таксонов наннофоссилий и фораминифер как в отложениях верхнего сеномана, так и нижнего турона, почти равномерно, свидетельствует о мелководном характере трансгрессивного морского бассейна, существовавшего на данной территории. Надо полагать, что масштабы трансгрессии были не слишком велики. Кроме того, выделенные зоны по комплексу фораминифер (*Rotalipora arrennina* и *Rotalipora cushmani*) охарактеризованы: 1. преобладанием планктонного комплекса; 2. присутствием мелководных форм: *Rotalipora-Planomalina-Praeglobotruncana* (не превышает – 43%), что указывает на их наличие в прибрежной зоне бассейна в начале сеномана.

В ассоциациях наннофоссилий и фораминифер в позднем сеномане до начала раннего турона количество видов, предпочитающих глубокие воды, резко сокращается. Такой же баланс сохраняется до конца раннего турона. Подтверждением этого является присутствие представителей родов *Hedbergella* Brönnimann et Brown, *Globigerinelloides* Cushman et Ten Dam, *Guembelitra* Cushman, *Heterohelix* Ehrenberg (Копеевич, 1989).

Преобладание темных пород в этих же пределах, вероятно, должно являться следствием бескислородного события OAE2 (Gale et al., 1999). В пользу этого свидетельствует резкое сокращение разнообразия наннопланктона в этих породах и доминирование более устойчивых *Watznaueria* Reinhardt и *Eprolithus* Stover. Кроме того, содержащиеся в них бескилевые планктонные фораминиферы (ПФ) родов *Hedbergella* и *Whiteinella* Pessagno указывают на существование в это время кислородного дефицита.

В сеноман-раннетуронском комплексе наннофоссилии характеризуются смешанными признаками как тепловодных (*Watznaueria barnesae* (Black) Perch-Nielsen, *Eprolithus moratus* (Stover) Burnett, *Rucinolithus irregularis* Thierstein), так и умереннохолодноводных (*Stradneria crenulata* Bramlette et Martini, *Tranolithus phacelosus* Stover, *Lithraphidites carniolensis* Deflandre, *Eiffelithus turriseiffelii* (Deflandre) Reinhardt, *Microstaurus chiastius* (Worsley) Grün) ассоциаций. Последние доминируют как в видовом, так и в количественном отношении. В ассоциациях фораминифер родов *Globigerinelloides*, *Hedbergella*, *Whiteinella*, процент левозавитых (холодноводных) форм достигает всего лишь 15-20% (Копеевич, 1978). Это даёт основание для предположения, что регион в этот промежуток времени находился в северной части границы теплого и умеренно-холодноводного пояса.

Второй седиментационный цикл начинается с трансгрессии позднего турона и совпадает с эвстатической трансгрессией цикла UZA 3.1 (Haq et al., 1987). Формирующиеся в это время отложения характеризуются довольно богатым комплексом как ПФ, так и наннофоссилий. В ассоциации зоны ПФ – *Marginotruncana pseudolinneiana* – *M. lapparenti* происходит резкое обновление видового состава с превосходством мелководных форм. В наннопланктонной зоне *Lucianorhabdus maleformis* (CC12), помимо новых (*Lucianorhabdus maleformis* Reinhardt, *Placozygus fibuliformis* (Reinhardt) Hoffmann, *Eprolithus* aff. *rarus* Varol) появляются транзитные для конца раннего и начала позднего мелавиды (*Loxolithus armilla* (Black) Noel, *Chiastozygus fessus* (Stover) Shafik, *Nannoconus regularis* Dereset Acherit и др.), но они не встречаются в предыдущих отложениях.

Этот факт даёт основание для предположения, что в пределах изучаемого региона существовал сеноман-раннетуронский изолированный бассейн, в котором постепенно нарастала регрессия, достигшая своего максимума в конце раннего турона в цикле UZA 3.1. Последняя обусловила освобождение больших территорий от моря, но это продолжалось очень короткое время. Быстрая трансгрессия с уровнем свыше 100 м, способствовала соединению изолированного бассейна с открытым морем, в результате чего создались благоприятные условия для миграции вышеперечисленных видов.

Трансгрессия в начале позднего турона обеспечила связь данного бассейна с открытым морем. Такая ситуация продолжалась до среднего коньяка. Подтверждением этого является комплекс ПФ зоны *Marginotruncana renzi* и *Marginotruncana sigali*, представленный глубоководными таксонами, предпочитающими условия теплого климата. Здесь количество левозавитых раковин снижается до 5-10%. В отложениях наннопланктонной зоны *Marthasterites furcatus* (CC13) в числе мигрировавших форм встречаются в основном глубоководные виды (*Broinsoniaenormis* (Shumenko) Manivit, *Tranolithus gabalus* Stover и др.). Появляются новые виды: *Marthasterites furcatus* (Deflandre) Deflandre, *M. inconspicuous* Deflandre, *M. crassus* Deflandre, предпочитающие теплый климат. Всё вышесказанное свидетельствует о перемещении границы тепло- и умереннохолодноводных поясов к северу. Со второй половины зоны CC13 резко сокращается как количество, так видовое разнообразие наннофоссилий. Вновь отсутствуют многие транзитные виды. В разрезе позднего турона появляются слои крупнозернистых песчаников, указывающие на обмеление моря, что связано, по-видимому, с эвстатической регрессией цикла UZA3.2.

Осадконакопление пород в коньякское и раннесантонское время также протекало в мелководном бассейне. В ассоциации ПФ зоны *Dicarinella concavata* резко падает количество видов, предпочитающих глубокие воды; также резко сокращается количество глубоководных форм в синхронной наннопланктонной зоне CC14: *Watznaueria*, *Cyclagelosphaera* Noël, *Stradneria* Reinhardt и др., и начинается расцвет мелководных форм: *Quadrum* Prinset Perch-Nielsen, *Micula* Vekshina, *Marthasterites* Deflandre, *Microrhabdulus* Deflandre и др. Подобное соотношение видов в ассоциациях наннопланктона и фораминифер сохраняется до раннего кампана. В верхах верхнего сантона в однообразной толще литографских известняков с прослоями серых и пестроцветных мергелей, постепенно нарастает роль зернистых песчанистых известняков с прослоями микрограувакковых карбонатных песчаников, указывающих на постепенное отступление моря.

Процесс отступления моря в пределах Местиа-Тианетской зоны ССБК наглядно выражен в Жинвали-Пховельской чешуе, где в разрезе отложения верхнего сантона с ПФ зоны *Globotruncana arca* и наннопланктонной зоны CC18 перекрываются без видимого несогласия верхней частью верхнекампанских отложений, относящихся к подзоне CC22с. Есть основание предполагать, что подобная картина на рубеже двух свит в пределах Жинвали-Гомборской подзоны была связана с проявлением субгерцинской фазы тектогенеза. Вследствие воздымания суша вокруг кордильер должна была расширяться, однако после погружения территории Жинвали-Гомборской подзоны она вновь покрылась морем. Может быть, именно этот промежуток регрессии обусловил отсутствие наннопланктонных зон CC19, CC20, CC21 и CC22a,b в разрезах верхнего мела Жинвали-Пховельской чешуи.

Непрерывное осадконакопление позднекампанского времени наблюдается в Садзе-гури-Шахветильской чешуе, где оно начинается с наннопланктонной зоны CC19 и заканчивается зоной CC25а. По ПФ оно охватывает верхнюю часть зоны *Globotruncana arca*, зону *Globotruncana ventricosa*-*Rugoglobigerina rugosa* и нижнюю часть зоны *Gansserina gansseri*. Эти отложения перекрываются маастрихтскими, которые в пределах данной чешуи формировались в хронозонах CC25b, с и CC26. В нижних отложениях маастрихта по мелким фораминиферам установлена зона *Gansserina gansseri* (верхняя часть). С конца кампанского века Жинвали-Гомборская подзона целиком была покрыта морем. В комплексе фораминиферовой зоны представлены, главным образом, глубоководные формами (*Globotruncana* Cushman, *Globotruncanita* Reiss, *Contusotruncana* Korchagin), подтверждающими трансгрессию моря. Лишь в начале позднего маастрихта тектонические движения ларамийской фазы складчатости обусловили некоторые перестройки рельефа, которые наиболее четко проявились в пределах Жинвали-Пховельской чешуи, где в разрезе того же возраста отсутствует подзона CC25b. Во время значительной эвстатической трансгрессии цикла UZA-4.5 территория чешуи вновь покрылась водой, но на очень короткое время – в пределах формирования подзоны CC25с. Отложения этой подзоны

характеризуются присутствием мелководных планктонных форм (*Rugoglobigerina* Brönnimann) и преобладанием бентосных фораминифер. В изучаемом районе, как и на всем Кавказе, непрерывное осадконакопление на границе мела и палеогена фиксируется крайне редко. Для разрезов более чем 2/3 части территории Грузии в этом интервале характерен стратиграфический перерыв. Максимально перерыв охватывает маастрихтскую зону *Micula prinsii* и 3 нижних зоны датского яруса (*Biantholithus sparsus*-NP1, *Cruciplacolithus tenuis*-NP2 и *Chiasmolithus danicus*-NP3), а минимально – маастрихтскую зону *Micula prinsii*. В пределах Жинвали-Пховельской чешуи она представлена максимально.

Подводя итоги, отметим, что в результате анализа фактических данных по наннопланктону и планктонным фораминиферам впервые была предпринята попытка восстановить основные палеоклиматические и палеогеографические события позднего мела в пределах южных структур на территории Местиа-Тианетской зоны.

Литература

Гамбашидзе Р.А. 1981. История геологического развития Грузии в поздне меловую эпоху. Тбилиси: «Мецниереба». 109 с.

Гамбашидзе Р.А., Ясаманов Н.А. 1980. О некоторых особенностях палеогеографии позднего мела Кавказа // Докл. АН СССР. Т. 253. № 6. С. 1415-1418.

Гамкрелидзе И.П. 2000. Вновь о тектоническом расчленении территории Грузии // Тр. ГИ АН Грузии. Нов. сер. Вып. 115. С. 204-208.

Кобаевич Л.Ф. 1978. Направления наивывания раковин планктонных фораминифер как показатель температурных условий // Бюлл. МОИП. Отд. геол. Т. 53. № 4. С. 67-72.

Кобаевич Л.Ф. 1989. Определение палеоглубин на основе анализа комплексов планктонных фораминифер // Вестн. Моск. ун.-та. Сер. 4. Геология. № 3. С. 25-34.

Gale A.S., Hancock J.M., Kennedy W.J. 1999. Biostratigraphical and sequence correlation of the Cenomanian successions in Mangyshlak (W. Kazakhstan) and Crimea (Ukraine) with those in southern England // Bull. Inst. Roy. Sci. Nat. Belgique. Sci. Terre. N 69. Suppl. A. P. 67-86.

Haq B.U., Hardenbol J., Vail R. 1987. Chronology of fluctuating Sea levels since the Triassic. Science. Vol. 235. P. 1156-1166.

ЭВОЛЮЦИЯ И НЕФТЕГАЗОНОСНОСТЬ МЕЛОВОГО ОСАДОЧНОГО БАСЕЙНА ЗАПАДНОГО ПРЕДКАВКАЗЬЯ И СЕВЕРО-ЗАПАДНОГО КАВКАЗА

Т.Б. Микерина

Кубанский государственный университет, Краснодар, bitumoid@bk.ru

THE EVOLUTION AND OIL AND GAS POTENTIAL OF CRETACEOUS SEDIMENTARY BASIN IN THE WESTERN FORE-CAUCASUS AND NORTH-WESTERN CAUCASUS

T.B. Mikerina

Kuban State University, Krasnodar, bitumoid@bk.ru

В начале раннемеловой эпохи вся область северного склона Северо-Западного Кавказа (СЗК) и Западного Предкавказья (ЗП) характеризовалась восходящими движениями и представляла собой сушу, сложенную сложноскладчатыми толщами палеозоя, триаса и юры. В юрское

время на месте Северо-Западного Кавказа развивался единый геосинклинальный прогиб, но в конце юрского периода в нём возникли зачатки внутренних центральных поднятий. С севера и с юга прогиб ограничивался приподнятыми участками. С раннемелового времени становится заметным существование двух прогибов (Дьяконов и др., 1973). В пределах южного склона существовала зона прогибания, которая еще не закончила своего развития, где отлагались отложения берриаса. Расширение морского бассейна продолжалось и в валанжин-готеривское время, когда море частично покрыло территорию Западно-Кубанского прогиба (ЗКП). В результате расширяющейся трансгрессии к концу аптского века морем накрывается значительная часть Западного Предкавказья, включая и южную часть Ирклиевской впадины (ИВ). В альбе морской бассейн распространяется на всю исследуемую территорию, захватывая и зону сочленения с Ростовским выступом. В процессе максимального развития в ЗП и СЗК трансгрессии морского бассейна происходило формирование верхнемеловых карбонатных отложений. Конец поздне-меловой эпохи ознаменовался закрытием океана Тэтис и осушением территории ЗП.

Нижнемеловые отложения, трансгрессивно залегающие на различных горизонтах юры, триаса и палеозоя, развиты по всей территории ЗП и СЗК, отсутствуя лишь на небольшом участке западного склона Армави́ро-Невинномысского вала (АНВ) и в своде Бейсугского поднятия. Верхнемеловые отложения характеризуются значительно меньшим площадным распространением по сравнению с нижнемеловыми образованиями. Они отсутствуют в центральной части ЗКП, в своде Бейсугского поднятия, на АНВ и в юго-восточной части ЗП, а также в зоне центральной части древнего Шапсуго-Апшеронского вала (ШАВ) и юго-западной части Адыгейского выступа (АВ).

В различных структурно-тектонических зонах меловые отложения, представленные нижним и верхним отделами, значительно отличаются по литологии и стратиграфической полноте. Наиболее полно разрез меловых отложений представлен на СЗК и в зоне его сочленения с ЗКП, где снизу вверх выделены несколько свит. Наиболее сокращенными разрезами нижнего мела с мощностью, не превышающей 250-350 м, характеризуются Каневско-Березанская зона поднятий (КБЗП), бортовые части Восточно-Кубанской впадины (ВКВ) и западный склон Армави́ро-Невинномысского вала.

В берриас-ранневаланжинское время накопление мощной (3-4 км) толщи терригенных и карбонатных осадков в субфлишевых прогибах происходило только в южной части территории и только здесь присутствуют все ярусы нижнего мела. Эти отложения вскрыты только в зоне сочленения СЗК с ЗКП и АВ. Отложения берриасского яруса и нижневаланжинского подъяруса представлены в нижней части песчано-глинистыми осадками мачмаловской свиты (350-400 м) с горизонтом запорожских песчаников в основании, в верхней – мергельно-глинистыми осадками чаталовской свиты (300-400 м). Мощность толщи к западу от р. Пшеха на северном склоне СЗК меняется от 450 до 1000 м. На юге ЗКП разрез нижнего мела начинается известняками аминовской свиты и перекрывается залегающими с размывом глинами (междуречье р. Пшеха – р. Курджипс). Расширение морского бассейна продолжалось и в поздневаланжин-раннеготеривское время, когда море частично накрыло и ЗКП (свиты чепси и безымянная). Отложения представлены глинами с пачками песчаников, мергелей и обломочных известняков. В позднеготерив-барремское время в результате продолжающейся трансгрессии с юга на север, море захватывает ЗКП, АВ, ВКВ и КБЗП. Отложения позднеготерив-барремского возраста сложены песчано-глинистыми породами свит губс, шишанской (с солодкинским горизонтом в подошве) и афипской. В аптский век морем накрывается значительная часть ЗП, включая и южную часть ИВ. Самурская свита апта мощностью до 400-500 м представлена глауконит содержащими осадками. В Армави́ро-Невинномысском районе в отложениях самурской свиты появляются покровы эффузивов основного состава (до 300 м). Альбские отложения (бурханская свита) распространены на всей территории Западного Предкавказья. Литологический состав бурханской свиты начинается

горизонтом глауконитовых песчаников, выше которых залегают аргиллиты, алевролиты и песчаники с примесью значительного количества карбонатного материала. Мощность этой свиты меняется от 100 до 400 м.

На большей части исследуемой территории верхнемеловые отложения распространены повсеместно, за исключением центральной зоны ЗКП и юго-западной части АВ. Верхнемеловой комплекс представлен 2-я формациями: формацией массивных хемогенно-органогенных известняков, в различной степени глинистых, развитых в ВКВ, большей части ЗКП и по периферии АВ, и субфлишевой карбонатно-терригенной формацией – на Тамани. Мощность верхнего мела изменяется от 0 до 250 м на АВ и восточной части ЗКП, и до 1400 м на Таманском полуострове. Наиболее полные разрезы верхнемеловых отложений мощностью 400-500 м отмечаются на Тимашевской ступени (ТС).

До палеогенового времени мезозойские литолого-стратиграфические комплексы ЗП и СЗК в первом приближении и без учета фациальных особенностей составляли как бы единые системы, и только в палеогене произошло окончательное их разделение.

В настоящее время горно-складчатая область СЗК рассматривается в качестве структурного элемента, разделяющего Азово-Кубанский и Восточно-Черноморский нефтегазоносные бассейны. При этом нижнемеловые залежи нефти и газа, сформировавшиеся в пределах единого осадочного бассейна в близких геолого-геохимических условиях и располагающиеся ныне в горной области, оказались отнесенными к разным нефтегазоносным бассейнам.

Меловой осадочный бассейн на доинверсионном этапе развития представлял замкнутую область неоднородного строения, обладавшую всеми необходимыми условиями для нефтегазообразования и формирования промышленных скоплений углеводородов. К началу поздне-мелового времени он имел протяженность около 400 км и ширину от 70 до 100 км при мощности нижнемеловых отложений от 2000 м и более. В его пределах выделялось два прогиба: северный, отвечающий современному Собербашско-Гунайскому синклинию, и южный – Новороссийско-Лазаревский. На доинверсионном этапе развития осадочный бассейн, по сравнению со смежными геоструктурными зонами, характеризовался более высокими скоростями осадконакопления, в связи с чем процессы нефтегазообразования в его пределах в широких масштабах начались и завершились значительно раньше, чем в одновозрастных комплексах смежных зон. К началу доинверсионного этапа глубины погружения основных объемов нижнемеловых осадков в бассейне изменялись от 5 тыс. м в северном прогибе до 9 тыс. м в южном, что обеспечивало оптимальные условия для прохождения нефтематеринскими породами главной зоны нефтеобразования. Сформировавшиеся к началу этапа складчатости и воздымания горно-складчатого сооружения СЗК нефтяные и газовые залежи начали разрушаться, однако какая-то их часть сохранилась в зоне сочленения СЗК с ЗКП и АВ.

По комплексу геолого-геохимических материалов было установлено, что к нефтематеринским (нефтепроизводящим) и нефтепроизводившим относятся только отложения нижнего мела в южной части ЗКП и в зоне сочленения ЗКП, АВ и ВКВ с СЗК (Микерина, 2009). В этой зоне нефтепроизводившими являются нижнемеловые отложения берриаса, валанжина, готерива, баррема, апта (зона сочленения ЗКП и СЗК) и альба (Тамань) включительно, нефтепроизводящими – альбские отложения в ЗКП.

Анализ и обобщение геохимических данных об особенностях состава ОВ и пространственного размещения зон генерации показал на отсутствие процессов генерации в апт-альбских отложениях на севере ЗП, что связано с низкой катагенетической преобразованностью органического вещества в породах. В центральной и северо-восточной частях ВКВ, в Иркиевской и Ладовской впадинах, в Каневско-Березанской и Расшеватско-Кропоткинской зонах поднятий в меловых отложениях также отсутствуют нефтепроизводящие отложения, хотя породы находятся в зоне повышенных температур, в зоне мезокатагенеза. Высокое содержание в породах $C_{орг}$ и низкое

содержание углеводородной фракции в битуминозных компонентах ОВ (ХБА) в разрезах в северной части свидетельствует о том, что нефтегенерационный потенциал нижнего мела в процессе эволюции бассейна здесь не был реализован.

Наличие газоконденсатных залежей в северной части Западного Предкавказья находится в прямой зависимости от строения и условий залегания нижнего мела, которые здесь отличаются значительным разнообразием.

Ранее уже предполагалось, что основным путем миграции углеводородов на севере ЗП являются разновозрастные базальные терригенные горизонты нижнего мела, налегающие на поверхность несогласия подстилающих отложений (Егоян, 1962). Основная роль нефтегазопродуцирующих толщ на севере отводится отложениям нижней и средней юры и триаса, поскольку газоконденсатные залежи выявлены только в зонах, где базальный горизонт нижнего мела контактирует с ниже- и среднеюрскими, а также триасовыми отложениями. Залежи газа в пределах ВКВ отсутствуют над зоной распространения верхнеюрского флюидоупора, несмотря на то, что в меловых отложениях существовали благоприятные условия для накопления УВ.

В пределах Северо-Западного Кавказа известны месторождения: нефтяное Псифское и газовые Дообское и Прасковеевское, ныне законсервированные, в отложениях нижнего мела. В южной части Западно-Кубанского прогиба и в зоне его сочленения с Северо-Западным Кавказом в нижнемеловых отложениях выявлены месторождения: на Адыгейском выступе в нижнемеловых отложениях свиты губс выявлено Майкопское месторождение с запасами 83 млрд.м³ газа; газовые и газонефтяные залежи в отложениях нижнего мела, содержащиеся в зонах выклинивания песчаников верхнего готерива-баррема и нижнего апта около 20 небольших литологических залежей, выявлены на Ширванском, Безводненском, Краснодарском и Тульском месторождениях в зоне сочленения Адыгейского выступа и Северо-Западного Кавказа; газоконденсатная залежь в отложениях верхнего мела выявлена на Северо-Тульской площади Адыгейского выступа; на пл. Мирная балка в Западно-Кубанском прогибе при опробовании песчаников убинской свиты апта из инт. 700-925 м, получены притоки нефти 15-30 т/сут. и газа 20 т/сут. Скважина до настоящего времени периодически эксплуатируется с дебитом нефти 2,5 т/сут.

На севере Западного Предкавказья в его платформенной части большинство газоконденсатных месторождений с большими запасами приурочено к песчаным базальным горизонтам апта и альба. Такие месторождения как Старо-Минское, Ленинградское, Березанское, Челбасское и многие другие связаны с ловушками пластового сводового типа. По северо-восточному борту Восточно-Кубанской впадины в базальных песчаниках апта и альба открыт ряд месторождений в ловушках структурно-литологического типа (Соколовское, Митрофановское, Алексеевское и др.).

Литература

Дьяконов А.М., Котов В.С., Юдин Г.Т. 1973. Особенности пространственного размещения залежей нефти и газа // Проблемы нефтегазоносности Краснодарского края. М.: Недр. С. 52-62.

Егоян В.Л. 1962. Основные черты тектонической зональности мелового комплекса Западного Предкавказья // Докл. АН СССР. Т. 146. № 1. С. 167-170.

Микерина Т.Б. 2009. Геолого-геохимические критерии перспектив нефтегазоносности триасовых отложений в Западном Предкавказье // Геология, геофизика и разработка нефтяных и газовых месторождений. № 3. С. 29-38.

УНИКАЛЬНЫЕ НАХОДКИ РАННЕАПТСКИХ ГЕТЕРОМОРФНЫХ АММОНИТОВ УЛЬЯНОВСКОГО ПОВОЛЖЬЯ (РУССКАЯ ПЛИТА)

И.А. Михайлова¹, Е.Ю. Барабошкин¹, И.А. Шумилкин²

¹Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, Москва,
ejbaraboshkin@mail.ru

²Ульяновский государственный университет, Ульяновск, *sh135@rambler.ru*

UNIQUE FINDS OF EARLY APTIAN HETEROMORPH AMMONITES FROM ULYANOVSK POVOLZHIIE (RUSSIAN PLATFORM)

I.A. Mikhailova¹, E.Yu. Baraboshkin¹, I.A. Shumilkin²

¹*Lomonosov Moscow State University, Moscow, ejbaraboshkin@mail.ru*

²*Ulyanovsk State University, Ulyanovsk, sh135@rambler.ru*

В 2002 г. авторами из толщи битуминозных сланцев (зона *Deshayesites volgensis* / *Volgoceratoides schilovkensis*) нижнего апта Шиловки было описано два новых рода мелких нижнеаптских гетероморфных аммонитов из Ульяновского Поволжья (рис. 1): *Volgoceratoides* I. Mich. et Bar. и *Koeneniceras* I. Mich. et Bar. (Барабошкин, Михайлова, 2002; Mikhailova, Baraboshkin, 2002), однако ни у одного из описанных экземпляров не сохранились начальные обороты. Новые уникальные находки с почти полностью сохранившейся раковиной и новыми, не наблюдавшимися ранее элементами раковин, позволяют уточнить диагнозы родов и установить новые виды. Аммониты найдены на правом берегу Волги, в 4-5 км севернее залива в д. Мордово Сенгилеевского р-на, Ульяновской области, в септариях зоны *Deshayesites deshayesi* / *Audouliceras renauxianum* (т.е. стратиграфически выше, чем предыдущие находки).

На образце aff. *Koeneniceras rareplicatum* I. Mich. et Bar. впервые можно наблюдать как полностью сохранившиеся начальные обороты раковины, так и позднюю стадию онтогенеза, представленную стволом (табл. 1, фиг. 1).



Рис. 1. Схема местонахождения образцов.

После первого оборота раковина гладкая, образует несмыкающуюся спираль большого радиуса, на которой скульптура появляется при достижении высоты оборота около 2 мм. В пупковой области присутствует зияние. Протоконх и первый оборот соприкасаются с перекрывающим оборотом, однако между остальной частью спирали и более поздним оборотом остается небольшой промежуток. В месте соприкосновения перекрывающий оборот слегка выпрямляется, но ствол не образует, а начинает новый виток спирали. Скульптура появляется при внутреннем диаметре (диаметре зияния) около 1 см. Она представлена достаточно частыми одиночными ребрами, косо направленными вперед. Почти сразу на

них появляются сперва вентральные, а затем вентролатеральные бугорки. По завершении еще одного витка спирали начинается ствол, который соответствует жилой камере. На последнем витке спирали ребра становятся более редкими, а бугорки – менее рельефными. На стволе бугорки смещаются в направлении спинной области: вентральные становятся вентролатеральными, а вентролатеральные – боковыми; появляются очень слабые дорзоплатеральные бугорки. Терминальная часть ствола не сохранилась, но, судя по изгибу ствола, она должна была завершаться крючком.

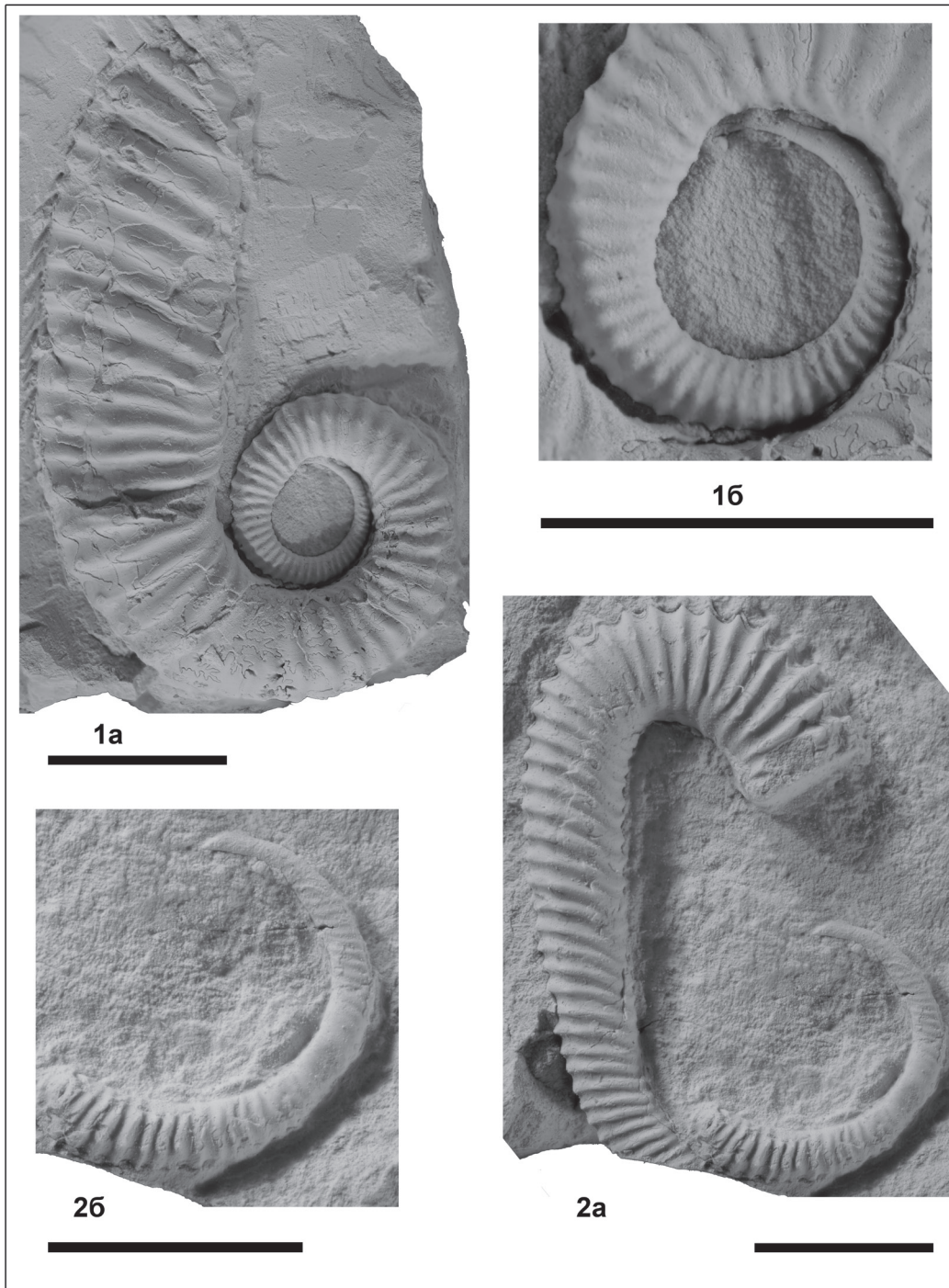


Таблица 1. 1. – aff. *Koenenicerases rareplicatum* I. Mich. et Bar., колл. ПИН 5265/290: фиг. 1а – сбоку, фиг. 1б – первый оборот, увеличено. 2 – *Volgoceratoides* aff. *schilovkensis* I. Mich. et Bar., ПИН 5265/289: фиг. 2а – сбоку, фиг. 2б – первый оборот, увеличено. Находки происходят из зоны *Deshayesites deshayesi* / *Audouliceras renauxianum*, правый берег Волги, 4-5 км севернее д. Мордово. Масштаб соответствует 1 см.

Данный образец наиболее близок к *Koenenicerases rareplicatum* I. Mich. et Bar., однако имеет ряд существенных отличий: бугорки на спиральной части не исчезают полностью, ребра поздних оборотов слабо изогнуты, отсутствуют двураздельные ребра, жилая камера приурочена к основанию ствола. На настоящий момент мы оставляем данное определение в открытой номенклатуре, но считаем, что в дальнейшем возможно выделение нового рода.

Для *Volgoceratoides* I. Mich. et Bar. впервые стало возможным изучить начальную стадию развития раковины, которая представляет собой широко развернутую несоприкасающуюся спираль с мелким протоконхом (табл. 1, фиг. 2). Скульптура этой стадии проявляется при высоте более 1,5 мм и образована частыми наклонными вперед одиночными ребрами. До появления скульптуры, но после протоконха и первого оборота, раковина гладкая и выражена фрагментом очень пологой спирали большого радиуса. Средняя и поздняя стадии, представляющие собой короткий изогнутый ствол и крючок соответственно, развиты так же, как и у остальных представителей *Volgoceratoides*. В отличие от *Volgoceratoides schilovkensis* I. Mich. et Bar. и *V. biplicatum* (von Koenen), на данном образце отсутствуют характерные для крючка двураздельные ребра, ветвящиеся на середине боковой стороны. Единственное двураздельное ребро имеет очень низкое ветвление, приходящееся на спинной перегиб. Эта особенность позволяет несколько расширить диагноз рода и, возможно, отнести данный экземпляр к новому виду, тем более что он происходит из более высокого стратиграфического уровня.

Данная находка напоминает собой, кроме того, некоторых представителей *Helicancylus*, которые отличаются более крупными размерами, иной морфологией крючка, часто – расширенными ребрами на брюшной стороне.

Стоит отметить, что с момента опубликования рода *Volgoceratoides* в литературе появились новые сведения о его распространении. Находки *V. schilovkensis* и *V. sp.* были сделаны в разрезах Болгарии (нижний апт, зона *Deshayesites forbesi*, подзона *Roloboceras hambrovi*: Ivanov, Idakieva, 2013), где они встречаются выше и ниже интервала битуминозных сланцев, напоминая тем самым фациальную приуроченность данных аммонитов в разрезах Поволжья.

К битуминозным сланцам приурочены находки *Volgoceratoides* и в разрезах зоны *Prodeshayesites fissicostatus* Нижнесаксонского бассейна в Германии (Lehmann et al., 2012). Отсюда же авторы указывают *Volgoceratoides elatum* (von Koenen, 1902). На наш взгляд, данный вид не может быть отнесен к роду *Volgoceratoides*, так как имеет существенно иную орнаментацию и гораздо более крупные размеры.

Обращает на себя внимание приуроченность описанных аммонитов к интервалам, содержащим битуминозные сланцы, хотя в случае Ульяновского Поволжья это не совпадает с проявлением основного события ОАЕ1а (Zakharov, 2013). Вполне возможно, что такое сочетание косвенно указывает на условия их обитания в толще воды, а не вблизи дна, где могла развиваться придонная аноксия. Вероятно, что аномальные условия недостатка кислорода влияли и на размер аммонитов.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (грант № 13-05-00745а).

Литература

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

Mikhailova I.A., Baraboshkin E.J. 2002. *Volgoceratoides* and *Koenenicerias* – New Small-Size Lower Aptian Heteromorphs from the Ulijanovsk Region (Russian Platform) // Jahrb. Geol. Bundesanst. Abh. Bd. 57. P. 539-553.

Ivanov M., Idakieva V. 2013. Lower Aptian ammonite biostratigraphy and potential for further studies of OAE 1a in Bulgaria // Cretaceous Res. Vol. 39. P. 47-69.

Lehmann J., Friedrich O., von Barga D., Hemker T. 2012. Early Aptian bay deposits at the southern margin of the lower Saxony Basin: Integrated stratigraphy, palaeoenvironment and OAE 1a // Acta Geol. Polon. Vol. 62. N 1. P. 35–62.

Zakharov Yu.D., Baraboshkin E.Y., Weissert H., Mikhailova I.A., Smyshlyaeva O.P., Safronov P.P. 2013. Late Barremian-Early Aptian climate of the northern middle latitudes: Stable isotope evidence from bivalve and cephalopod molluscs of the Russian Platform // Cretaceous Res. Vol. 44. P. 183-201.

ПОЗДНЕМЕЛОВАЯ АЯНКИНСКАЯ ФЛОРА ОХОТСКО-ЧУКОТСКОГО ВУЛКАНОГЕННОГО ПОЯСА: НОВЫЕ ДАННЫЕ

М.Г. Моисеева¹, А.Б. Соколова², А.Б. Герман¹

¹Геологический институт РАН, Москва, moiseeva@ginras.ru

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

LATE CRETACEOUS AYANKA FLORA OF THE OKHOTSK-CHUKOTKA VOLCANOGENIC BELT: NEW DATA

M.G. Moiseeva¹, A.B. Sokolova², A.B. Herman¹

¹Geological Institute RAS, Moscow, moiseeva@ginras.ru

²Borissiak Paleontological Institute RAS, Moscow

Позднемеловые ископаемые флористические комплексы Охотско-Чукотского вулканогенного пояса (ОЧВП) исследуются палеоботаниками на протяжении последних 30 лет. Наименее изученными остаются сантон–кампанские флоры данного региона, которые до недавних пор фигурировали в публикациях только в виде списков предварительных определений. Чтобы восполнить этот пробел, недавно мы приступили к монографическому изучению усть-эмунарэльской флоры Центральной Чукотки (Моисеева, Соколова, 2014), а также провели таксономическую ревизию аянкинской флоры из Пенжинско-Анадырского сектора ОЧВП. Последняя флора ранее считалась аналогом усть-эмунарэльской флоры, но подробно никогда не изучалась. Е.Л. Лебедев (1987) опубликовал список предварительных определений аянкинской флоры, который содержал 26 видов ископаемых растений. Данная флора происходит из туфогенно-терригенных отложений атвувеемской свиты бассейна р. Большая Аянка. Нами была изучена коллекция № 3395, которая хранится в Геологическом институте РАН, собранная Лебедевым, А.Б. Германом и Е.И. Костиной в 1985 г. из трех местонахождений.

Основное местонахождение аянкинской флоры (точка 700) расположено по р. Обрывистая (левому притоку р. Большая Аянка) примерно в 20 км от ее устья. Это обнажение желто-серых туфов, туфопесчаников и туфоалевролитов на левом (основное) и правом (меньшее, в 200 м выше по течению, чем основное) берегах р. Обрывистая. В этом местонахождении наблюдается наибольшее разнообразие ископаемых растений. Отсюда нами были определены печеночники *Thallites* sp., папоротники *Coniopteris tshuktschorum* (Krysht.) Samyl., *Sphenopteris* sp., *Arctopteris* sp. и немногочисленные гинкговые фрагментарной сохранности *Ginkgo* sp. и *Sphenobaiera* sp. Среди хвойных в этой точке доминируют представители сем. Cupressaceae sensu lato: *Metasequoia occidentalis* (Newberry) Chaney, *Parataxodium* sp., *Sequoia* aff. *obovata* Knowlton, *Ditaxocladus* sp., а также дисперсные шишки *Metasequoia* sp. и *Sequoites* sp. Из хвойных сем. Pinaceae встречены крупные макростробилы *Pityostrobus* sp., дисперсные чешуи *Pityolepis* sp. и семена *Pityospermum* sp., а также многочисленные обрывки листьев *Pityophyllum* ex. gr. *nordenskioldii* (Heer) Nath. и единичные побеги *Pityocladus* sp. Среди хвойных неясного систематического положения определены крупные побеги с длинными линейно-ланцетными листьями *Cephalotaxopsis intermedia* Holl. Наряду с хвойными в этой точке доминируют покрытосеменные, которые представлены следующими видами: «*Vitis*» *penzhinika* Herman, *Macclintockia ochotica* Vachrameev et Herman, *Cissites* aff. *belajevii* Herman, *Trochodendroides notabilis* Herman, *Menispermites* sp., *Celastrinites* sp. Реже встречаются фрагменты крупных платаноидных листьев, а также отпечатки листьев неясного систематического положения *Dicotylophyllum* sp. 1-3. Кроме того, судя по записям в полевом дневнике Германа, в этой точке отмечены находки *Barykovia tchucotica* (Abramova) Moiseeva (образцы впоследствии утеряны).

Точки 701 и 702 расположены в верховьях руч. Звонкий, левого притока р. Обрывистая, примерно в 12 км от точки 700. Разнообразие ископаемых растений в точке 701 небольшое, причем по количеству экземпляров наиболее многочисленны хвойные. Среди хвощевых определены единичные *Equisetites* sp. Папоротники представлены *Cladophlebis* sp. 1, *Arctopteris* sp., *Coniopteris* sp. 2, *Sphenopteris* sp. Из гинкговых встречен единственный экземпляр *Ginkgo* sp. Среди хвойных в роли абсолютных доминантов выступают полиморфные побеги *Sequoia fastigiata* (Sternb.) Heer. К этому же растению, вероятно, принадлежат и дисперсные шишки *Sequoites* sp. Кроме того, встречаются побеги *Parataxodium* aff. *wigginsii* Arnold et Lowther, микростробилы *Glyptostrobus* aff. *comoxensis* Bell, дисперсные линейные листья *Pityophyllum* ex gr. *nordenskioldii* (Heer) Nath., а также побеги с характерными длинными изогнутыми листьями *Elatides* aff. *asiatica* (Yokoyama) Krassilov, сходные с побегами из раннемеловой флоры Южного Приморья (Красилов, 1967). Покрытосеменные в этом местонахождении редки и малочисленны. Они представлены отпечатками листьев водного растения *Quereuxia angulata* (Newb.) Krysht., единичными листьями плохой сохранности «*Zizyphus*» aff. *kujuiensis* Tanai, *Trochodendroides* sp. и *Phragmites* sp., а также мелкими плодами *Trochodendrocarpus* (?) sp.

В точке 702 разнообразие тоже небольшое, но в отличие от точки 701, в ней преобладают покрытосеменные растения. Кроме последних, встречаются только единичные экземпляры папоротников *Cladophlebis* sp. 2., фрагменты листьев цикадовых, редкие отпечатки побегов *Metasequoia occidentalis* (Newberry) Chaney, а также обрывки дисперсных листьев *Pityophyllum* sp. Среди покрытосеменных доминируют мелкие полиморфные листья *Trochodendroides* ex gr. *arctica* (Heer) Berry и *Macclintockia ochotica*. Реже встречаются отпечатки листьев «*Zizyphus*» aff. *kujuiensis* Tanai, *Menispermities* sp., плоды *Trochodendrocarpus* (?) sp., а также покрытосеменные неустановленного систематического положения *Dicotylophyllum* sp. 4-5.

Таким образом, по новым данным в аянкинском комплексе определены 42 вида ископаемых растений, в том числе печеночники (1 вид), хвощевые (1 вид), папоротники (6 видов), гинкговые (2 вида), цикадовые (1 вид), хвойные (15 видов) и покрытосеменные (16 видов). В количественном отношении и по разнообразию в аянкинском комплексе преобладают покрытосеменные и хвойные растения, менее многочисленны папоротники, остальные единичны. Данный флористический комплекс по составу имеет наибольшее сходство с раннекампанской барыковской флорой района бухты Угольная и сантон-кампанской верхнебыстринской флорой Северо-Западной Камчатки (Герман, Лебедев, 1991; Герман, 2011; Моисеева, Соколова, 2014). Эти флоры близки по составу хвойных, среди которых преобладают побеги с линейно-ланцетными листьями, такие как *Cephalotaxopsis intermedia*, *Metasequoia occidentalis* и *Sequoia*. Из покрытосеменных в этих комплексах встречаются следующие характерные таксоны: «*Vitis*» *penzhinika*, *Macclintockia ochotica*, *Cissites belajevii*, *Trochodendroides notabilis*, *T. arctica*, «*Zizyphus*» *kujuiensis*. Также можно отметить наличие в аянкинском и барыковском комплексах крупных платаноидных листьев, цикадовых, *Quereuxia angulata*, представителей родов *Menispermities* и *Celastrinites*. С усть-эмунарэльской флорой сходство у аянкинской обнаружено меньшее и, в целом, оно прослеживается скорее на родовом уровне. Для обеих флор характерно присутствие следующих таксонов: *Coniopteris tschuktschorum*, *Arctopteris*, *Ginkgo*, *Sphenobaiera*, *Pityospermum*, *Pityophyllum*, *Sequoia*, *Parataxodium*, *Glyptostrobus comoxensis*, *Macclintockia ochotica*, *Trochodendroides*, *Cissites* и *Menispermities*. При этом данные комплексы отличаются по основным доминантам как среди хвойных, так и среди покрытосеменных растений. Для аянкинской флоры характерно преобладание хвойных с линейно-ланцетными (*Elatocladus*, *Sequoia*, *Parataxodium*, *Metasequoia*, *Taxodium*), а не с чешуевидными листьями. Среди покрытосеменных доминируют виды *Trochodendroides arctica*, *Cissites* aff. *belajevii*, «*Vitis*» *penzhinika*, встречаются также фрагменты крупных

платаноидных листьев, которые отсутствуют в усть-эмунарэльской флоре. Примечательно, что в аянкинской флоре не найдено характерных усть-эмунарэских таксонов: *Sequoiadendron*, *Cissites reticulatus*, *Menispermites lebedevii*, *Viburniphyllum emuneretum* и др.

Интересная особенность аянкинской флоры заключается в том, что в захоронениях относительно древние формы не смешиваются с продвинутыми, характерными для позднего мела, или одни явно преобладают над другими. Так, остатки растений из местонахождений 700 и 702 отражают растительность кайнофитного облика с преобладанием покрытосеменных и продвинутых хвойных, населявших местообитания по берегам озера или в долине реки. Эти растительные ассоциации обладают наибольшим сходством с барыковской флорой бухты Угольная, также богатой покрытосеменными растениями (Герман, 2011; Моисеева, Соколова, 2011). В местонахождении 701 встречены остатки растений, составлявшие растительность мезофитного облика с доминированием хвойных *Cupressaceae* и *Pinaceae*; здесь отсутствуют типичные для позднего мела продвинутые хвойные, а покрытосеменных мало, и они редки. Данная растительность населяла местообитания на некотором удалении от водоемов – вероятно, возвышенные плато или склоны.

Объяснение сказанному мы видим в следующем. Ведущая роль в меловом флорогенезе Северной Пацифики принадлежала постепенному проникновению в мезофитные флоры новых кайнофитных сообществ с доминированием покрытосеменных (Герман, 2002; Герман, 2011). В течение альба эти сообщества, очевидно, заселили нарушенные прирусловые местообитания приморских низменностей Северо-Востока Азии и Аляски, в пределах которых растительный покров периодически уничтожался морскими трансгрессиями, миграциями русел меандрирующих рек и латеральной эрозией. В течение позднемеловой эпохи кайнофитные сообщества постепенно проникали вдоль речных долин и других нестабильных местообитаний в глубь Азиатского континента – на вулканическое нагорье Охотско-Чукотского вулканического пояса и во внутриконтинентальные районы Азии – и в некоторых местах вытесняли существовавшую там мезофитную хвойно-папоротниковую растительность. Аянкинская флора представляет собой яркое свидетельство внедрения из прилегающих с востока приморских низменностей кайнофитных растительных сообществ с доминированием покрытосеменных на территорию вулканического нагорья, еще населенную в позднем мелу мезофитными сообществами.

Отсутствие смешения элементов мезофитных (местонахождение 701) и кайнофитных (местонахождения 700 и 702) сообществ в захоронениях аянкинской флоры позволяет предположить, что происходило замещение не отдельных растений на более продвинутые, а целиком растительных сообществ. Вытеснение мезофитных сообществ более продвинутыми кайнофитными, очевидно, было не постепенным, а носило более или менее скачкообразный характер, поскольку сложившееся растительное сообщество обладает, благодаря взаимосвязи в нем всех компонентов, инвазионной резистентностью – устойчивостью к внедрению чуждых ему элементов, и лишь определенная амплитуда абиотических и биотических внешних воздействий может привести к распаду сообщества и замещению его новым, более адаптированным к изменившимся условиям. Можно полагать, что аянкинская флора отражает процесс инвазии молодых растительных сообществ и частичное (временное, локальное) замещение ими мезофитной растительности.

Литература

Герман А.Б. 2011. Альбская-палеоценовая флора Северной Пацифики. М.: ГЕОС. 280 с. (Тр. Геол. ин-та РАН. Вып. 592).

Герман А.Б., Лебедев Е.Л. 1991. Стратиграфия и флора меловых отложений Северо-Западной Камчатки. М.: Наука. 189 с. (Тр. Геол. ин-та АН СССР. Вып. 468).

Красилов В.А. 1967. Раннемеловая флора Южного Приморья и ее значение для стратиграфии. М.: Наука. 364 с.

Лебедев Е.Л. 1987. Стратиграфия и возраст Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. М.: Наука. 175 с. (Тр. Геол. ин-та АН СССР. Вып. 421).

Моисеева М.Г., Соколова А.Б. 2011. Кампанская флора района бухты Угольной (Северо-Восток России): систематический состав и палеоклимат // Л.Б. Головнева (Ред.). Чтения памяти А.Н. Криштофовича. Вып. 7. СПб: Изд-во Марафон. С. 62-87.

Моисеева М.Г., Соколова А.Б. 2014. Новые данные о составе и возрасте усть-эмунарэльской флоры бассейна р. Энмываам (Центральная Чукотка) // Стратиграфия. Геол. корреляция. Т. 22. № 3. С. 45-63.

Herman A.B. 2002. Late Early-Late Cretaceous floras of the North Pacific Region: florogenesis and early angiosperm invasion // Rev. Palaeobot. Palynol. Vol. 122. N 1-2. P. 1-11.

МЕЛОВОЙ ПОВОРОТ ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ЭВОЛЮЦИИ

В.П. Нечаев

Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, Владивосток, vnechaev@hotmail.com

CRETACEOUS TURN OF GEOLOGICAL EVOLUTION

V.P. Nechaev

Far East Geological Institute FEB RAS, Vladivostok, vnechaev@hotmail.com

Павел Владимирович Маркевич, которому посвящено нынешнее совещание, выделялся своим свободомыслием в науке и за ее пределами. Он также всегда поддерживал право других исследователей на свою оригинальную позицию по вопросам геологии. Это особенно хорошо видно в его последних монографиях о мезозойской истории региона, собравших воедино данные и представления многих местных геологов (например, Маркевич и др., 2000). Свободомыслие он отстаивал и поощрял в своих учениках, к числу которых относится и автор данного сообщения. Работа, на которой основано это сообщение, наверное, и не могла бы состояться без благожелательной поддержки Павла Владимировича, не оставившей нас даже после его ухода.

Валентина Саввична Маркевич также приложила свою руку к этой работе. Вместе с Александром Владимировичем Галаниным она заинтересовала автора космической тематикой. Итогом этого стала статья, опубликованная в 2004 г. в Вестнике ДВО РАН под названием «Галактическое влияние на Землю в последние 700 млн лет» (Нечаев, 2004). Суть выдвинутой гипотезы состоит в следующем.

Генерализованные данные о изменениях Земли на позднем этапе эволюции, похоже, отражают значительные изменения ее положения относительно Солнца в связи с его обращением вокруг центра галактики по эллиптической орбите. Под влиянием гигантской массы галактического центра солнечная система растягивалась при прохождении близко к нему и сжималась на удаленных участках орбиты. Таким образом, галактические зимы на Земле совпадали с приближенным к галактическому центру положением солнечной системы (перицентром), а летние времена – с удаленным (апоцентром). Галактические зимы имели место в вендском, карбон-пермском и позднекайнозойском периодах земной истории, характеризуюсь понижением температуры поверхности и разнообразия морских организмов, а также формированием супер-континентов, что делало нашу планету напоминающей Марс. В теплые сезоны Земля напоминала Венеру с ее широко распространенным базитовым вулканизмом, слабыми магнитными полями, рассредоточенной утолщенной корой, плотной загазованной атмосферой и парниковыми эффектами (рис. 1).

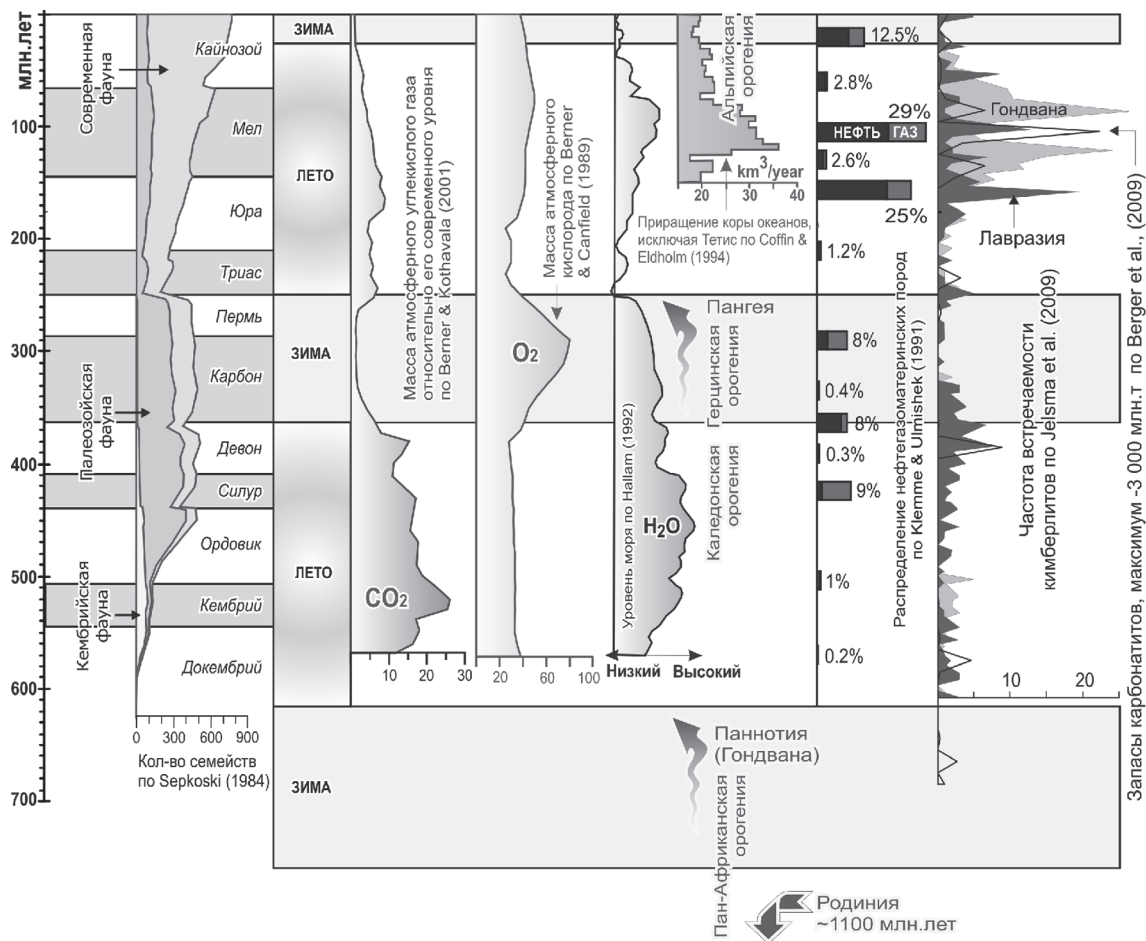


Рис. 1. Предполагаемые галактические сезоны и связанные с ними глобальные геологические изменения, по Нечаев (2004) с добавлениями.

Выявленные изменения сезонности также предполагают, что орбита Солнца на Млечном Пути в прошлом была ближе к центру галактики. В то же время, из-за меньшей орбитальной скорости, галактический год солнечной системы был длиннее – около 500 млн лет в позднем докембрии, на что указывает временной промежуток между формированием суперконтинентов Паннотия и Родиния, в сравнении с 350-400 млн лет от позднего докембрия до пермско-триасового времени (от Паннотии до Пангеи) и 250-300 млн лет между текущей и пермской галактическими зимами.

В свете новых данных, появившихся за 10 лет после публикации, интересно более детально проследить, как происходил поворот геологической эволюции при прохождении солнечной системой критических точек ее галактической орбиты. Ближайшим к нам таким периодом является меловой, когда наша звезда предположительно миновала апоцентр – наиболее дальнюю от центра галактики точку орбиты, а Земля испытала максимум растяжения, связанный с ее близостью к Солнцу. На рисунке 2 сделана попытка показать наиболее показательные свидетельства этого поворота.

Справа от временной шкалы малиновым баром отмечено время глобальной тектонической перестройки (Vaughan A.P.M., 1995; Matthews et al., 2012), которую связывают с гигантским «суперплюмом», зародившимся на границе ядра и мантии (Larson, 1991). Изначально Ларсон предполагал, что этот плюм зародился под Пацификой 125 млн лет назад. В свете нашей «галактической» интерпретации, он может быть расценен как самое мощное из ряда эндогенных

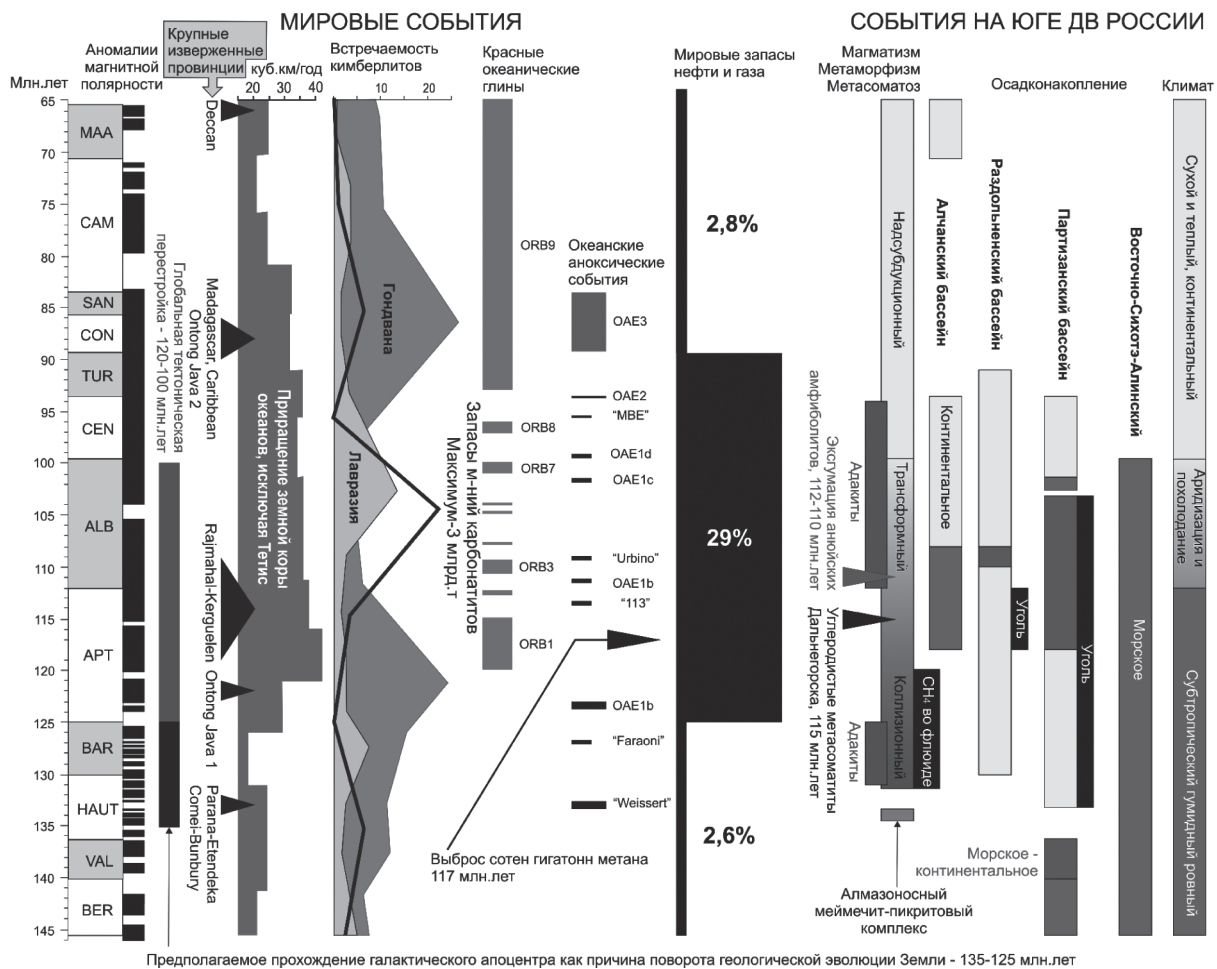


Рис. 2. Глобальные и региональные (Юг ДВ) геологические изменения (ссылки в тексте), связанные с предполагаемым прохождением солнечной системой галактического апоцентра.

событий, связанных с прохождением галактического апоцентра. Первыми в этом ряду, возможно, были всплески базальтового вулканизма в Гондване, приведшие к образованию крупных изверженных провинций Parana-Etendeka и Comei-Bunbury 134-132 млн лет назад (Peate, 1997; Zhu et al., 2009). Еще более показательны сильнейшие импульсы глубинного кимберлитового и карбонатитового магматизма, максимумы которых также пришлось на середину мела (Jelsma et al., 2009; Berger et al., 2009). Эта экстремальная эндогенная активность сопровождалась выбросами огромных количеств метана и углекислого газа, отраженных отрицательными аномалиями изотопного состава углерода (Jahren, 2002). Далее следовали океанские аноксические события и накопление углерода и углеводородов в толще земной коры как непосредственно из эндогенных источников, так и после прохождения ими биогенных циклов в гидро- и атмосферах. Экстремальные выбросы магм и флюидов из недр Земли достигли своего апофеоза 125-100 млн лет назад. Причиной, вероятно, было постепенное закрытие глубинных каналов, связанное с начинающейся контракцией нашей планеты. Земля «сбросила пар» в начале продолжительного сжатия. Одним из экономических результатов этого сброса стало накопление колоссального количества углеводородов в апт-туронских отложениях (почти треть всех мировых запасов по подсчетам Klemme and Ulmishek, 1991).

Примерно со 120 млн лет биогенный характер седиментации в океанах начал меняться на терригенный, появились красные глины (Hu et al., 2012). Этот процесс можно связать

с нарастанием горообразовательных процессов в связи с контракцией Земли. Климат планеты реагирует на галактические обстоятельства опосредованно. При непосредственной реакции на удаление от Солнца можно было бы ожидать постепенное похолодание и осушение где-то в середине мела. На самом деле весь ранний мел температура глобально повышалась с устойчивым максимумом от позднего альба до раннего турона (Huber et al., 2002; Puceat et al., 2003; Hu et al., 2012), когда интенсивно происходил вулканизм, сопровождавшийся выбросами парниковых газов. С ними и следует связывать отмеченное аномальное тепло. После турона прослеживается устойчивое похолодание вплоть до конца мела. Таким образом, климат отразил исследуемое нами галактическое событие со значительным запозданием (~20 млн лет).

Переходя к геологической летописи нашего региона, сразу отметим, что, как и можно было ожидать, главные тектонические перестройки, смена характера магматизма и осадконакопления, а также знаковые метаморфические события пришлось здесь, как и во всем мире, на середину мела. Более того, даже климат здесь поменялся ближе к галактическому событию: в альбе, а не в сеномане-туроне (Красилов, 1967; Маркевич, 1995). Последнее обстоятельство можно связать с отдаленностью от главных вулканических провинций.

Складчатость, окончательно консолидировавшая террейны Сихотэ-Алиня, по-видимому произошла в конце апта – начале альба (115-110 млн лет назад). Это отражено изотопными датировками слюд Анюйского метаморфического купола и углеводородных метасоматитов Дальнегорского рудного района (Натальин и др., 1994; Баскина и др., 2006; Крук и др., 2014). Магматические события начались внедрениями загадочного алмазоносного меймечит-пикритового комплекса с датировкой 134 млн лет (Приходько и др., 2009; Иванов и др., 2005; Щека и др., 2006). Далее следуют коллизионные гранитоиды S-типа (валанжин-готерив) и переходные гранитоиды S- и I-типов неясной геодинамической принадлежности. Цикл завершается мощными верхнемеловыми толщами надсубдукционных вулканитов и родственными с ними интрузивами Восточно-Сихотэ-Алинского пояса и Алчанской зоны (Геодинамика ..., 2006). Недавно к западу от указанного пояса были идентифицированы относительно небольшие адакитовые тела, природа которых не менее загадочна, чем у меймечит-пикритового комплекса. Их датировки располагаются в диапазоне 131-90 млн лет. В итоге налицо имеется неясно чем вызванный эволюционный поворот после загадочного алмазоносного события 134 млн лет назад и последующей коллизии между невыясненными объектами 130-120 млн лет назад.

Что касается осадконакопления, то на востоке региона в раннем мелу накапливались мощные толщи терригенных морских осадков, к западу от которых располагалась невулканическая континентальная окраина, а с востока была то ли вулканическая дуга, то ли открытый океан (Ханчук и др., 1995; Нечаев и др., 1997; Голозубов и др., 2006). К позднему мелу этот глубоководный бассейн закрылся, осадки были аккрегированы к континенту и на возникшем складчатом сооружении начался надсубдукционный вулканизм Восточно-Сихотэ-Алинского пояса. На юге и западе региона в раннем мелу располагались мелководные окраинно-континентальные бассейны, главная смена режимов в которых (от прибрежно-морского к собственно континентальному) произошла, также как и на востоке, в альбе (Красилов, 1967; Шарудо, 1972; Олейников и др., 1990; Маркевич, 1995; Угольная ..., 1997; Маркевич и др., 2000; Голозубов и др., 2006; Геодинамика ..., 2006; Волынец, 2011).

Ранний мел в регионе обычно интерпретируется как трансформная граница плит (Ханчук и др., 1995; Геологические ..., 2011), которой приписываются разнородные процессы и события, которые не укладываются в рамки других геодинамических обстановок. Мы же видим, что все они хорошо вписываются в глобальный поворот геологической эволюции и по своей природе являются переходными, отражающими, по-видимому, прохождение солнечной системой галактического апоцентра.

В заключение хотелось бы отметить, что описанное изменение геологической эволюции, вероятно, привело к образованию многих месторождений полезных ископаемых. В нашем регионе это связанные с гранитодами и адakitаами благородные, цветные и редкие металлы, уголь, и, вполне возможно, нефть и газ (Нечаев и др., 2012).

Литература

Баскина В.А., Аракелянц М.М., Лебедев В.А. 2006. Последовательность эндогенных образований в рудных узлах Приморья и их К-Аг изотопное датирование // Изотопное датирование процессов рудообразования, магматизма, осадконакопления и метаморфизма. Материалы III Российской конференции по изотопии и геохронологии. Т. 1. М.: ГЕОС. С. 84-88.

Волынец Е.Б. 2011. Геология и условия формирования апт-сеноманских отложений северо-западного Приморья // Автореферат диссертации на соискание учёной степени кандидата геолого-минералогических наук. Владивосток. 27 с.

Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России. 2006 / под ред. А.И. Ханчука. Владивосток: Дальнаука. Кн. 2. 572 с.

Геологические процессы в обстановках субдукции, коллизии и скольжения литосферных плит: Материалы Всероссийской конференции с международным участием. 2011. Владивосток: Дальнаука, 457 с.

Голозубов В.В. 2006. Тектоника юрских и нижнемеловых комплексов северо-западного обрамления Тихого океана. Владивосток: Дальнаука. 231 с.

Иванов В.В., Колесова Л.Г., Ханчук А.И., Акаткин В.Н., Молчанова Г.Б., Нечаев В.П. 2005. Находка алмазов в юрских породах меймечит-пикритового комплекса Сихотэ-Алинского орогенного пояса // ДАН. Т. 404. № 1. С. 72-75.

Красилов В.А. 1967. Раннемеловая флора Южного Приморья и её стратиграфическое значение. М.: Наука. 263 с.

Крук Н.Н., Симаненко В.П., Голозубов В.В., Ковач В.П., Владимиров В.Г., Касаткин С.А. 2014. Геохимические особенности пород Анюйского метаморфического купола (Сихотэ-Алинь): состав протолитов и возможная природа метаморфизма // Геохимия. № 3. С. 249-266.

Маркевич В.С. 1995. Меловая палинофлора севера Восточной Азии. Владивосток: Дальнаука. 200 с.

Маркевич П.В., Коновалов В.П., Малиновский А.И., Филиппов А.Н. 2000. Нижнемеловые отложения Сихотэ-Алиня. Владивосток: Дальнаука. 287 с.

Натальин Б.А., Фор М., Монье П., Борукаев Ч.Б., Приходько В.С., Врублевский А.А. 1994. Анюйский метаморфический купол (Сихотэ-Алинь) и его значение для мезозойской геодинамической эволюции Восточной Азии // Тихоокеанская геология. № 6. С. 3-25.

Нечаев В.П. 2004. О галактическом влиянии на Землю в последние семьсот миллионов лет // Вестник ДВО РАН. № 2. С. 102-112.

Нечаев В.П., Лосив В.М., Чекрыжов И.Ю., Обжиров А.И. 2012. Углеродородный потенциал складчатого комплекса Сихотэ-Алиня (в Приморье) // Труды IX Международной научно-практической конференции «Ашировские чтения», Самарский госуниверситет. Т. 1, Раздел 1. С. 61-65.

Нечаев В.П., Мусашино М., Ли Д.-В. 1997. Юрско-нижнемеловая геодинамическая история восточной окраины Азии: реконструкция по изменениям ассоциаций тяжелых обломочных минералов осадочных пород // Тихоокеанская геология. Т. 16. № 6. С. 21-35.

Олейников А.В., Коваленко С.В., Неволлина С.И. и др. 1990. Новые данные по стратиграфии верхнемезозойских отложений северной части Партизанского каменноугольного бассейна // Континентальный мел СССР. Владивосток: ДВО АН СССР. С. 114-126.

Приходько В.С., Петухова Л.Л., Солдатов А.И. 2009. Меймечиты Сихотэ-Алинской покровно-складчатой системы: область распространения, возраст, мантийные источники // Вулканизм и геодинамика: Материалы IV Всероссийского Симпозиума по вулканологии и палеовулканологии. Петропавловск-Камчатский: Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН. Т. 2. С. 467-470.

Угольная база России. Т. V. Кн. 1. Угольные бассейны и месторождения Дальнего Востока России (Хабаровский край, Амурская область, Приморский край, Еврейская АО). 1997. М.: ЗАО «Геоинформмарк». 371 с.

Ханчук А.И., Раткин В.В., Рязанцева М.Д., Голозубов В.В., Гонохова Н.Г. 1995. Геология и полезные ископаемые Приморского края. Владивосток: Дальнаука. 82 с.

Шарудо И.И. 1972. История позднемезозойского угленакпления на территории Дальнего Востока. Новосибирск: Наука. 270 с.

Щека С.А., Игнатъев А.В., Нечаев В.П., Зверева В.П. 2006. Первые находки алмазов в россыпях Приморья // Петрология. Т. 14. № 3. С. 319-336.

Berger V.I., Singer D.A., Orris G.J. Carbonatites of the world, explored deposits of Nb and REE—database and grade and tonnage models // U.S. Geological Survey Open-File Report 2009-1139, 2009, 17 p. and database [<http://pubs.usgs.gov/of/2009/1139/>].

Hu X., Wagreich M., Yilmaz I.O. 2012. Marine rapid environmental/climatic change in the Cretaceous greenhouse world // Cretaceous Res. Vol. 38. P. 1-6.

Huber B.T., Norris R.D., MacLeod K.G. 2002. Deep-sea paleotemperature record of extreme warmth during the Cretaceous // Geology. Vol. 30/2. P. 123-126.

Jahren A.H. 2002. The biogeochemical consequences of the mid-Cretaceous superplume // J. Geodynam. Vol. 34/2. P. 177-191.

Jelsma H., Barnett W., Richards S., Lister G. 2009. Tectonic setting of kimberlites // Lithos. Vol. 112S. P. 155-165.

Larson R.L. 1991. Latest pulse of Earth: Evidence for a mid-Cretaceous superplume // Geology. Vol. 19. P. 547-550.

Matthews K.J., Seton M., Müller R.D. 2012. A global-scale plate reorganization event at 105-100 Ma Earth and Planetary // Science Letters. Vol. 355. P. 283-298.

Peate D.W. 1997. The Parana-Etendeka Province // Large Igneous Provinces: Continental, Oceanic, and Planetary Flood Volcanism. Geophysical Monograph 100, American Geophysical Union. P. 217-245.

Puceat E., Lecuyer, C., Sheppard S.M.F., Dromart G., Reboulet S., Grandjean P. 2002. Thermal evolution of Cretaceous Tethyan marine waters inferred from oxygen isotope composition of fish tooth enamels // Paleooceanography. Vol. 18. N 2. 1029.

Vaughan A.P.M. 1995. Circum-Pacific mid-Cretaceous deformation and uplift: a superplume-related event? // Geology. Vol. 23. P. 491-494.

Zhu D.C., Chung S.L., Mo X.X., Zhao Z.D., Niu Y.L., Song B., Yang Y.H. 2009. The 132 Ma Comei–Bunbury large igneous province: Remnants identified in present-day SE Tibet and SW Australia // Geology. Vol. 37. N 7. P. 583-586.

МЕЛОВЫЕ РАДИОЛЯРИИ ШИПУНСКОГО ПОЛУОСТРОВА (ВОСТОЧНАЯ КАМЧАТКА)

Т.Н. Палечек

Геологический институт РАН, Москва, tpalechek@yandex.ru

CRETACEOUS RADIOLARIANS OF THE SHIPUNSKY PENINSULA (EASTERN KAMCHATKA)

T.N. Palechek

Geological Institute RAS, Moscow, tpalechek@yandex.ru

Мел-палеогеновые образования Восточной Камчатки входят в состав трех крупных террейнов – Ачайваям-Валагинского, Ветловско-Говенского и Кроноцко-Командорского (Зинкевич и др., 1993; Шапиро, Соловьев, 2009). До настоящего времени возраст толщ, слагающих Ветловско-Говенский террейн и южный сегмент Кроноцко-Командорского террейна (п-ов Шипунский) остается дискуссионным. В районе Шипунского п-ова и Вахильского поднятия обнажаются тектоно-стратиграфические комплексы, участвующие в строении Кроноцко-Командорского и Ветловско-Говенского террейнов Восточной Камчатки. В структуре Шипунского п-ова и Вахильского поднятия тектонически совмещены различные разновозрастные структурно-вещественные комплексы, формировавшиеся в пределах вулканической дуги (шипунская, налычевская толщи и кроноцкая серия) и океанического или окраинноморского бассейна (ветловский комплекс). В результате тематических работ в районе бухты Бечевинской, в устье р. Вахиль и на озере Островном были изучены образования шипунской толщи и ветловского комплекса.

Представительные комплексы радиолярий были выделены из 26 образцов, отобранных из кремнистых пород шипунской толщи и ветловского комплекса. Данные радиоляриевого анализа свидетельствуют о кампанском возрасте вмещающих отложений. Проведенное изучение выделенных радиоляриевых комплексов показало, что кремнистые породы шипунской толщи, распространенные в береговых обнажениях бухты Бечевинская и ветловского комплекса, отобранные в районе оз. Островное, и в устье р. Вахиль, одновозрастные и характеризуются сходным таксономическим составом. Здесь доминируют представители прунобрахид, что свидетельствует о холодноводных условиях осадконакопления. Повсеместно встречены *Prunobrachium articulatum* (Lipman), *Amphibrachium spongiosum* Lipman, *Phaseliforma carinata* Pessagno, *P. meganosensis* Pessagno, *Amphipyndax stocki* (Camp. et Cl.). *Prunobrachium articulatum* (Lipman), *P. incisum* Kozlova, *Amphibrachium spongiosum* Lipman впервые описаны из кампанских отложений Западной Сибири и Тургайского прогиба (Липман, 1962; Козлова, Горбовец, 1966). Стратиграфический уровень с *Prunobrachium articulatum* хорошо прослеживается в разрезах Русской плиты, Западной Сибири и Приполярного Урала, являясь прекрасным биостратиграфическим маркером терминальной части верхнего кампана (Практическое руководство..., 1999). *Phaseliforma carinata* Pessagno является индекс-видом подзоны низов позднего кампана Северной Калифорнии (Pessagno, 1976).

Сходная кампанская ассоциация радиолярий изучена из кремнистых прослоев ветловского комплекса в Леховских горах (Восточная Камчатка). Здесь встречены *Phaseliforma carinata* Pessagno, *P. meganosensis* Pessagno, *Amphibrachium spongiosum* Lipman, *Prunobrachium articulatum* (Lipman), *P. incisum* Kozlova.

Полученные нами данные о поздне меловом возрасте осадочно-вулканогенных образований ветловского комплекса позволяют предполагать, что ветловский океанический (окраинноморский?) бассейн существовал, по крайней мере, с кампанского времени. Сходство таксоно-

мического состава комплексов радиолярий из различных фрагментов ветловского комплекса и шипунской толщи позволяет говорить о едином бассейне осадконакопления.

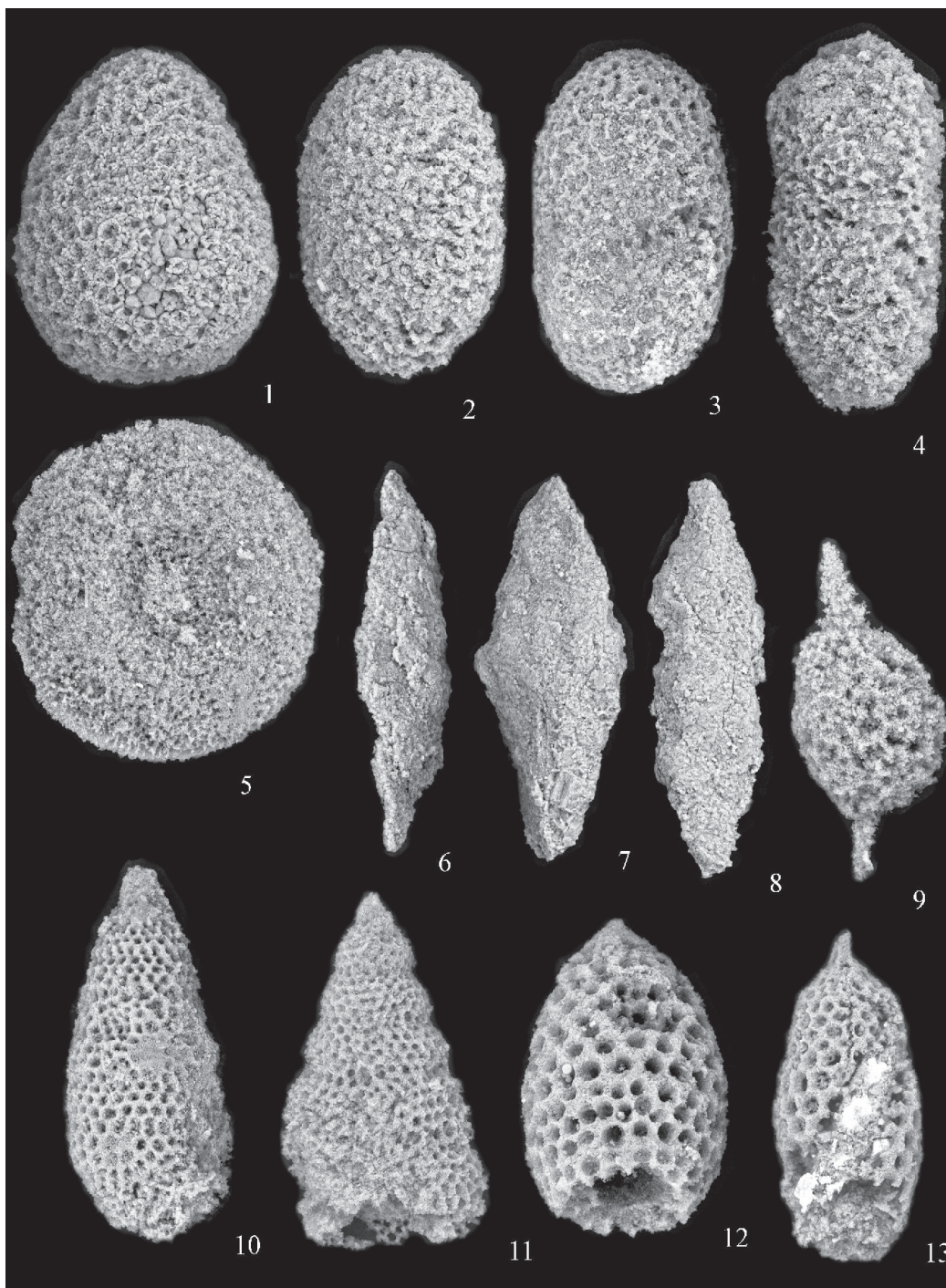


Таблица 1. Кампанские радиолярии Шипунского п-ова (Восточная Камчатка); 1-5, 9-13 – обр. 33тр10; 6-8 – обр. 51тр10.

1 – *Phaseliforma subcarinata* Pessagno, x370; 2,3 – *Phaseliforma carinata* Pessagno, 2 – x420, 3 – x410; 4 – *Spongurus quadratus* Campbell et Clark, x450; 5 – *Orbiculiforma vacaensis* Pessagno, x250; 6-8 – *Prunobrachium articulatum* (Lipman), x250; 9 – *Praestylosphaera pusilla* (Campbell et Clark), x350; 10 – *Amphipyndax stocki* (Campbell et Clark), x275; 11 – *Eucyrtis carnegiense* (Campbell et Clark), x360; 12 – *Clathrocyclas* sp., x350; 13 – *Clathrocyclas tintinnaeformis* Campbell et Clark, x250.

Литература

Зинкевич В.П., Константиновская Е.А., Цуканов Н.В. и др. 1993. Аккреционная тектоника Восточной Камчатки. М.: Наука. 272 с.

Козлова Г.Э., Горбовец А.Н. 1966. Радиоларии верхнемеловых и верхнеэоценовых отложений Западно-Сибирской низменности. Л.: Недра. 158 с.

Липман Р.Х. 1962. Позднемеловые радиоларии Западно-Сибирской низменности и Тургайского прогиба // Материалы по стратиграфии мезо-кайнозоя Тургайского прогиба, Северного Приаралья и Западно-Сибирской низменности. Л.: Тр. ВСЕГЕИ. Нов. сер. Т. 77. С. 271-323.

Практическое руководство по микрофауне. 1999. Радиоларии мезозоя. СПб: Тр. ВСЕГЕИ. Т. 6. 272 С.

Шапиро М.Н., Соловьев А.В. 2009. Кинематическая модель формирования Олюторско-Камчатской складчатой области // Геология и Геофизика. Т. 50. № 8. С. 863-880.

Pessagno E. 1976. Radiolarian zonation and stratigraphy of the Upper Cretaceous portion of the Great Valley Sequence, California Coast Ranges // Micropaleontology. Spec. Publ. Vol. 2. P. 1-95.

КОЛОНИАЛЬНЫЕ ФОРМЫ ПОЗДНЕМЕЛОВЫХ ГЕКСАКТИНЕЛЛИД (PORIFERA)

Е.М. Первушов

*Саратовский государственный университет им. Н.Г. Чернышевского, Саратов,
pervushovem@mail.ru*

COLONIAL FORMS OF THE LATE CRETACEOUS HEXACTINELLIDS (PORIFERA)

E.M. Pervushov

Chernyshevsky Saratov State University, Saratov, pervushovem@mail.ru

При описании губок не используются представления об одиночных и колониальных формах. В работе И.Т. Журавлевой и Е.И. Мягковой (1987) обобщены данные по низшим многоклеточным и предложено соотношение унитарных, колониальных и кормиальных форм. Парадигма модульной организации апробирована нами на примере поздне меловых губок – гексактинеллид, среди которых выделены одиночные, автономные и перифронтальные, транзиторные (переходные) и колониальные формы (Первушов, 2009). Уровни модульной организации – обособленные ветви стадийного морфогенеза, конечные по формообразованию. Колонии гексактинеллид характеризуются единой парагастральной полостью, прослеживаемой от общего основания скелета, с многочисленными одинаковыми оскулюмами. Скелетообразующая стенка с сопряженной системой каналов и часто без нее, в последнем случае, как и у многих демоспонгий, теряется различие между дермальной и парагастральной ее поверхностью. Толщина стенки колоний значительно меньше (1–3 мм), чем унитарных губок (5–15 мм).

Закономерности полифилетического происхождения и особенности строения скелета позволили выделить два подуровня колоний – простейшие (первичные) (Первушов, 2013) и настоящие (вторичные, высшие). Формирование первичных колоний обусловлено проявлением нескольких тенденций в морфогенезе унитарных и транзиторных губок и связывается, в основном, с явлением замыкания оскулюма – обособлением участков парагастральной полости, и проявлением незавершенного деления. Полигения колоний находит отражение в морфологии дефинитивных форм.

Установлены признаки первичных колоний, сформированных при замыкании секторов стенки и обособлении маргинальных участков оскулюма, которые выявлены в строении ряда *Ventriculitidae* и *Craticulariidae* (Первушов, 2011). 1. Диаметр вторичных модулей и их оскулюмов

значительно меньше диаметра предшествующих модулей. 2. Попарное расположение модулей. 3. В строении седловин, разделяющих вторичные модули, иногда прослеживаются реликты шва смыкания стенки. 4. Характерен флексурный перегиб внешних участков стенки, обусловленный выделением модулей. 5. Вторичные модули обычно сохраняют вертикальное положение, такое же, как и у первичного модуля. На участках дихотомии исходных модулей или замыкания стенки выделяются междуузлия – элементы разделения одного из исходных модулей на несколько последующих.

Первичные колонии, сформированные при равнокачественном апикальном делении отличаются следующими особенностями. 1. Модули, расположенные выше междуузлия, ориентированы диагонально по отношению к центральной вертикальной оси скелета. 2. Очень узкая седловина между модулями. 3. Оскулюмы различных очертаний и размеров, ориентированы разнообразно. 4. При неоднократной дихотомии значения диаметра и высоты модулей в структуре скелета идентичны. 5. В строении некоторых губок первичные узлы дихотомии (седловины, междуузлия) расположены почти в основании скелета, а исходная первичная часть скелета предстает в виде короткого субконического стержня.

Диоскулюмные колонии, как результат равнокачественного апикального или продольного деления, широко известны среди гексактинеллид (*Paracraticularia*, *Zittelispongiidae*, *Leptophragmidae*). При равнокачественном делении, помимо «обычной» дихотомии, реализованы варианты первичной трихотомии, тетрахотомии и пентахотомии. Колонии с подобным исходным количеством и взаиморасположением модулей небольшие по размерам, модули расположены попарно, линейно или в виде куста, конуса. Очертания оскулюмов разнообразны, но они сходны в строении особи губки.

В морфогенезе простейших колоний прослеживаются варианты соотношений первичной и последующих фаз деления. В строении скелета этих колоний прослежено до трех фаз равнокачественного деления: подобного (по типу дихотомии или трихотомии) и чередования типов деления (дихотомия – трихотомия – дихотомия и т.п.) Проявления бокового равномерного и неравномерного деления способствовали морфологическому разнообразию первичных колоний и, вероятно, обособлению тренда в морфогенезе губок, способствовавшему выделению настоящих колоний.

Настоящие колонии отличаются от простейших появлением в структуре скелета новых каркасообразующих элементов – перемычек – участков соединения двух или нескольких модулей, объединяющих в субгоризонтальной плоскости участки парагастра в единую полость и выполняющие роль элементов конструктивной жесткости. Многочисленные разно ориентированные перемычки способствовали маскированию морфологии и нивелированию функций модулей в структуре колонии. В строении совершенных колоний морфологического выражения дихотомии не прослеживается.

Сочетание модулей (ветвей), ориентированных вертикально, и перемычек, ориентированных субгоризонтально, сформировало сложный, лабиринтовый облик скелета, с зияниями и интерлабиринтовым пространством. Зияния – сквозные отверстия (*Paracraticularia*, *Zittelispongia*) или устьевые участки (*Etheridgea*) интерлабиринтового пространства между модулями и перемычками. Интерлабиринтовое пространство – участки внешней водной среды внутри организма, значения параметров которых соотносятся с диаметром модулей, перемычек и зияний. Через зияния взвешенные в воде частицы проникали во внутреннее интерлабиринтовое пространство, достигая дермальной поверхности стенок модулей, удаленных от внешней поверхности организма, и выходили наружу с боков и противоположного сектора губки. Парагастральная полость распадается по разно ориентированным модулям и перемычкам. С полостью сопряжено большое количество подобных оскулюмов, расположенных регулярно, порой в горизонтальной плоскости, или относительно равномерно по окружности скелета.

Рассматривается два основных тренда, предопределивших появление настоящих колоний.

1. Формирование перемычек за счет ассимиляции участков стенки соседних модулей при незавершенном равнокачественном («синхронном») и неравнокачественном («асинхронном») делении апикальных участков модулей. 2. Преобразование субоскуллюмов и связанных с ними выростов, в структуре транзитных форм (*Guettardiscyphia*, *Balantionella*), в обособленные модули по всей окружности скелета. Последующее формирование перемычек между модулями (*Plocoscyphia*, *Tremabolites*, *Eurete*) и, соответственно – зияний и интерлабиринтового пространства, способствовало выравниванию очертаний и диаметров оскуллюма и субоскуллюмов, приобретению облика настоящих колоний.

Разнообразие габитуса настоящих колоний канализировано по двум направлениям: модули расположены в одной, субвертикальной плоскости (планиформные скелеты) или они распространены в разных направлениях (объемные скелеты). Обособление этих направлений обусловлено особенностями проявления вегетативного размножения и генезисом губок от транзитных форм или первичных колоний. Планиформные губки представлены веерообразным и катенулярным морфотипами. Морфотипы объемных скелетов более разнообразны (кустистые, ветвистые и лабиринтовые), что объясняется значительной вариативностью расположения модулей и строением базалиса. Многообразие настоящих колоний, как и других модульных форм, во многом обусловлено широким проявлением изоморфизма среди представителей отрядов *Lychniscosa* и *Hexactinosa*.

Выделение разных уровней модульной организации определено проявлением ряда тенденций в морфогенезе поздне меловых гексактинеллид. Основными среди них предполагаются: уменьшение толщины, формирующей скелет стенки, ее морфологические трансформации и сопряженная модификация ирригационной системы. Сокращение значений параметров и потеря «индивидуальности» – интеграция модулей в структуре организма, сопровождалось возрастанием объемных параметров самих колоний и канализацией их морфотипов. Оптимизация размеров колоний, катистения губок в глубокие прохладно водные интервалы Мирового океана, с минимальной конкурентной средой, способствовали конвергенции исходных морфотипов всех модульных форм.

Появлению и развитию колониальных губок способствовали следующие обстоятельства. У колоний более выражена способность к регенерации и к сохранению жизнеспособности организма, они более устойчивы к фрагментации маргинальных участков. Колонии способны фильтровать больший объем воды при слабом, умеренном перетоке придонных вод и равномерно распределять пищу по всему организму. Возможно, модульные формы отличались более активным ростом на ранних стадиях онтогенеза по сравнению с иными бентосными фильтраторами, что предоставляло губкам преимущество в освоении участков поверхности субстрата. Колонии осваивали более высокие интервалы водной среды над поверхностью субстрата, отличаясь большей конструктивной пластичностью скелета, составляющих его элементов, в условиях перманентно меняющихся параметров водной среды. Общие тенденции в морфогенезе колоний губок – уменьшение толщины стенки и значений параметров модулей, увеличение их количества при более компактном их расположении.

Работа выполнена при финансовой поддержке Минобрнауки России в рамках базовой части по теме «Геология», № госрегистрации 1140304447.

Литература

Журавлёва И.Т., Мягкова Е.И. 1987. Низшие многоклеточные фанерозоя // Тр. ин-та геол. и геофиз. СО АН СССР. Вып. 695. М.: Наука. 221 с.

Первушов Е.М. 2009. О модульной организации губок // Материалы всероссийского совещания «200 лет Отечественной палеонтологии». М.: ПИН РАН. С. 99.

Первушов Е.М. 2011. Новообразования в строении скелета поздне меловых губок, способствовавшие формированию полиоскулумных форм // Известия Саратовского государственного университета. Новая серия. Серия наук о Земле. Т. 11. Вып. 1. С. 39-51.

Первушов Е.М. 2013. Колониальный уровень модульной организации поздне меловых гексактинеллид (Porifera). Первичные колонии // Известия Саратовского государственного университета. Новая серия. Серия наук о Земле. Т. 12. Вып. 2. С. 74-81.

СТРАТИГРАФИЧЕСКАЯ ПРИУРОЧЕННОСТЬ СКЕЛЕТНЫХ ГУБОК В ПОРОДАХ ВЕРХНЕГО МЕЛА РУССКОЙ ПЛИТЫ

Е.М. Первушов

*Саратовский государственный университет им. Н.Г. Чернышевского, Саратов,
pervushovem@mail.ru*

STRATIGRAPHIC DISTRIBUTION OF SKELETAL SPONGES (HEXACTINELLIDA) IN THE UPPER CRETACEOUS ROCKS OF THE RUSSIAN PLATE

E.M. Pervushov

Chernyshevsky Saratov State University, Saratov, pervushovem@mail.ru

Тематические исследования разрезов пород верхнего мела Поволжья и соседних регионов позволили расширить данные и подтвердить некоторые ранее высказанные предположения по биостратиграфии на основе спонгиофауны. Губки – характерный элемент средне-поздне меловой морской биоты Европейской палеобиогеографической области (ЕПО). На юго-западе и юге Русской плиты наиболее ранние проникновения губок со связанным спиккулярным скелетом отмечены на рубеже альбского–сеноманского времени. Более широким площадным распространением отличались кремниевые губки с несвязанным спиккулярным скелетом, которые представлены сейчас в разрезах в виде кремнистых образований.

Первые достоверные появления скелетных губок в пределах современного юго-востока Русской плиты отмечается в среднем сеномане (рис. 1). Уровни скоплений автохтонно, а чуть выше по разрезу – и аллохтонно, захороненных демоспонгий (слои с *Jerea pyriformis*, известны и *Siphonia* sp.) установлены на территории Волгоградской области. Несколько позднее и пространственно более широко были распространены гексактинеллиды, слои с *Balantionella melovatkiensis*, отличавшиеся ограниченным видовым составом, при заметном количественном доминировании одной – двух форм (*Plocoscyphia*, *Guettardiscyphia*, *Balantionella*), и очень небольшими значениями параметров скелета. Из терригенных пород верхнего сеномана Саратовского региона и Прикаспия известны единичные фрагментированные гексактинеллиды. На юго-западе и юге Русской плиты сеноманский спонгиокомплекс отличается большим разнообразием – *Ventriculitidae*, *Craticulariidae* и *Pogosporgia*, при доминировании *Leptophragmidae*, значительным количественным представительством, часто скелеты выделяются крупными размерами.

Сходный по видовому составу спонгиокомплекс второго уровня приурочен к нижней части пород среднего турона. Площадное распространение спонгиокомплекса ограничено южными районами правобережного Поволжья, что, отчасти, обусловлено особенностями современного распространения пород турона – коньяка. В толще мергелей турона равномерно распространены единичные тонкостенные скелеты *Etheridgea*, выполненные окислами железа.

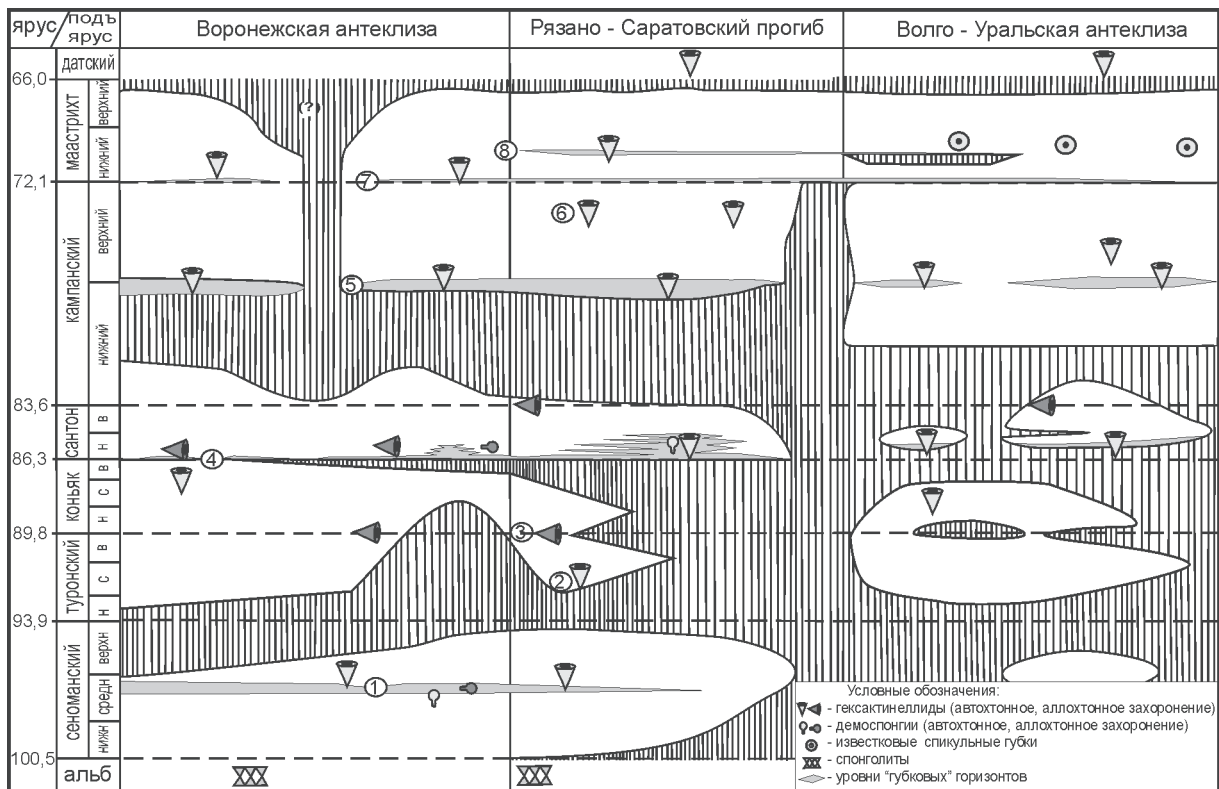


Рис. 1. Схема стратиграфической приуроченности губок в породах верхнего мела юго-востока Русской плиты.

Скопления фрагментов скелетов гексактинеллид в интервале карбонатных пород, предположительно, в основании коньякской части разреза, составляют третий уровень. Распространение спонгиокомплекса, представленного *Leptophragmidae*, при доминировании *Ventriculitidae* и *Camerospongiidae* ограничено южными районами правобережного Поволжья. В ряде разрезов, при относительно полном интервале пород коньяка, в их кровле отмечены равномерно рассеянные скелеты гексактинеллид.

Четвертый стратиграфический уровень распространения скелетов спонгий – «губковый» горизонт нижнего сантона (рис. 1). Этот уровень наиболее известен в регионе, считается «маркирующим», но отличается фациальной неоднородностью. На участках отмелей и береговых полос на протяжении почти полувека развивалась сукцессия губок и моллюсков. Ориктоценоз составляют синхронно аллохтонно захороненные остатки губок, автохтонно захороненные скелеты полной первичной сохранности приурочены лишь к отдельным участкам по латерали этих образований и чаще – к их верхним интервалам. В пределах локальных зон мощность пород с остатками губок достигает 0,5-1 м. На большей части территории горизонт мощностью 0,1-0,2 м представлен шлейфом рассеивания аллохтонно захороненных скелетов губок. В количественном и видовом отношении доминируют гексактинеллиды (75-90%), а в их составе – представители отряда *Lychniscosa*. Демоспонгии были заметны в составе губкового сообщества на зрелых и поздних стадиях его развития. Видовое разнообразие значительно и до настоящего времени не представляется возможным даже наметить его рамки на уровне рода и даже семейства, количественное представительство колоссально. Установлены слои с *Ortodiscus pedester* – *Cephalites compressus* – *Microblastium spinosum* – *Rhizopoterion interruptum* – *Balantionella fragilis*, и *Sororistirps radiatum*. Диахронный комплекс, в объеме подъяруса, прослеживается на территории Русской и, частично, – западноевропейской, на северо-западе Северо-Туранской

плиты. Северное местонахождение крупных скелетов сантонских губок известно в Мордовии. Локально скелеты губок приурочены к подошве пород верхнего сантона.

Элементы пятого уровня стратиграфической приуроченности кремниевых губок широко распространены в ЕПО и сопряженных палеобиохорий и в целом приурочены к пограничным интервалам пород нижнего – верхнего кампана. Видовой состав ограничен и относительно выдержан на значительной территории. Предложены слои с *Ortodiscus roculum* – *Rhizopoterion cervicorne* – *Sororistirps tubiforme*, характерными представителями родов *Actinocyclus*, *Schizorabdus*, *Microblastium*, *Porocyclus* и *Balantionella*. Вмещающие скелеты губок породы разного литологического состава: терригенные, кремнистые и карбонатные. Северные местонахождения спонгиокомплекса – Калининградская область и Башкирия. В терригенных породах северо-восточного Прикаспия и Северо-Туранской плиты губки могут быть приурочены к переходным интервалам пород сантона – кампана.

В кремнисто-карбонатных породах верхнего кампана установлен комплекс губок шестого уровня субавтохтонного захоронения, отличающихся по составу от ранее выделенных стратиграфически выше и ниже залегающих спонгиокомплексов. Установлены *Leptophragma*, *Balantionella*, *Rhizopoterion* и *Ortodiscus*. На северо-востоке Северо-Туранской плиты, предположительно к терригенным породам верхнего кампана приурочены скелеты *Schizorabdus*, *Actinocyclus* и *Aphrocallistes*, представленные фрагментами. Эти представители актуальны при сопоставлении вмещающих пород с одновозрастными образованиями западной Европы и северной Африки.

В основании мергелей зоны *Bel. lanceolata* спорадически прослеживается седьмой уровень скоплений скелетов гексактинеллид, плохой рецентной сохранности. Установлены слои с *Rhizopoterion supralicharevi* – *Schizorabdus libycus* – *Communitectum plurifossatum*, а также *Balantionella nevejkensis*. В карбонатах нижнего маастрихта юга и юго-востока Русской плиты, Прикаспия, Копетдага и севера Западной Европы равномерно распространены мелкие шарики скелетов известковых губок *Porosphaera*, в составе двух – трех видов. К поверхностям внутриформационных перерывов в породах нижнего маастрихта приурочен восьмой уровень скопления гексактинеллид, среди которых преобладают *Leptophragmidae*: *Balantionella*, *Guettardiscyphia* и *Ramosiscyphia*, установлены и вентрикулитиды.

В аналогах пород датского возраста, по северо-восточному борту Прикаспия, впервые найдены фрагменты *Aphrocallistes*.

Результаты исследований морфогенеза средне-позднемеловых гексактинеллид подтверждают стратиграфическую значимость некоторых родов на региональном уровне. Примером являются филогенетические ветви рода *Balantionella*, представители которого известны из пород интервала от сеномана по маастрихт, *Sororistirps* и *Rhizopoterion* (сантон–маастрихт). Спонгиокомплексы сопоставимы на уровне подъяруса в пределах Европы. Транзитными формами для значительных интервалов пород верхнего мела считаем представителей родов *Guettardiscyphia*, *Sestrocladia* и *Etheridgea*.

Традиционно важным условием достоверных исследований является полная первичная и рецентная сохранность скелетов губок.

Работа выполнена при финансовой поддержке Минобрнауки России в рамках базовой части по теме «Геология», № госрегистрации 1140304447.

**ВОЛЖСКО-ВАЛАНЖИНСКАЯ ПОСЛЕДОВАТЕЛЬНОСТЬ СПОРОВО-ПЫЛЬЦЕВЫХ
КОМПЛЕКСОВ В РАЗРЕЗЕ НА Р. ОЛЕНЕК (СЕВЕР СИБИРИ):
БИОСТРАТИГРАФИЯ И КОРРЕЛЯЦИЯ**

Е.Б. Пещевицкая

*Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН, Новосибирск,
PeschevickayaEB@ipgg.sbras.ru; paleodinoecyst@gmail.com*

**VOLGIAN-VALANGINIAN SUCCESSION OF SPORE-POLLEN ASSEMBLAGES IN THE
OLENYOK RIVER SECTION (NORTH SIBERIA): BIOSTRATIGRAPHY AND CORRELATION**

E.B. Pestchevitskaya

*Trofimuk Institute of Petroleum Geology and Geophysics, Novosibirsk, PeschevickayaEB@ipgg.sbras.ru;
paleodinoecyst@gmail.com*

Для решения задач биостратиграфической корреляции палинологические данные имеют особое значение, поскольку споры и пыльца наземных растений встречаются практически во всех типах осадочных отложений. Палинологические комплексы характеризуются значительным обилием и разнообразием, что позволяет опираться при биостратиграфических построениях на целый ряд признаков. Для выявления надежных биостратиграфических рубежей по спорово-пыльцевым данным необходимо изучение опорных разрезов, где палиностратиграфические последовательности контролируются данными по другим палеонтологическим группам и имеют четкую стратиграфическую привязку.

В волжско-валанжинском разрезе на р. Оленек установлены почти все зоны бореального берриаса по аммонитам, зоны по фораминиферам и слои с диноцистами в волжской и берриаской частях разреза, а также в низах валанжина (Никитенко и др., 2014). Изменение таксономического состава комплексов спор и пыльцы наземных растений и их характерных компонентов в волжском, берриаском и валанжинском ярусах позволило выделить девять биостратонов.

В нижневолжской части разреза установлены слои с *Dictyophyllidites harrisii*, *Stereisporites* spp., *Podocarpidites proximus*. Доминирует пыльца голосеменных (45-87%). Среди спор наиболее многочисленны *Leiotriletes* spp. (1-5%), *Cyathidites minor* (1-8%), *Cyathidites australis* (1-3,5%) и *Osmundacidites jurassicus* (1-3,5%). Разнообразны мохообразные рода *Stereisporites*, осмундовые и плауновидные (роды *Lycopodiumsporites*, *Neoraistrickia*, *Leptolepidites*). Среди голосеменных наиболее многочисленны мешковая пыльца хвойных плохой сохранности (7-8%), *Pseudopicea* spp. (10-12%), *P. variabiliformis* (4-8%), *P. magnifica* (3-12%), *Alisporites similis* (3-7%), пыльца гинкговых (4-6%). Важно разнообразие мешковой пыльцы хвойных древнего облика и рода *Sciadopitysporites*. Одновременно значительным разнообразием отличается мешковая пыльца хвойных «молодого» облика, что характерно для позднеюрских комплексов Сибири и Канады (Пыльца..., 1961; Росоцк, 1970; Ильина, 1985; Шурыгин, 2000 и др.). Присутствует вид *Dictyophyllidites harrisii*, который является характерным таксоном спорово-пыльцевых комплексов поздней юры Сибири, Европы и Канады (Пыльца..., 1961; Росоцк, 1970; Hengreen et al., 2000). Вид *Podocarpidites proximus* появляется на севере Сибири в волжском ярусе (Болховитина, 1956 и др.).

Выше по разрезу выделены слои с *Selaginella utriculosa*, *Selaginella orbiculata*, *Podocarpus unica*, которые охватывают средневолжский и нижнюю часть верхневолжского подъяруса. Увеличивается количество пыльцы голосеменных (73-86%). В наибольшем количестве присутствуют *Pseudopicea* spp. (5-6%), *P. variabiliformis* (3,5%), *P. magnifica* (3%), *Alisporites* spp. (3-4%), *A. similis* (1-2%), *A. grandis* (1-3%), *Protoconiferus funarius* (1-4%), *Protopicea vilujensis* (2-4%), пыльца гинкговых (4-5%), *Cycadopites* spp. (3-5%). Среди спор по-прежнему разнообразны

Stereisporites, *Osmundacidites*, *Lycopodiumsporites*, *Neoraistrickia*, а также гладкие трехлучевые споры циатейных и диптерисовых папоротников. Сокращается количество характерных юрских видов *Pseudopicea variabiliformis* и *Dipterella oblatinoides*. Появляются *Selaginella granata*, *S. utriculosa*, *S. orbiculata*, наиболее древние находки которых отмечаются на севере Сибири со средневожского подъяруса (Пыльца..., 1961; Ильина, 1985; Шурыгин, 2000 и др.).

В верхней части верхневожского подъяруса выделены слои с *Aequitriradites* spp., *Impardecispora gibberula*, *Couperisporites vanguardensis*. Среди спор в наибольшем количестве присутствуют *Cyathidites minor* (5%), *Leiotriletes* spp. (5%), *Tripartina variabilis* (4%), *Concavissporites junctum* (4%). Сокращается разнообразие *Stereisporites*, *Osmundacidites*, *Lycopodiumsporites*. Среди голосеменных в небольшом количестве присутствуют *Pseudopicea* spp. (5%), *P. variabiliformis* (3,5%), *P. magnifica* (2%), *Alisporites* spp. (2%), *A. similis* (2%), *Protoconiferus funarius* (2%), пыльца гинкговых (12%), *Cycadopites* spp. (4%). По-прежнему разнообразна пыльца хвойных древнего облика. В комплексе присутствуют споры *Couperisporites vanguardensis*, первое появление которых отмечается в верхах юры Канады (Росок, 1970). Появляются *Impardecispora gibberula* и *Aequitriradites spinulosus*, первые находки которых фиксируются на севере Сибири в верхней части верхневожского подъяруса, примерно с аммонитовой зоны *taimurensis* (Ильина, 1985; Шурыгин, 2000 и др.).

В пограничной вожско-берриасской части разреза и в нижнем берриасе выделены слои с *Plicatella exilioides*, *Podocarpus arquata*. По-прежнему доминирует пыльца голосеменных (51-71%). Среди спор в наибольшем количестве присутствуют *Cyathidites minor* (6-9%), *Osmundacidites* spp. (6%), *O. jurassicus* (1-4%), увеличивается разнообразие осмундовых и плауновидных. Среди голосеменных достаточно разнообразны подокарповые и пыльца хвойных «молодого» облика. Основу комплекса по-прежнему составляют юрские таксоны, появляются *Plicatella exilioides* и *Podocarpus arquata*, характерные для раннего мела Сибири (Болховитина, 1956; Маркова, 1971; Пыльца..., 1961; Пещевецкая, 2010).

В верхней части берриаса и низах нижнего валанжина, в слоях с *Cicatricosisporites ludbrookiae*, *Taxodiaceae* доминируют споры мхов, плауновидных и папоротников 54-73%. В наибольшем количестве присутствуют гладкие трехлучевые споры группы *Cyathidites-Leiotriletes* и споры осмундовых: *Cyathidites minor* (4-22%), *C. australis* (2-6%), *C. gradates* (2-5%), *Leiotriletes* spp. (3-8%), *Biretisporites* spp. (1-3%), *Osmundacidites* spp. (4-17%), *O. jurassicus* (1-3%), *O. wellmanii* (2%), *Osmunda densioramentata* (3-4%), *O. diversispinulata* (1-3%). Эти группы также отличаются значительным разнообразием. Разнообразны плауновидные родов *Lycopodiumsporites* и *Neoraistrickia*. Увеличивается разнообразие спор схизейных папоротников, добавляются *Trilobosporites valanjinensis*, *T. asper*, *Lygodium crispaeformis*, *Concavissimisporites multituberculatus*, *C. macrotuberculatus*, *C. variverrucatus*, *Cicatricosisporites ludbrookiae*, *Plicatella sibirica*. В каждом образце присутствует по 2-7 видов. Среди голосеменных наиболее многочисленна мешковая пыльца хвойных плохой сохранности (14-28%), пыльца гинкговых (6-17%), *Pseudopicea* spp. (3-11%), *Pseudopicea magnifica* (1-8%). Стратиграфически важной чертой комплекса является значительное увеличение разнообразия спор схизейных папоротников, типичных представителей меловых палинофлор Сибири (Маркова, 1971; Пыльца..., 1961; Решение..., 1991; Пещевецкая, 2010). В основании слоев появляются *Cicatricosisporites ludbrookiae*, *Concavissimisporites macrotuberculatus*, *C. variverrucatus* и пыльца таксодиевых, что также наблюдается в разрезе на п-ве Нордвик (север Средней Сибири) в слоях с *Foraminisporis wonthaggiensis*, *Trilobosporites valanjinensis*, *Cicatricosisporites ludbrookiae*, *C. subrotundus*, соответствующих верхнему берриасу – низам валанжина, аммонитовые зоны *Surites analogus* – нижняя часть *Neotollia klimovskiensis* (Пещевецкая, 2007).

Выше по разрезу установлены слои с *Rouseisporites* spp., *Cicatricosisporites minutaestriatus*, *Pilosisporites* spp., *Ornamentifera granulata*, которые ранее были выделены на севере Западной

и Средней Сибири по ряду опорных разрезов и материалам скважин и соответствуют нижней части раннего валанжина, середина аммонитовой зоны *Neotollia klimovskiensis* – середина *Euryptychites quadrifidus* (Пещевицкая, 2007, 2010). Доминируют споры мхов и папоротникообразных растений (60–68%). Увеличивается разнообразие спор схизейных папоротников. Появляются *Cicatricosisporites minutaestriatus*, *C. minor*, *Rouseisporites* spp., *Ornamentifera granulata*, *Pilosisporites* spp. Сокращается разнообразие пыльцы хвойных древнего облика.

В средней части нижнего валанжина, в слоях с *Concavissimisporites verrucosus*, *Lygodium pseudogibberulum* несколько увеличивается количество пыльцы голосеменных (40-44%). Наиболее многочисленна мешковая пыльца хвойных плохой сохранности (12-16%), пыльца гинкговых (1-4%), *Pseudopicea* spp. (2-5%), *P. magnifica* (6-11%). По-прежнему многочисленны и разнообразны споры плауновидных, циатейных и диптерисовых папоротников группы *Cyathidites-Leiotriletes*, а также споры осмундовых и схизейных папоротников. Среди последних появляются *Concavissimisporites verrucosus* и *Lygodium pseudogibberulum*, первые находки которых отмечаются в слоях с *Cicatricosisporites australiensis*, *Cicatricosisporites dorogensis*, *Foraminisporis dailyi*, которые установлены на севере Западной и Средней Сибири в средней части нижнего валанжина, середина аммонитовой зоны *Euryptychites quadrifidus* – середина зоны *Siberites ramulicosta* (Пещевицкая, 2007, 2010).

Выше по разрезу, в слоях с *Trilobosporites mirabilis*, *Rouseisporites radiatus* значительно увеличивается разнообразие бугорчатых и ребристых спор схизейных папоротников, в каждом образце присутствует по 4-12 видов. Определены *Trilobosporites valanjinensis*, *T. variverrucatus*, *T. grossetuberculatus*, *T. bernissartensis*, *Lygodiumsparsae tuberculatum*, *L. pseudogibberulum*, *Impardecispora gibberula*, *Concavissimisporites macrotuberculatus*, *Cicatricosisporites ludbrookiae*, *C. australiensis*, *C. mediodstriatus*, *Plicatellasibirica*. Появляются виды *Rouseisporites radiatus*, *Trilobosporites mirabilis*, первые находки которые также отмечаются в слоях с *Appendicisporites* spp., *Trilobosporites purverulentus*, *Trilobosporites uralensis*, которые установлены на севере Западной и Средней Сибири в верхней части нижнего – нижней части верхнего валанжина, середина аммонитовой зоны *Siberites ramulicosta* – середина зоны *Dichotomites bidichotomus* (Пещевицкая, 2007, 2010).

В верхах разреза установлены слои с *Pilosisporites parvispinosus*, *Gnetaceaepollenites oblongatus*. Незначительно доминируют споры мхов и папоротникообразных растений (47-50%). Среди голосеменных наиболее многочисленна мешковая пыльца хвойных плохой сохранности (14-20%) и пыльца гинкговых (3-8%). Среди спор по-прежнему многочисленны и разнообразны гладкие трехлучевые споры группы *Cyathidites-Leiotriletes* и споры осмундовых. Также сохраняется разнообразие плауновидных, бугорчатых и ребристых спор схизейных папоротников. Постоянно присутствуют *Pilosisporites* spp., *P. parvispinosus*, увеличивается разнообразие рода *Foraminisporis*, что характерно для палиностратонов верхней части валанжина и нижнего готерива (Пещевицкая, 2010).

Таким образом, в волжско-валанжинском разрезе на р. Оленек установлена последовательность из девяти спорово-пыльцевых палиностратонов, стратиграфическое положение которых контролируется данными по аммонитам, фораминиферам и диноцистам. Комплексы спор и пыльцы на всех уровнях содержат стратиграфически важные таксоны, позволяющие проводить региональную корреляцию и достаточно надежно определять возраст вмещающих отложений. Волжские спорово-пыльцевые комплексы имеют ряд признаков, которые также характерны для одновозрастных комплексов Европы и Канады.

Литература

- Болховитина Н.А. 1956. Атлас спор и пыльцы из юрских и нижнемеловых отложений Вилуйской впадины. М.: ГИН. Вып. 2. 188 с.
- Ильина В.И. 1985. Палинология юры Сибири. М.: Наука. 240 с.
- Маркова Л.Г. 1971. История развития раннемеловой флоры Западно-Сибирской низменности (по данным палинологии). М.: Недра. 100 с.
- Никитенко Б.Л., Пещевицкая Е.Б., Князев В.Г. 2014. Стратиграфия волжско-валанжинского интервала в районе р. Оленек (север Сибири) // Интерэкспо ГЕО-Сибирь-14. X Междунар. научн. конгр., 8-18 апреля 2014 г., Новосибирск: Междунар. научн. конф. «Недропользование. Горное дело. Направления и технологии поиска, разведки и разработки месторождений полезных ископаемых. Геоэкология»: сб. материалов в 4 т. Т. 1. Новосибирск: Изд-во СГГА. С. 104-109.
- Пещевицкая Е.Б. 2007. Спорово-пыльцевые биостратоны нижнего мела северных районов Сибири и их корреляционное значение // Геология и геофизика. Т. 48. № 11. С. 1210-1230.
- Пещевицкая Е.Б. 2010. Диноцисты и палиностратиграфия нижнего мела Сибири. Новосибирск: Изд-во «Гео». 230 с.
- Пыльца и споры Западной Сибири. Юра – палеоцен. 1961. Л.: ВСЕГЕИ. Вып. 177. 660 с.
- Решение 5-го межведомственного стратиграфического совещания по мезозойским отложениям Западно-Сибирской равнины (Тюмень, 1990). 1991. Тюмень: ЗапСибНИГНИ. 54 с.
- Шурыгин Б.Н. (ред.) 2000. Стратиграфия нефтегазоносных бассейнов Сибири. Юрская система. Новосибирск: Изд-во «Гео». 480 с.
- Herngreen G.F.W., Kerstholt S.J., Munsterman D.K. 2000. Callovian-Ryazanian (Upper Jurassic) palynostratigraphy of the Central North Sea Graben and Vlieland Basin, the Netherlands // Mededelingen Nederlands Instituutvoor Toegepaste Geowetenschappen TNO. Bull. 63. P. 1-97.
- Роско С.А. 1970. Palynology of the Jurassic sediments of Western Canada // Palaeontographica. Ab. B. Vol. 130. P. 1-136.

МИКРОФАУНА НИЖНЕМЕЛОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ МЕЖДУРЕЧЬЯ УБИН-АБИН (СЕВЕРО-ЗАПАДНЫЙ КАВКАЗ)

Т.Н. Пинчук

Кубанский государственный университет, Краснодар, pinchukt@mail.ru

MICROFAUNA OF THE LOWER CRETACEOUS SEDIMENTS INTERRIVERS UBIN-ABIN (NORTH-WESTERN CAUCASUS)

T.N. Pinchuk

Kuban State University, Krasnodar, pinchukt@mail.ru

В последние годы возобновился интерес нефтегазовых компаний к нижнемеловым отложениям Северо-Западного Кавказа. В 2013 г. были проведены полевые исследования выходов нижнемеловых отложений в междуречье Убин-Абин на северном склоне Западного Кавказа, с отбором образцов на литологические и микрофаунистические исследования для уточнения и биостратиграфического обоснования границ свит нижнего мела и определения источников сноса при формировании песчаных горизонтов.

Ранее обобщения биостратиграфического расчленения нижнемеловых отложений Северо-Западного Кавказа, по р. Убин, проводились достаточно подробно в 60-70 годы прошлого столетия лабораторией КраснодарНИПИнефть (ныне НТЦ Роснефть), под руководством В.Л. Егояна, который изучал аммониты. Моллюски определяла Л.В. Петренко, микрофаунистические

исследования фораминифер проводились З.А. Антоновой, Л.В. Байдовой, О.М. Калугиной, Т.А. Шмыгиной и др. В результате исследований была составлена местная стратиграфическая схема нижнемеловых отложений Северо-Западного Кавказа.

Схема расчленения нижнего мела Северо-Западного Кавказа (Егоян, 1985)									
Международная шкала				Северо-Кавказская подпровинциальная шкала по аммонитам (Егоян, 1985)	Региональная литостратиграфическая шкала (Егоян, 1985)		слои фораминифер (Антонова и др., 1974)		
система	отдел	ярус	подъярус	Зона	свита	горизонт	вид-индекс		
М Е Л О В А Я	ВЕРХНИЙ	сеноман	нижний	Mantelliceras mantelli Schloenbachia varians	Кохотх (паук)		Rotalipora appenninica и Schackoina cenomanica		
		альб	верхний	Stoliczkaia dispar	Бурханская			Guembelina washitensis	
				Mortoniceras inflatum				Anomalina biinvoluta	
			средний	Anahoplites daghestanensis Hoplites dentatus					
			нижний	Douvilleiceras mammilatum Leymeriellatar defurcata				базальный песчаный	с песчаным комплексом фораминифер
		апт	верхний	Hyacanthoplites jacobi Acanthohoplites nolani	Шапсухо				
				Colombiceras tobleri Epicheloniceras tschernyschewi					брахиоподовый
			нижний	Deshayesites deshayesi Deshayesites weissi	Убинская	убинский	Hoeglundina umboornata		
		баррем	верхний	Barremites strettostoma- -Silesitesseranonis	Афипская			куринский	Hoeglundina angusticostata
			нижний	Holcodiscus caillaudianus					фанарский
		готерив	верхний	Pseudothurmannia angulicostata Speetonicerases subinversum	Шишанская	солоткинский			
				нижний	Crioceratites nolani Acanthodiscus radiatus Saynoceras verrucisum - Neocomites neocomiensis	Чепси			
		валанжин	верхний	Kilianella raubaudiana	чаталовская			дерби	
			нижний			Riasanites rjasanensis – Fauriella boissleri			
		берриас	верхний	Pseudosubplanites (Berriasella) grandis	мачмаловская				
			нижний			Vergatosphinctes transitorius			тхаманская
		тигон	верхний						

В нашу задачу входило провести палеонтологические определения образцов из разрезов рек Иль, Хабль, Ахтырь и урочища Медвежья балка для уточнением стратификации меловых отложений в междуречье Абин-Убин. Из 37 образцов, в 30 образцах найдена микрофауна, дающая уверенную стратиграфическую принадлежность, 7 образцов не содержали микрофауну или имели неопределимые обломки раковин и ядра плохой сохранности. Объем найденной микрофауны, с видами-индексами дал точную стратиграфическую принадлежность образцов, которая отвечает свите или ее части в местной схеме, ярусу или подразделению международной стратиграфической шкалы. Найденные комплексы фораминифер сопоставлялись с коллекцией стратотипа нижнего мела по р. Убин.

Разрез нижнего мела начинается отложениями берриасского яруса. В нижней части берриас представлен преимущественно песчано-глинистыми отложениями мачмаловской свиты, толщиной 350-600 м, с горизонтом запорожских песчаников и конгломератов в основании. В верхней части мергельно-глинистыми осадками чаталовской свиты, мощностью 300-400 м, с тушепским горизонтом в подошве (до 10 м) и мергельным кобзинским горизонтом в кровле (до 50-60 м). Отложения берриасского яруса залегают согласно или с небольшим размывом на осадках титонского яруса. В глинистой и мергельной части мачмаловской и нижней части чаталовской свит в разрезе р. Убин найдены фораминиферы представленные слоями с *Pseudolamarckina reussi*, комплекс содержит виды: *Gaudryina kobsaensis* Ant. et Gned., *Vaginulina reussi* Agal., *Ramulina spinata* Ant., *Pseudolamarckina reussi* Ant., *Spirillina* aff. *kuebleri* Mjatl. и др. В глинах мачмаловской и чаталовской свит урочища Медвежья балка найдены фораминиферы: *Reophax minutissima* Bartensteinet Brand, *Glomospira charoides* (Parkerrt Jones), *Bigenerina gracilis* Antonova, *Trochammina canariforma* Chalilov и др. В большинстве разрезов северного склона породы валанжинского яруса залегают несогласно на отложениях берриаса, так как мергели кобзинского горизонта либо отсутствуют, либо сокращены по мощности. Выше по разрезу обнажаются маломощные обломочные известняки и алевритистые мергели тушепского горизонта, в которых найдены фораминиферы с близким комплексом. Выше по разрезу отмечены выходы отложений готерива и баррема. Готерив охватывает весь объем свиты чепси, солодкинско-го горизонта, шишанской свиты и фанарского горизонта.

Свита чепси сложена темно-серыми глинами с прослоями алевролитов и мергелей. В верхней части свиты отмечено частое чередование глин с прослоями и пластами известковистых алевролитов и песчаников. В прослоях мергелей встречен комплекс фораминифер, состоящий из разнообразных нодозариид, цератобулиминид и спириллинид, в тоже время сохраняются виды-индексы *Quadratina tunasica* Schokh. и *Milliospirella caucasica* Ant. et Schmig., имеющие узкое вертикальное распространение, и выше по разрезу не встречены.

Выше обнажены серые и темно-серые известковистые и слабо известковистые глины с тонкими прослоями алевролитов шишанской свиты, где в разрезах рек Убин, Иль, Ахтырь и др. найдены многочисленные виды фораминифер, с широким развитием агглютированных раковин: *Ammobaculites ubinensis* Ant. et Kalug., *Haplophragmoides bacillum* Chall., *Spiroplectamina angusta* Ant., *Dorothia pseudocostata* (Ant.). В верхах шишанской свиты появляются слои фораминифер с *Spiroplectamina magna*. Слои фораминифер *Spiroplectamina magna* охватывают и интервал нижней части афипской свиты, в глинах найдены виды *Spiroplectamina kuraensis* Ant., *Gaudryina tuchaensis* Ant., *G. barremica* Tairov, *Discorbis barremicus* Mjatl., *Conorbina miser* (Gorb.), *Neobulimina media* Ant. и др.

Далее, верхи афипской свиты охарактеризованы фауной фораминифер и содержат следующий комплекс видов: *Haplophragmoides infracretaceus* Mjatl., *Verneulinoides subfilliformis* Batt., *Dentalina* aff. *debilis* Berth., *Anomalina infracomplanata* Mjatl., *Globigerina tuschepsensis* Ant., *Bolivina kuznetzovae* Ant., *Globospirillina clara* Ant. и масса мелких *Hoeglundina* sp. Мощность афипской свиты на р. Убин около 700 м.

Аптские отложения в разрезе р. Убин сложены в основании песчаниками убинского горизонта, и выше глинами убинской свиты. Убинский горизонт сложен слабо известковистыми и неизвестковистыми песками, песчаниками и алевролитами с частыми углистыми растительными остатками

Фораминиферы, найденные в глинах убинской свиты, состоят из мелких известковистых секреторных форм *Rotaliitina intermedia* Dain, *Anomalina infracomplanata* Mjatluk и др., и агглютинирующих видов: *Gaudryina tuchaensis* Ant., *Trochammina subdepressa* Ant., *T. glomerata* Ant., *Haplophragmoides sublimis* Ant., *H. subagrestus* Ant. и др. Мощность нижнего апта на р. Убин около 500 м.

Полный список фораминифер, найденных в разрезах нижнего мела междуречья рек Абин-Убин, содержит 123 вида из 57 родов. Несмотря на довольно значительные отличия видового и родового состава фораминифер от берриаса до альба, все указывает на генетическую преемственность многих представителей фораминифер по разрезу нижнего мела. Возраст устанавливался по находкам видов индексов фораминифер или характерного комплекса того или иного интервала, по появлению или исчезновению пограничных интервалов.

Экологические условия обитания фораминифер по разрезу нижнего мела в междуречье Абин-Убин указывают на полносолёный морской бассейн, с фациями погруженного шельфа, глубинами более 200 метров, с кратковременными регрессиями, связанными с формированием песчаных горизонтов в подошве, каждой свиты. Фациально по разрезу нижнего мела выделяются шесть горизонтов, содержащих обломочные породы: запорожский (берриас), дерби (нижний валанжин), солодкинский, фанарский (верхний готерив), убинский и свита шапсухо (апт). Три нижних горизонта: запорожский, дерби и солодкинский содержат значительное количество карбонатного материала от мелких фракций до крупных глыб и цементированные преимущественно карбонатным цементом, в большинстве являются плотными породами с низкими коллекторскими свойствами. Основными факторами, определяющими ход формирования и размещения нижнемеловых песчаников в Западно-Кавказском бассейне, являлось существование, и неравномерное проявление во времени нескольких источников поступления обломочного материала и широкое развитие конседиментационных процессов. Нижнемеловые песчаные горизонты, представляют ограниченные по протяженности и площади песчаные тела линзовидной линейной формы, способные содержать УВ.

Литература

Антонова З.А., Байдова Л.А., Калугина О.М., Шмыгина Т.А. 1974. Расчленение нижнемеловых отложений северо-западного Кавказа по данным изучения фораминифер // Советская геология. № 7. С. 97-111.

Антонова З.А., Пинчук Т.Н., Бондаренко С.П. 2000. Стратиграфическое расчленение юрских и нижнемеловых нефтегазоносных толщ с использованием надсемейства *Ceratobulimina* (по материалам Северо-Западного Кавказа и Западного Предкавказья) // Сб. науч. трудов ОАО «СевКавНИПИгаз». Вып. 32. Ставрополь. С. 23-32.

Байдова Л.А. 1969. Расчленение разреза нижнемеловых отложений междуречья Пшеха-Курджипс по фораминиферам // Тр. КФ ВНИИ. Вып. 19. С. 189-195.

Егоян В.Л. 1964. Очерк стратиграфии нижнего мела Северо-Западного Кавказа // Тр. КФ ВНИИ. Вып. 12. М.: Недра. С. 113-153.

ТИНТИННИДЫ ИЗ БЕРРИАССКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ВОСТОЧНОГО КРЫМА (БАССЕЙН РЕКИ ТОНАС)

Е.С. Платонов

ФГУ НПП «Геологоразведка», Санкт-Петербург, platonov_egor@inbox.ru

TINTINNIDS FROM THE BERRIASIAN DEPOSITS OF EASTERN CRIMEA (TONAS RIVER BASIN)

E.S. Platonov

FGU NPP «Geologorazvedka», Saint Petersburg, platonov_egor@inbox.ru

Тинтинниды – отряд наружнораковинных простейших, достоверно известные с триаса и по сей день, имеют большое значение для зональной стратиграфии пограничных отложений юры и мела области Тетис. По данной группе микроорганизмов созданы подробные зональные схемы расчленения отложений титона – валанжина Южной Европы и Северной Африки.

Ранее, в разрезе титона – берриаса в Восточном Крыму (Двужорная бухта, окрестности г. Феодосия) удалось установить три стандартные зоны по тинтиннидам: *Chitinoidea*, *Crassicollaria* (титон) и *Calpionella* (ранний берриас) (Платонов и др., 2014). Из разрезов на р. Тонас и руч. Кучук-Узень впервые определено и описано 10 видов тинтиннид. В результате проведенных исследований удалось установить, что отложения из данных разрезов относятся к зоне *Calpionella*.

Разрез на р. Тонас состоит из двух частей: титонской (возраст этой части разреза ранее был установлен условно) и берриасской (рис. 1.). Из конгломератов пачки 15 был определен вид *Chitinoidea boneti*. Данный вид распространен повсеместно в области Тетис (Pop, 1994; Benzaggag, 2009; Michalík, Reháková, 2011 и др.). Интервал распространения вида ограничивается титоном. Нахождение этого вида в конгломерате пачки 15 указывает на титонский возраст нижележащих биогермных известняков. К сожалению, на основе имеющихся данных, оценить глубину размыва невозможно. В кровле пачки 16 найден вид *Calpionella* sp. (рис. 1). Интервал распространения рода *Calpionella* Log. титон – валанжин. Из пачки 18, на одном уровне с берриасским аммонитом *Berriasella jacobii* установлен вид *Calpionella alpina* (титон – берриас). Данный вид является видом-индексом подзоны *alpina* зоны *Calpionella*. Подошва подзоны устанавливается по преобладанию вида-индекса над другими видами. Этот же вид встречен в пачках 20, 22, в подошве пачки 24 и в кровле пачки 38.

На уровне пачки 20, в разрезе появляется первый исключительно берриасский вид тинтиннид – *Tintinnopsella doliphormis*. В этой же пачке были обнаружены *Crassicollaria parvula* (титон – берриас) и *T. carpathica* (титон – валанжин). Оба вида являются сопутствующими виду *C. alpina* и характерными для одноименной подзоны (Lakova, 1993; Andreini et al., 2007; Michalík, Reháková, 2011 и др.). Появление в разрезе в подошве пачки 30 вида *C. minuta* (берриас – ранний валанжин) говорит о том, что эта часть разреза относится к верхней части подзоны *alpina*. Этот комплекс тинтиннид прослеживается по всему разрезу, за исключением пачек 39 – 44, из которых не производился отбор проб (рис. 1). Исходя из подобного распределения тинтиннид по разрезу, можно сделать вывод о том, что изученная часть разреза относится к зоне *Calpionella*, подзоне *alpina*.

Проводя сравнительный анализ стратиграфического распространения аммонитов и тинтиннид из разреза в Двужорной бухте (Платонов и др., 2014) и на р. Тонас, можно предположить, что следующая подзона – *elliptica* зоны *Calpionella* может быть установлена в данном разрезе при отборе проб из верхней части.

Комплекс тинтиннид в разрезе на ручье Кучук-Узень сходен с комплексом в разрезе на р. Тонас (рис. 2). Здесь в пачках 1, 3 и 4 встречен вид *Calpionella alpina*. Сопутствующими видами являются *Tintinnopsella carpathica*, *Cr. parvula*, *Cr. massutiniana* (титон – берриас). В центральной

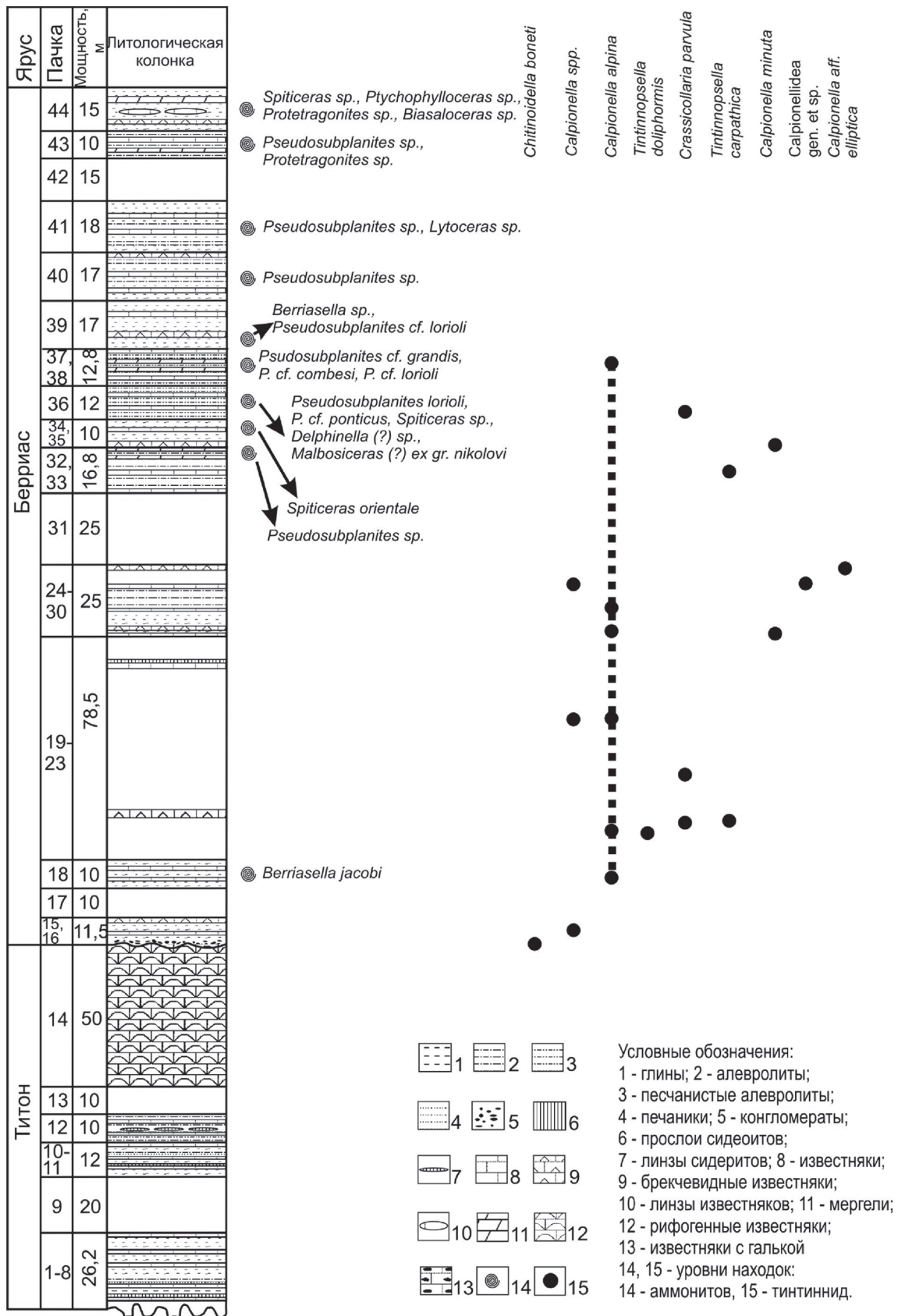


Рис. 1. Распространение тинтиннид в разрезе на р. Тонас.

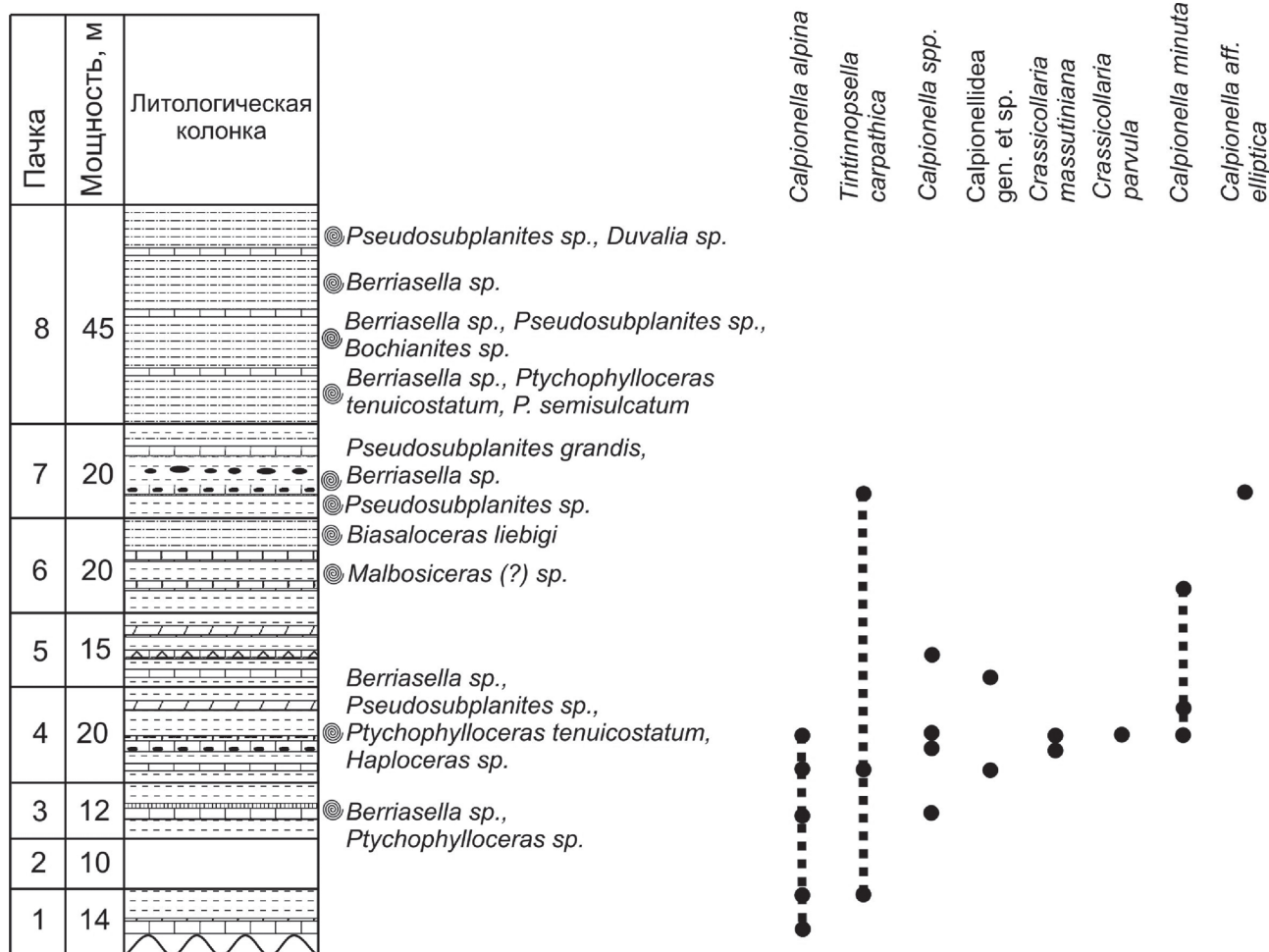


Рис. 2. Распространение тинтинид в разрезе на руч. Кучук-Узень (условные обозначения см. на рис. 1).

части пачки 4, на одном уровне с берриасским аммонитом *Berriasella* sp. появляется вид *C. minuta* (рис. 2). Как отмечалось выше, *C. minuta* указывает на верхнюю часть подзоны alpina.

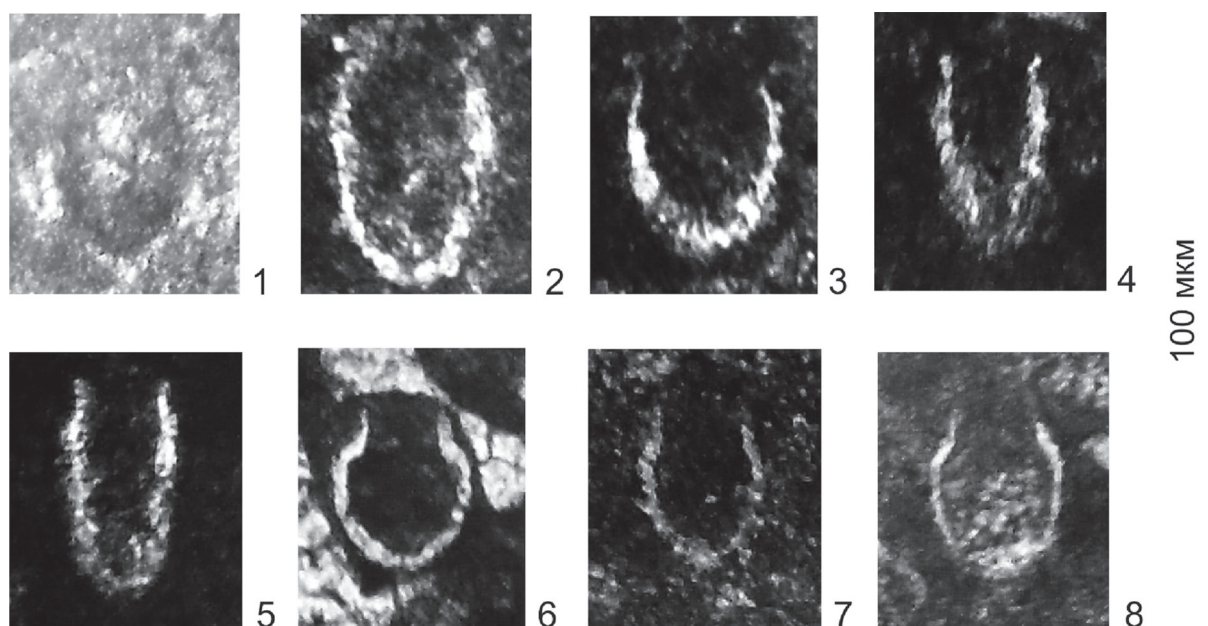
В подошве пачки 7 найдено два экземпляра *Calpionella* aff. *elliptica*, имеющих специфичную форму раковины. По устному сообщению И. Лаковой (Геологический институт Болгарской АН), это промежуточная форма между видами *C. alpina* и *C. elliptica*. Из этого следует, что верхняя часть пачки 7 и пачка 8 могут быть отнесены к подзоне elliptica, но в пробах, отобранных из этой части разреза тинтиниды не установлены.

Литература

Платонов Е.С., Лакова И., Аркадьев В.В. 2014. Тинтиниды из пограничных отложений юры и мела Восточного Крыма // Вестник СПбГУ, сер. 7. Вып. 2. С. 57-81.

Andreini G., Caraguel J. E., Parisi G. 2007. Calpionellid biostratigraphy of the Upper Tithonian – Upper Valanginian interval in Western Sicily (Italy) // Birkhäuser Verlag, Basel. P. 179-198.

Таблица.



1. *Chitinoidella boneti* – р. Тонас, титон. Подошва пачки 15
2. *Tintinnopsella dolipormis* – р. Тонас, берриас. Пачка 19.
3. *Tintinnopsella carpathica* – р. Тонас, берриас. Пачка 20.
4. *Crassicollaria parvula* – руч. Кучук-Узень, берриас. Пачка 4.
5. *Crassicollaria massutiniana* – руч. Кучук-Узень, берриас. Пачка 4.
6. *Calpionella alpine* – р. Тонас, берриас. Пачка 24.
7. *Calpionella minuta* – руч. Кучук-Узень, берриас. Пачка 4.
8. *Calpionella* aff. *elliptica* – р. Тонас, берриас. Подошва пачки 31.

Benzaggagh M. Cecca F. 2009. Biostratigraphic distribution of ammonites and calpionellids in the Tithonian of the internal Prerif (Masila area, Morocco) // Research paper. P. 1–15.

Lakova I. 1993. Middle Tithonian to Berriassian praecalpionellid and calpionellid zonation of the Western Balkanides, Bulgaria // Geol. Balcanica. Sofia. Vol. 23, N 6. P. 3-24.

Michalík J., Reháková D. 2011. Possible markers of the Jurassic/Cretaceous boundary in the Mediterranean Tethys: A review and state of art // Geoscience frontiers. Vol. 2. N 4. P. 475-490.

Pop G. 1994. Calpionellid evolutive events and their use in biostratigraphy // Rom. J. Stratigraphy. Bucharest. N 76. P. 7-24.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ РАЗВИТИЕ ГАЙОТОВ МАГЕЛЛАНОВЫХ ГОР И СОПРЕДЕЛЬНЫХ РАЙОНОВ В МЕЛОВОЕ ВРЕМЯ

**С.П. Плетнев¹, М.Е. Мельников², О.А. Смирнова¹, Т.А. Пунина³, Ю.Д. Захаров³,
О.А. Корчагин⁴**

¹*Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева ДВО РАН, Владивосток,
pletnev@poi.dvo.ru*

²*ГНЦ «Южморгеология», Геленджик, m_e_melnikov@mail.ru*

³*Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, Владивосток, pounta@mail.ru*

⁴*Геологический институт РАН, Москва, okorchag@gmail.com*

GEOLOGIC DEVELOPMENT OF THE MAGELLAN SEAMOUNTS AND SURROUNDING AREAS IN CRETACEOUS

S.P. Pletnev¹, M.E. Melnikov², O.L. Smirnova¹, T.A. Punina³, Yu.D. Zakharov³, O.A. Korchagin⁴

¹*Plichev Pacific Oceanological Institute FEB RAS, Vladivostok, pletnev@poi.dvo.ru*

²*SSC «Yuzhmorgeologiya», Gelendzhik, m_e_melnikov@mail.ru*

³*Far East Geological Institute FEB RAS, Vladivostok, pounta@mail.ru*

⁴*Geological Institute RAS, Moscow, okorchag@gmail.ru*

Магеллановы горы – дугообразная цепь подводных вулканических гор, длиной более чем 1200 км, разделяет Восточно-Марианскую котловину на две впадины: Пигафета и Сайпан. На западе они граничат с Марианской системой желобов, а на юго-востоке – с поднятиями Больших Каролинских и Маршалловых островов. Их линейная протяженность по широте на 1200 км, приуроченность к зоне субдукции на западе и расположение на древнем участке океанической коры давно привлекает внимание исследователей как модельного объекта для проверки различных геодинамических построений.

В период 2002-2010 гг. силами ГНЦ «Южморгео» при участии авторов были проведены геолого-геофизические исследования Магеллановых гор с борта НИС «Геленджик». Комплексные работы (батиметрическая съемка многолучевым эхолотом, геоакустическое, магнитное и фототелевизионное профилирование; сбор каменного материала драгами и погружными буровыми установками) значительно расширили представления о геоморфологии и геологии исследуемого района. В частности, было обосновано разделение Магеллановых гор на Западное и Восточное звено.

Геологический разрез Магеллановых гор сложен вулканитами, осадочными породами мезозоя – кайнозоя, и в нем можно выделить три структурно-формационных яруса. Нижний сложен преимущественно вулканитами (толеиты, океаниты, плагиобазальты), характерными для островов и поднятий, и встречен до глубин 3000 м. Второй ярус образуют субщелочные и щелочные базальтоиды (пикриты, оливинные базальты и трахибазальты). Они залегают в виде лавовых потоков небольшой мощности и широко распространены выше 3000 м. По мнению И.Н. Говорова (Волохин и др., 1995), возраст горных сооружений исследуемого района позднеюрский – раннемеловой. Это хорошо согласуется со средне- и позднеюрским возрастом плит соседних котловин. Имеющиеся данные по абсолютному датированию базальтов на Магеллановых горах варьируют от барремского до маастрихтского возраста. Третий ярус сложен, преимущественно, осадочными породами мела и кайнозоя, которые по органическим остаткам микро – и макрофауны подразделены на возрастные комплексы: апт-сеноманский, сантон-маастрихтский, верхнепалеоцен-эоценовый, средне (?) -верхнемиоценовый. Рыхлые осадки сформированы в плиоцен-четвертичное время. Более детальная характеристика данных

возрастных комплексов нами дана ранее (Плетнев, 2012; Плетнев и др., 2010), и она же послужила основой геологического анализа развития Магеллановых гор.

Главную роль в истории Магеллановых гор, вероятно, сыграли тектонические события на рубеже юры-мела или чуть ранее, когда в результате деформации океанической плиты, ее отдельные блоки начали воздыматься на 3000-3500 м. В это же время происходит мощное вулканическое излияние, и формируются основные морфологические черты будущих гайотов. Дальнейшее рельефообразование в апте – палеогене было обусловлено сложным взаимодействием процессов вулканизма, изменением уровня моря, абразией и рифообрастанием.

На основе соотношения мелководных и глубоководных литолого-палеонтологических признаков установлены ««трансгрессивные» и «регрессивные» фазы в развитии гайотов Магеллановых гор, которые нашли свое отражение в цикличности формирования типоморфных горных пород. Трансгрессии контролировали темпы и характер седиментации. В регрессивные эпохи расширяются площади мелководного осадконакопления и возникали перерывы седиментации.

В меловой истории гайотов Магеллановых гор отчетливо фиксируются следы двух (позднеальб-сеноманской и позднекампан-маастрихтской) трансгрессий. Они по времени совпадают с высоким стоянием уровня моря на окраинах континента (Найдин и др., 1986), что доказывает их эвстатическую природу. Судя по макрофауне, вершины будущих гайотов в мелу были близко к уровню океана, и глобальные изменения уровня океана контролировали смену рифовых экосистем пелагическими. В апте и начале альба на гайотах Федорова, Бутакова, Альба и Ита-Май-Тай формировались конгломераты, гравелиты и песчаники. Это в сочетании с коррелятными им глубоководными фациями (том числе турбидитов) в соседних котловинах Сайпан (СКВ. 585 DSDP) и Пигафета (СКВ. 801 ODP) указывает на существование архипелаговой системы островов и большой амплитуды перепада глубин от вершин до дна. Многие современные вершины подводных гор Мид-Пацифики покрыты шапками меловых рифогенных известняков разной мощности. Эпоха раннего мела в этом обширном районе была временем активной абразии вулканических вершин во всей Мид-Пацифике, а ее средняя скорость оценивается до 1,5 км в миллион лет [5]. Конфигурацию и рельеф вершинных поверхностей подводных гор определяли прочность пород, наличие окаймляющих коралловых рифов и скорость опускания вулканической постройки. Современным гомологом меловых гайотов могут быть острова Французской Полинезии и Гейш, где амплитуда рельефа вершинной поверхности составляет сотни метров. Надо полагать, что выравнивание вершинного плато гайотов происходило не только в результате абразии, но и за счет аккумуляции осадков в пониженных участках рельефа. Такова была палеогеографическая обстановка в районе Магеллановых гор накануне первой трансгрессии.

Восточнее Магеллановых гор, на ряде гайотов Мид-Пацифики (СКВ. 865 ODP), кораллово-рудистовые экосистемы активно развивались в период с баррема по сеноман, сформировав карбонатную платформу с мощностью до 2 км. На Магеллановых горах наиболее древние коралловые постройки имеют аптский возраст (Федорова, Ита-Май-Тай, Бутакова). Метахронность в появлении первых рифостроителей можно объяснить возможной денудацией доаптских известняков на Магеллановых горах, но этому противоречит отсутствие органических остатков соответствующего возраста в соседних котловинах. Вероятно, возрастное различие было связано с более поздним выходом вершин Магеллановых гор на поверхность.

Позднеальб-сеноманская трансгрессия на Магеллановых горах развивалась на фоне глобального термохрона. Океаны были галокалинными и тепловодными (Vogt, 1989). Термальный вертикальный градиент был нейтральный, а придонные водные массы были заражены аммиаком, сероводородом и метаном. В океанах возникали условия аноксии. Одно из таких событий нами зафиксировано во второй половине сеномана (событие MCE-1) на гайотах Бутакова, Говорова и Маровой.

Позднекампан-маастрихтская трансгрессия зафиксирована на большинстве изученных гайотов Магеллановых гор. Ход трансгрессии, по-видимому, не был единым циклом, а прерывался регрессией и падением придонных температур. Изотопные данные по белемниту с гайота Геленджик показали низкие температуры (9-10⁰С) в раннем маастрихте (Zakharov et al., 2010). На неблагоприятные условия для развития планктона в это время на Магеллановых горах указывают и результаты изучения фораминифер (Корчагин и др., 2011).

Пространственный анализ древних фоссилий и возраст магматических пород не позволяют проследить возрастную тенденцию в формировании цепи гайотов Магеллановых гор. Более того, на синхронное развитие гайотов западного и восточного звена Магеллановых гор в позднем мелу и кайнозое указывает одновременность роста рудных корок, эпох вулканизма; аноксидных событий и олигоценовый перерыв осадконакопления.

Ранее, в западной части Тихого океана выделены региональные палеогеографические рубежи, отражающие переломные этапы в мел-кайнозойской истории исследуемого района (Плетнев, 2012). В переходной зоне с ними связана пространственно-временная последовательность образования впадин и котловин окраинных морей. Выделенные рубежи фиксируют широтное усложнение островодужных систем за счет появления новых задуговых и междуговых бассейнов, остаточных и передовых вулканических дуг. На Магеллановых горах переломным рубежам соответствуют начало трансгрессивных фаз развития гайотов, активизация роста рудных корок и вулканизма. Поиск инвариантов кульминации региональных рубежей показал, что им обычно предшествовали природные события более высокого порядка: эпохи усиления тектонических процессов и внутриплитового магматизма, перестроение движений литосферных плит в Тихом океане и другие процессы.

Литература

- Волохин Ю.Г., Мельников М.Е., Школьник Э.Л. и др. 1995. Гайоты Западной Пацифики. М.: Наука. 308 с.
- Корчагин О.А., Плетнев С.П., Мельников М.Е. 2011. Планктонные фораминиферы верхней части кампана-нижнего маастрихта Магеллановых гор (Гайот Говорова), Тихий океан // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2011. Т. 19. № 3. С. 48-55.
- Менард Г.У. 1966. Геология дна Тихого океана. М.: Мир. 272 с.
- Найдин Н.П., Похиалайнен В.П., Кац Ю.И., Красилов В.А. 1986. Меловой период: палеогеография и палеоокеанология. М.: Наука. 242 с.
- Плетнев С.П. 2012. Палеогеография осадочных бассейнов западной части Тихого океана (Поздний мел-кайнозой) // Автореф. докт. дисс. Владивосток: Дальнаука. 45 с.
- Плетнев С.П., Мельников М.Е., Пунина Т.А., Захаров Ю.Д., Смышляева О.П. 2010. Меловые отложения гайотов Магеллановых гор // Меловая система России и ближнего зарубежья. проблемы стратиграфии и палеогеографии. Тезисы докл. V совещ. Ульяновск. С. 283-287.
- Vogt P.R. 1989. Volcanogenic upwelling of anoxic, nutrient-rich water. A possible factor in carbonate-bank reef demise and benthic faunal extinctions // Bull. Geol. Soc. Amer. Vol. 101. P. 1225-1245.
- Zakharov Y.D., Melnikov M.E., Pletnev S.P. et al. 2010. Supposed deep-water temperature fluctuations in the Central Pacific during latest Cretaceous time: first evidence from isotopic composition of belemnite rostra // Cephalopods – Present and Past. Tokyo: Tokai University Press. P. 267-285.

ФОРАМИНИФЕРЫ И БИОСТРАТИГРАФИЯ СЕНОМАНА-ТУРОНА ЗАПАДНОЙ СИБИРИ

В.М. Подобина, Т.Г. Ксенева

Томский государственный университет, Томск, podobina@ggf.tsu.ru

CENOMANIAN-TURONIAN FORAMINIFERA AND BIOSTRATIGRAPHY OF WESTERN SIBERIA

V.M. Podobina, T.G. Kseneva

Tomsk State University, Tomsk, podobina@ggf.tsu.ru

В последние годы нами опубликованы результаты новых исследований сеноманских и туронских отложений из разрезов скважин северного палеобиогеографического района Западной Сибири (Подобина, 2009, 2012). Материалом для настоящего исследования послужили 20 образцов керна, отобранные в 2013 году из разреза скв. 1016 Парусовой площади, расположенной восточнее п-ва Ямал. В каждом образце микрофаунистическим анализом обнаружены комплексы фораминифер разного систематического состава, представленные агглютинированными кварцево-кремнистыми раковинами. Эти комплексы найдены в уватском и кузнецовском горизонтах и являются почти единственной основой для установления возраста вмещающих пород. Определение возраста уватского горизонта имеет большое практическое значение, т.к. к нему приурочены промышленные залежи углеводородов. Кузнецовский горизонт представляет единую глинистую покрывку, сохранившую эти углеводороды от разрушения. Сеноманские комплексы фораминифер ранее встречены в разрезах уватского горизонта на других площадях северного района (Ван-Еганская, Тазовская, Пурпейская площади, р-н Северска), что указывает на морские условия формирования отложений начавшейся бореальной трансгрессии. В отличие от сеноманских, туронские комплексы широко распространены не только на севере Западной Сибири, но и по всей территории этого региона. Это свидетельствует о широком распространении туронской трансгрессии.

Фораминиферы и биостратиграфия сеномана и турона северного района Западной Сибири ранее изучены многими исследователями, в том числе и авторами настоящей статьи (Еремеева, Белоусова, 1961; Заспелова, 1948; Захаров и др., 1989; Подобина, 2000, 2014; Подобина, Таначева, 1967).

Как и на Ван-Еганской, Тазовской, Пурпейской площадях, в данной работе определен систематический состав позднесеноманских и раннетуронских комплексов фораминифер в разрезе скважины 1016 Парусовой площади, а также описано их стратиграфическое значение.

Комплекс позднего сеномана разреза скв. 1016 отличается от таковых Ван-Еганской и других площадей (Подобина, 2012). Он значительно обеднен по систематическому составу, и агглютинированные кварцево-кремнистые раковины отдельных видов – недостаточно хорошей сохранности, так что виды-индексы и характерные сопутствующие виды установить затруднительно. Раннетуронский комплекс, обнаруженный почти во всех отобранных образцах данного разреза из низов кузнецовского горизонта, очень разнообразен с преобладанием вида-индекса *Gaudryinopsis angustus* Podobina. Этот комплекс сходен с таковыми, изученными В.М. Подобиной во многих разрезах Западной Сибири (Подобина, 2000, 2009, 2012, 2014; Подобина, Таначева, 1967).

Во всех 8 образцах, отобранных из уватского горизонта (Парусовая пл., скв. 1016; интервал глубин 1048,8-1031,5 м), в основном преобладают трудно определимые остатки раковин фораминифер. Однако наряду с ними из наиболее хорошо сохранившихся форм удалось установить роды позднего сеномана: *Haplophragmoides*, *Ammomarginulina*, *Trochammina*, *Verneuilinoides*,

Gaudryinopsis. Наряду с ними отмечен вид-индекс одного из позднеэоценовых комплексов – *Gaudryinopsis nanushukensis* (Tappan) *elongates* Podobina.

В целом условно определены следующие виды: *Psammosphaera laevigata* White, *Saccamina micra* Bulatova, *Rhabdammina discreta* Brady, *Haplophragmoides* cf. *variabilis* Podobina, *Ammomarginulina* cf. *sibirica* Podobina, *Ammoscalaria* sp. indet., *Trochammina* aff. *wetteri* Stelck et Wall *tumida* Podobina., *Gaudryinopsis* aff. *nanushukensis* (Tappan) *elongatus* Podobina. Наиболее многочисленны уплощенные раковины родов *Ammomarginulina* и *Trochammina*.

В 12 образцах из интервала 1019,9-1005,0 м (скв. 1016) обнаружены агглютинированные кварцево-кремнистые фораминиферы хорошей сохранности. Литологически образцы состоят из известковых темно-серых аргиллитов кузнецовского горизонта. В раннетуронском комплексе с *Gaudryinopsis angustus* преобладают представители родов *Haplophragmoides*, *Trochammina* и *Gaudryinopsis*, причем количество вида-индекса в некоторых образцах достигает 50 и более экземпляров. Этот вид, наряду с *Trochammina wetteri* Stelck et Wall, количественно значительно преобладает в комплексе над остальными видами. Основной видовой состав комплекса с *Gaudryinopsis angustus*: *Psammosphaera laevigata* White, *Saccamina complanata* (Franke), *Lituotuba confusa* (Zaspelova), *Reophax inordinatus* Young, *Labrospira collyra* (Nauss), *Haplophragmoides rota* Nauss *sibiricus* Zaspelova, *H. crickmayi* Stelck et Wall, *Asarotammina antisa* Podobina, *Ammomarginulina* cf. *haplophragmoidaeformis* (Balakhmatova), *Haplophragmium incomprehensibile* (Ehremeeva), *Trochammina subbotinae* Zaspelova, *Trochammina wetteri* Stelck et Wall, *Gaudryinopsis angustus* Podobina, *Pseudoclavulina hastata* (Cushman), *Uvigerina manitobensis* (Wickenden). Раковины, за исключением совершенно белых азаротаммин и литуотуб – светло-серого цвета и все обладают мелкозернистой структурой стенки. Среди перечисленных видов для данной части разреза (нижний турон), наряду с видом-индексом, наиболее характерны *Ammomarginulina haplophragmoidaeformis* (Balakhmatova), *Uvigerina manitobensis* (Wickenden). Преобладание в комплексе трохаммин и гаудринопсисов свидетельствует об относительно глубоководных и благоприятных условиях для развития представителей отряда Aтахophragmiida.

По сравнению с эоценовой в раннем туроне бореальная трансгрессия значительно расширилась, заняв территорию не только Парусовой площади, но и всей Западной Сибири: на юге до возвышенностей Казахстана, на западе до Урала и на востоке прослеживается до меридиана пос. Напас (на р. Тым). Гидрологический режим (глубина, температура, химический состав воды и другие факторы) был благоприятен для повсеместного развития фораминифер раннетуронского комплекса с *Gaudryinopsis angustus*. Многие виды этого комплекса имеют сходство с таковыми Канадской провинции (Сев. Канада, Wall, 1967 и Сев. Аляска, Tappan, 1962). Предполагается, что появление и развитие эоцено-туронских фораминифер произошло в центре Арктической палеобиогеографической области, а затем они распространились в пределы Западно-Сибирской и Канадской провинций, входящих в состав этой области.

Литература

Еремеева А.И. Белоусова Н.А. 1961. Стратиграфия и фауна фораминифер меловых и палеогеновых отложений восточного склона Урала и Северного Казахстана // Материалы по геологии и полезным ископаемым Урала. М. Вып. 9. С. 3-189, 38 пал. табл.

Заспелова В.С. 1948. Фораминиферы верхнеюрских и меловых отложений Западно-Сибирской низменности // Микрофауна СССР. Сб. 1. С. 189-210, 3 пал. табл.

Захаров В.И., Бейзель А.Л. Похилайнен В.П. 1989. Открытие морского эоцена на севере Сибири // Геология и геофизика. № 6. С. 10-13.

Подобина В.М. 2000. Фораминиферы и биостратиграфия верхнего мела Западной Сибири. Томск: Изд-во НТЛ. 388 с., 80 пал. табл.

Подобина В.М. 2009. Фораминиферы, биостратиграфия верхнего мела и палеогена Западной Сибири. Томск: Изд-во ТГУ. 430 с., 73 пал. табл.

Подобина В.М. 2012а. Новые сведения по фораминиферам и биостратиграфии верхнего сеномана северного района Западной Сибири // Томск: Вестник ТГУ. № 361. С. 182-187, 3 пал. табл.

Подобина В.М. 2012б. Новые сведения по биостратиграфии и фораминиферам турона Западной Сибири // Томск: Вестник ТГУ. № 364. С. 181-184, 3 пал. табл.

Подобина В.М. 2014. Новые сведения по биостратиграфии и фораминиферам сеноман-турона северного района Западной Сибири (Парусовая площадь) // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Сибири. № 1 (17). С. 3-11.

Подобина В.М., Таначева М.И. 1967. Стратиграфия газоносных верхнемеловых отложений северо-восточных районов Западно-Сибирской низменности // Новые данные по геологии и полезным ископаемым Западной Сибири. Томск: Изд-во Том. ун-та. Вып. 2. С. 89-99.

Tappan H. 1962. Foraminifera from the Arctic slope of Alaska / Pt. 3, Cretaceous Foraminifera // U.S. Geol. Survey. Prof. Paper. № 236-c. P. 91-209.

Wall J. 1967. Cretaceous Foraminifera of the Rocky Mountain Foothills, Alberta // Res. Council Alberta. Bull. Vol. 20. 185 p., 15 pls.

НОВЫЕ ДАННЫЕ ПО БИОСТРАТИГРАФИИ АЛЬБА ЗАПАДНОЙ СИБИРИ (ПО ФОРАМИНИФЕРАМ)

В.М. Подобина, Г.М. Татьяна

Томский государственный университет, Томск, podobina@ggf.tsu.ru

NEW DATA ON THE ALBIAN BIOSTRATIGRAPHY OF WESTERN SIBERIA (BY FORAMINIFERA)

V.M. Podobina, G.M. Tatyana

Tomsk State University, Tomsk, podobina@ggf.tsu.ru

Отложения альбского возраста прослеживаются в ханты-мансийском горизонте, составляющим среднюю часть покурской серии. К этой же серии относится и вышерасположенный сеноманский уватский горизонт. Промышленные углеводороды в этих горизонтах сохранились благодаря мощной (более 1000 м) глинистой турон-четвертичной покровке.

Ханты-мансийский горизонт на большей части центрального палеобиогеографического района Западной Сибири представлен континентальными фациями. По новым данным можем представить, что бореальная альбская трансгрессия покрыла территорию северного района до среднего течения р. Оби. Бореальная трансгрессия в Зауралье (западный район) проникла с начала альба (Булатова, 1976). Породы ханты-мансийского горизонта в Зауралье представлены чередованием серых аргиллитов и алевролитов морского генезиса. Они насыщены агглютинированными кварцево-кремнистыми раковинами фораминифер, наряду с которыми встречаются и известковые секреторные формы. Отложения этого горизонта на Самотлорской площади (северный район) состоят в основном из серых алевролитов и песчаников также морского генезиса (Подобина, 2013). Они опробованы образцами (более 100 обр.) в разрезах 10 скважин. Обнаруженные в каждом образце в большом количестве грубозернистые агглютинированные раковины фораминифер определены в основном до видовых таксонов.

З.И. Булатова (1976) в Зауралье впервые детально изучила биостратиграфию и фораминиферы ханты-мансийского горизонта, выделив по этим остаткам микрофаунистические зоны и подзоны трех подъярусов альба.

Обобщающие сведения по альбским фораминиферам Зауралья известны по работе Э.О. Амона (2005). В.А. Захаровым и др. (2000) опубликованы сведения по литологии и макромерным остаткам альба Зауралья. В.А. Маринов в последней Региональной стратиграфической схеме по альбу (2005) отметил зональные подразделения ханты-мансийского горизонта по фораминиферам, но с другими видами-индексами.

На территории Самотлорской площади, относящейся, как указывалось, к северному району, автором (2013) впервые изучены морские отложения ханты-мансийского горизонта, включающие обильные комплексы агглютинированных фораминифер средне- и позднеальбского возраста. При сравнении найденных комплексов фораминифер Самотлорской площади с таковыми Зауралья можно отметить некоторое их сходство по родовому и видовому составу. В противоположность зауральским самотлорские раковины фораминифер худшей сохранности. Однако, исследуя эти фораминиферы, можно установить некоторые общие виды с зауральскими и североаляскинскими (Булатова, 1976; Tappan, 1962), что позволяет наметить по разрезу ханты-мансийского горизонта Самотлорской площади два альбских комплекса фораминифер. Среднеальбский комплекс автором отмечен двумя видами-индексами – *Ammobaculites fragmentarius*, *Gaudryinopsis filiformis*. В вышележащих отложениях ханты-мансийского горизонта установлены верхнеальбские отложения, содержащие комплекс фораминифер с *Ammotium braunsteini*, *Verneuilinoides borealis assanoviensis*. Отложения с данными комплексами установлены автором как одноименные зоны среднего и верхнего альба (Подобина, 2013). В последней Региональной стратиграфической схеме (2005) по альбу Западной Сибири вид *Verneuilinoides borealis* Tappan *assanoviensis* (Zaspelova) отмечается характерным для всего альба и в то же время определен как один из видов-индексов для слоев среднего и верхнего альба совместно с разными видами рода *Ammosiphonia* (*A. jamaica* – верхний, *A. beresoviensis* – средний альб). На наш взгляд, видами-индексами для альбских комплексов могут быть представители родов *Ammobaculites*, *Ammotium*, *Verneuilinoides* и *Gaudryinopsis*.

В разрезах 10 скважин ханты-мансийского горизонта Самотлорской площади обнаружены многочисленные кварцево-кремнистые фораминиферы, систематический состав которых указывает на средне- и позднеальбский возраст вмещающих отложений. Нижний альб, по данным фораминифер, на Самотлорской площади пока не обнаружен. Наши исследования в некоторой мере соответствуют данным З.И. Булатовой (1976) по Зауралю. Однако установленные на Самотлорской площади зоны фораминифер значительно отличаются от таковых, известных по последней региональной стратиграфической схеме (2005) по альбу Западной Сибири, как своими индекс-видами, так и другими характерными таксонами.

Среднеальбские отложения отмечены по семи разрезам скважин (объект «Самотлор-нефтегаз») и состоят из переслаивания серых песчаников и алевролитов. В породах этих разрезов в значительных количествах встречаются среднеальбские виды: *Recurvoides leushiensis* Bulatova, *Ammobaculites fragmentarius* Cushman и др. Многочисленны и своеобразны (короткие пирамидки) раковины нового рода и вида *Pseudoverneuilina albica* Podobina. Почти во всех разрезах среднего альба единичными экземплярами встречены псевдоморфозы известковых форм. Необходимо отметить присутствие в среднеальбской зоне следующих видов фораминифер: *Hyperammia pulverea* Bulatova, *Reophax troyeri* Tappan, *Haplophragmoides reconditus* Bulatova, *Recurvoides leushiensis* Bulatova, *Ammobaculites fragmentarius* Cushman, *Ammomarginulina cragini* Loeblich et Tappan, *Spiroplectammia cognata* Podobina, *Gaudryinopsis filiformis* (Berthelin), *G. cf. oblongus* (Zaspelova), *Pseudoverneuilina albica* Podobina (Подобина, 2013).

Количество экземпляров указанных видов неодинаково. Преобладают раковины родов: *Haplophragmoides*, *Recurvoides*, *Ammobaculites*, *Pseudoverneuilina* и *Gaudryinopsis*. Сохранность форм также различная, однако сохранившиеся от разрушения раковины дают возможность установить основной систематический состав комплекса среднего альба – зоны *Ammobaculites*

fragmentarius, *Gaudryinopsis filiformis*. Дальнейшие исследования позволят установить более разнообразный систематический состав комплекса указанной зоны фораминифер.

Следует отметить, что встречаются единично в среднем альбе также особи вида *Verneuulinoides borealis* Tappan *assanoviensis* (Zaspelova), но они, по нашему мнению, на этом стратиграфическом уровне не имеют определяющего значения для установления возраста фораминиферовой зоны. Наиболее характерны для среднего альба виды-индексы, а также *Recurvoides leushiensis* Bulatova и новый вид *Pseudoverneuilina albica* Podobina нового рода *Pseudoverneuilina* Podobina (Подобина, 2013). В некоторой мере этот род имеет сходство с родом *Verneuilina* d'Orbigny, 1840, но отличается кварцево-кремнистым химическим составом стенки (не известковым), быстро расширяющейся низкой раковиной (пирамидкой) с отчетливыми тремя боковыми углами и выпуклыми камерами.

Среднеальбские отложения северного блока (ТНК Нижневартовск) вскрыты тремя разрезами скважин. Здесь также установлен комплекс фораминифер с *Ammobaculites fragmentarius*, *Gaudryinopsis filiformis* одноименной зоны в отложениях нижней половины ханты-мансийского горизонта.

Верхнеальбские отложения прослежены в шести разрезах скважин южного блока Самотлорской площади (объект ОАО «Самотлорнефтегаз») и в 2-х разрезах скважин северного блока (ТНК Нижневартовск). В этих разрезах обнаружены позднеальбские фораминиферы, выделяемые автором в комплекс с *Ammotium braunsteini*, *Verneuulinoides borealis assanoviensis*. Комплекс по систематическому составу довольно разнообразен и здесь присутствуют виды: *Labrospira angustolocularia* (Bulatova), *Haplophragmoides cushmani* Loeblich et Tappan, *H. reconditus* Bulatova, *Ammobaculites subcretaceus* Cushman et Alexander, *Ammomarginulina obscura* (Loeblich), *Ammotium braunsteini* (Cushman et Applin), *Pseudobolivina rayi* (Tappan), *Spiroplectamina sibirica* Podobina, *Verneuulinoides borealis* Tappan *assanoviensis* (Zaspelova), *Gaudryinopsis oblongus* (Zaspelova) (Подобина, 2013).

Наиболее многочисленны представители родов: *Haplophragmoides*, *Ammomarginulina*, *Ammotium*, *Verneuulinoides* и *Gaudryinopsis*. Крупнозернистые фракции технически обработанных образцов почти полностью состоят из грубо- и среднезернистых раковин фораминифер.

Только среднеальбские, аналогичные самотлорским, комплексы фораминифер встречены в разрезах скважин Полярной и Восточно-Лодочной площадей. В разрезе скв. 1 Полярной площади установлен средний альб по находкам фораминифер на глубине 1748,84 м. Систематический состав комплекса довольно разнообразен, но присутствуют оба вида-индекса – *Ammobaculites fragmentarius* Cushman и *Gaudryinopsis filiformis* (Berthelin), характерные для среднего альба на Самотлорской площади. Некоторые виды обнаруженного здесь комплекса ранее установлены в альбских отложениях Зауралья (Булатова, 1976), на Северной Аляске (Tappan, 1962) и Сев. Канаде (Wall, 1967). На Восточно-Лодочной площади (скв. 1, ин-л глубин 1731,0-1703,0 м) комплекс фораминифер включает оба среднеальбских вида-индекса – *Ammobaculites fragmentarius* Cushman, *Gaudryinopsis filiformis* (Berthelin). В комплексе в количественном отношении преобладают раковины первого вида-индекса и *Ammomarginulina obscura* (Loeblich). Как и в предыдущих разрезах Самотлорской и Полярной площадей, здесь ряд видов характерны для среднеальбских отложений Зауралья (Булатова, 1976), а также Северной Аляски (Tappan, 1962) и Северной Канады (Wall, 1967).

Многие виды альбских комплексов Самотлорской и других площадей являются аналогами таковых Канадской провинции (Сев. Канада, Сев. Аляска), которая вместе с Западно-Сибирской провинцией относится к Арктической палеогеографической области.

Литература

- Амон Э.О. 2005. Комплексы агглютинирующих фораминифер из ханты-мансийской свиты (альб, нижний мел) в Среднем и Южном Зауралье // Литосфера. № 2. С. 97-134.
- Булатова З.И. 1976. Стратиграфия апт-альбских нефтегазоносных отложений Западно-Сибирской равнины по фораминиферам. М.: Недра. 152 с., 21 пал. табл.
- Захаров В.А., Маринов В.А., Агалаков С.Е. 2000. Альбский ярус Западной Сибири // Геология и геофизика. Т. 41. № 6. С. 769-791.
- Подобина В.М. 2013. Биостратиграфия альба Самотлорской площади Западной Сибири (по данным фораминифер) // Томск: Вестник ТГУ. № 374. С. 250-260, 4 пал. табл.
- Региональная стратиграфическая схема меловых отложений Западной Сибири (апт – альб – сеноман) // Региональные стратиграфические схемы меловых отложений Западной Сибири. Приняты VI Межведомственным стратиграфическим совещанием 16 октября 2003 г. Утверждены Межведомственным стратиграфическим комитетом РФ 8 апреля 2005 г. Новосибирск, 2005.
- Tappan H. 1962. Foraminifera from the Arctic slope of Alaska. // Part 3, Cretaceous Foraminifera // U.S. Geol. Survey Prof. Paper. № 236. P. 91-209, pls. 29-58.
- Wall J. 1967. Cretaceous Foraminifera of the Rocky Mountain Foothills, Alberta // Res. Council Alberta. Bull. Vol. 20. 185 p., 15 pls.

ГРАНИЦА ЮРА-МЕЛ В КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ ВОСТОЧНОЙ АЗИИ: СВИДЕТЕЛЬСТВА ЭВОЛЮЦИИ НАСЕКОМЫХ

А.Г. Пономаренко

*Палеонтологический институт им. А.А. Борисяка РАН, Москва,
aponom@paleo.ru*

THE J-K BOUNDARY IN THE CONTINENTAL DEPOSITS OF EAST ASIA: EVIDENCE FROM INSECT EVOLUTION

A.G. Ponomarenko

Borissiak Palaeontological Institute RAS, Moscow, aponom@paleo.ru

Установление стратиграфических границ в континентальных отложениях все еще остается трудной задачей и принимаемые решения, как правило, не однозначны. Внедренная методика забивания «золотых гвоздей» и решение стратиграфических проблем большинством голосов отнюдь не улучшают положение. Представляется, что тщательная и разносторонняя палеонтологическая характеристика стратонов, а не факт появления одного вида делает стратиграфические представления более естественными. Одной из групп, существенно расширяющих палеонтологическую и палеоэкологическую характеристику стратонов, постепенно становятся насекомые. Недавно Йорг Шнайдер предложил стратиграфическую схему карбона и ранней перми, основанную на распространении тараканов, а московские палеознтомологи, используя большинство групп насекомых, для средней-верхней перми и нижнего триаса.

Насекомые очень разнообразны и вездесущи. Они могут быстро эволюировать и в геологическом смысле одновременно появляться на удаленных континентах благодаря способности к полету. Тем самым, они имеют свойство важной для стратиграфии группы, но в этих их достоинствах заключены и их важнейшие недостатки. Высокое разнообразие сильно увеличивает трудозатраты на их изучение, а быстрая реакция на изменение ландшафта и кли-

мата снижает повторность находок. Тем не менее, палеознтомология на мировом уровне значительно развивается и увеличивается, и становится практически всесветной.

Наконец, еще одно важное качество насекомых. Они включают и наземных и пресноводных представителей. Водные организмы довольно консервативны. Для них важнее условия в части водоема, где они обитают, чем изменения в масштабе континента. Поэтому в водоемах, существующих в разное время, обитатели сходных частей водоема оказываются сходными и, наоборот, обитатели разных частей одного и того же водоема обычно различны. Поэтому, одинаковые части водоемов, имеющие сходные и литологию и население, часто рассматриваются как некие одновременные горизонты. Именно такая ситуация возникла и существует в стратиграфии мезозоя Монголии и, в меньшей степени, в Забайкалье. Быстро эволюлирующие наземные насекомые помогают исправить возникающую ситуацию.

Восточная Азия оказалась очень удобной для палеонтологических работ. Она представляет собой пеструю мозаику небольших террейнов, вертикальные движения вдоль границ которых создают условия для возникновения многочисленных озер, но и обеспечивают их сохранение в геологической летописи. Мезозойские местонахождения в Забайкалье, Монголии и Китае насчитываются сотнями. Такой плотности местонахождений нет нигде в мире. Многие из этих местонахождений представляют собой лагерштэтты, исключительно богатые палеонтологическими остатками. Они доставляют огромный материал для палеонтологии, однако, обработка собранных материалов сильно отстает от накопления коллекций.

Предлагаемое ниже положение границы юра-мел выбрано как наиболее соответствующее современным результатам стратиграфических исследований. Наиболее представительные отложения, которые можно рассматривать в качестве наиболее полного окружения предлагаемой границы юры и мела в Восточной Азии находятся на территории Средней Монголии в 25 км южнее сомона Мандал-Обо в Джилотской впадине. Здесь, в урочище Хутулийн-Хира, хорошо представлены нормально-осадочные юрские отложения джилотской толщи с двустворками и остракодами, вулканогенно-осадочные отложения улугейской свиты, образующие переход к мелу и базальные горизонты мела (Синица, 1993). В разрезе улугейской свиты в нижней части присутствуют типичные для терминальной юры Монголии гигантские стрекозы *Isophlebiidae* и щитни *Prolepidurus*, а в верхней один из наиболее распространенных жуков раннего мела *Coptoclava longipoda* и разделяет их всего несколько метров вулканогенно-осадочных отложений, которые могли накопиться за ничтожное время. Какого-либо несогласия между этими слоями найти не удалось. Таким образом, предлагаемое положение границы находится здесь внутри единой стратиграфической последовательности, что в континентальных отложениях встречается исключительно редко. Для нижней части улугейской свиты характерны многочисленные находки веточек, сходных с гирмериелловым *Brachyphyllum*, который в Монголии встречается только в отложениях верхней юры. Можно предположить, что палинологическое изучение показало бы обилие пыльцы *Classopollis*. Постепенно в осадках озера увеличивается содержание пепла, появляются массовые захоронения плавающих мхов *Bryochutulinia*, затем температура воды повышается, мхи и обитавшие на них личинки ручейников гибнут. Эти захоронения представляют нам своеобразную «мезозойскую Помпею». Захоронения с многочисленными листостебельными мхами особенно часто встречаются в Забайкалье в вулканогенных отложениях, близких к границе юры и мела.

Немного восточнее в верхней части улугейской свиты расположено Мушугайское фторредкоземельное месторождение, которому посвящены многочисленные работы (см. Самойлов и др. 1988), но вмещающим отложениям, улугейской свиты долго почти не уделялось внимания. Пик вулканизма, представленный в отложениях трахитами и латитами сменяется изливаниями поверхностных базальтов, отложения временных озер на подпруженных потоках лав водотоках дают возможность изучить еще ряд местонахождений с ориктоценозами, включающими и юрских и меловых форм. Возможно, их уже следует относить к нижнемеловой нижнецаганцабской

подсвите. Можно видеть, что смена фауны близ границы юры и мела не имела вида однонаправленного процесса, она, наоборот, представляла сложную мозаику захоронений с преимущественно юрскими и преимущественно меловыми формами. Такую же картину можно видеть и в Тунгусском бассейне близ границы перми и триаса. Такая мозаика приводит к значительным трудностям в корреляции местонахождений и проведении стратиграфических границ. Даже в такой, очень хорошо охарактеризованной богатыми палеонтологическими находками последовательности, трудно решить, где именно следует провести границу. Если прибегнуть к методике забивания «золотых гвоздей», его следует забить в последнем межбазальтовом местонахождении Хутэл-Хара, где появляется характерная для нижних горизонтов нижнего мела стрекоза *Sinaeschnidium* (*Aeschnidiidae*). Однако более низкие межбазальтовые местонахождения мало чем отличаются, и находка в них этой стрекозы вполне возможна. Вряд ли такое решение станет стабильным. По-видимому, все же нужно допускать существование между крупными стратонами промежуточных отложений, которых не удастся обоснованно отнести ни к тому, ни к другому стратону. Такая ситуация описана и для пермо-триасовой границы, где также пришлось выделить промежуточные местонахождения (Aristov et al., 2013).

Отложения с абсолютным доминированием изофлебиид среди стрекоз широко распространены в Восточной Азии, на большей части Монголии, кроме Западной, в Восточном Забайкалье, по-видимому они есть и в Китае, но из-за интереса китайских палеонтологов почти только к двум гигантским лагерштеттам Даохугоу и Исянь, изучение других местонахождений резко замедлилось. Изофлебииды распространены довольно широко и в юре и в раннем мелу, но только в терминальных для юры отложениях и только в Восточной Азии они дают практически однотипные массовые захоронения. Вместе с ними терминально юрские местонахождения могут быть установлены и по многим другим группам насекомых, по остракодам, щитням, мхам, но здесь для определения уже нужно прибегать к помощи специалистов.

Характерные для начала мела стрекозы синэсхнидии появляются уже в промежуточных местонахождениях, верхнецаганцабские и могоутунские отложения легко установить по массовым захоронениям очень крупных конхострак, гигантских поденок *Ephemeropsis*, крупных водных жуков *Coptoclava*. В середине неокома на роль главного указателя возраста выходят стрекозы *Hemeroscopus*, *Ephemeropsis* начинает встречаться реже и к концу баррема или раннему апту исчезает вовсе, к альбу исчезают и коптоклавиды. Эта последовательность энтомофаун прослеживается на десятках местонахождений Монголии, Забайкалья и Китая.

В заключение следует остановиться на возрасте некоторых наиболее замечательных местонахождений-лагерштеттов. Возраст лагерштетта Шар-Тэг на юго-западе Монголии имеющего необыкновенно разнообразный ориктоценоз, как беспозвоночных, так и позвоночных, был установлен по насекомым и в настоящее время принят большинством исследователей как позднеюрский, наиболее вероятно киммериджский. Знаменитое своими находками птиц и пернатых динозавров местонахождение Исянь в северном Китае сначала считалось позднеюрским, потом позднеюрско-раннемеловым, затем была принята барремская радиационная датировка канадских исследователей. Однако, в свете изложенных представлений, оно должно относиться к группе промежуточных местонахождений с более сильными меловыми связями. Для него характерно абсолютное доминирование *Sinaeschnidium*. Монгольский лагерштэтт Ховур с обилием остатков древнейших млекопитающих и динозавров считается апт-альбским. Однако, там найдены крупные конхостраки и поденки *Ephemeropsis*, оно не может быть альбским и даже аптским, а должно относиться к началу неокома. Забайкальское местонахождение Байса, откуда собрано огромное количество разнообразных насекомых и очень интересных растений должно относиться ко второй половине неокома и имеет, скорее всего, барремский возраст. Возраст самого богатого остатками насекомых и растений монгольского местонахождения Бон-Цаган – ранний-средний апт.

Литература

Самойлов В.С., Коваленко В.И., Сенгээ Д. и др. 1988. Геологическое строение, состав и генезис одного из редкоземельных месторождений Монголии // Геол. рудных месторождений. Т. 30. № 2. С. 62-65.

Синица С.М. 1993. Юра и нижний мел Центральной Монголии. М.: Наука. 240 с. (Труды СРМПЭ, Вып. 42).

Aristov D.S., Bashkuev A.S., Golubev V.K. et al. 2013. Fossil Insects of the Middle and Upper Permian of European Russia // Paleontol. J. Vol. 47. N 7. P. 641-832.

КАРХАРИНООБРАЗНЫЕ АКУЛЫ (ELASMOBRANCHII: CARCHARHINIFORMES) В СЕНОМАНЕ ПОВОЛЖЬЯ

Е.В. Попов, А.В. Бирюков

*Саратовский государственный университет им. Н.Г. Чернышевского, Саратов,
popovev@bmail.ru*

CARCHARHINIFORM SHARKS (ELASMOBRANCHII: CARCHARHINIFORMES) IN THE CENOMANIAN OF VOLGA RIVER BASIN

E.V. Popov, A.V. Biryukov

Chernyshevsky Saratov State University, Saratov, popovev@bmail.ru

Кархаринообразные акулы (Carcharhiniformes) – успешный отряд хрящевых рыб, представленный в современной ихтиофауне более чем 224 видами (55% от видового состава современных акул), классифицируемых в составе 49 родов 8 семейств (Нельсон, 2009). Современные представители разнообразны по размерам (0,3 – 5 м в длину) и широко распространены кругосветно, встречаясь на разных глубинах и в разных обстановках – от пресноводных до пелагических. Отряд хорошо представлен в палеонтологической летописи, и его история прослеживается со средней юры – из батских отложений Англии известны несколько родов семейств Scyliorhinidae (кошачьи акулы) и (?) Proscyllidae (полосатые кошачьи акулы). Разнообразие отряда прогрессирует в мелу – появляются семейства Triakidae (куньи акулы) и Leptochariidae (усатые собачьи акулы) (Underwood, Ward, 2008), но основная радиация отряда приходится на палеоген. В последние два десятилетия наблюдается прогресс в изучении юрских и меловых кархаринообразных акул, как следствие широкого использования методики объемных проб и выделения мелкоразмерных зубов из глинистых и карбонатных отложений в Западной Европе (Guinot et al., 2013; и др.). В хорошо изученных ассоциациях эласмобранхий из сеномана Англии и Франции кархаринообразные акулы представлены пятью родами трех семейств (Underwood, Ward, 2008): *Protoscyliorhinus* (сем. ? Proscyllidae), *Cretascyliorhinus*, *Pseudoscyliorhinus*, *Pteroscyllium* (сем. Scyliorhinidae) и *Pachygaleus* (сем. Triakidae).

Сеноманский комплекс эласмобранхий Поволжья характеризуется доминированием ламнообразных акул (*Eostriatolamia*, *Archaeolamna*, *Cretolamna*, *Cretoxyrhina*, *Palaeoanacorax* и др.) с подчиненным значением гибодонтообразных (*Polyacrodus*, *Ptychodus*), а также синеходонтиформных (*Synechodus*, *Paraorthacodus*), разнозубовых (*Heterodontus*) и ковровых (*Cederstroemia*) акул, катрановых (*Protosqualus*), многожаберных (*Notorhynchus*), морских ангелов (*Squatina*) и некоторых других таксонов, присутствием лишь двух видов и родов скатов (*Turoniabatis*, *Squatirhina*). По сравнению с одновозрастными аналогами из Западной Европы (напр. для Англо-Парижского бассейна установлено до 30 родов только одних эвселахий (Euselachii):

Guinot et al., 2013) сеноманская ассоциация Поволжья существенно обеднена и лишена многих мелкоразмерных и тепловодных (тетических) таксонов.

Только сравнительно недавно из отложений верхнего сеномана Саратова был описан вид куньих акул *Galeorhinus glickmani* Попов (Попов, Лапкин, 2000) – первый региональный представитель кархаринообразных. Вид был позднее классифицирован в составе рода *Pachygaleus* Cappetta, 1992 (Underwood, Ward, 2008); в другом варианте – продолжает рассматриваться в составе рода *Galeorhinus* Blainville, 1862 (Cappetta, 2012).

Повторное изучение в 2013 г. имеющихся проб ихтиофауны из сеномана Поволжья в лаборатории «Эласмодус» (СГУ) позволило установить присутствие в комплексе еще одного таксона кархаринообразных акул: *Protoscyliorhinus* cf. *bettrechensis* Herman, 1977 (семейство Scyliorhinidae или ? Proscyllidae). Материал включает более 20 зубов из 6 местонахождений среднего и позднего сеномана (меловатская свита, средняя и верхняя подсвита) и турона (банновская свита, переотложение в базальный горизонт из меловатской свиты). Зубы этого вида характеризуются мелкими размерами (высота – менее 5 мм), выраженной аркой корня с питательной бороздой, низкой и толстой коронкой с редуцированными боковыми зубцами в средней части длинных латеральных килей. Ранее этот таксон был известен из турона северной Франции, а близкая форма изображена из альба Казахстана (Cappetta, 2012). Род включает три вида и распространен с баррема по коньяк Европы (Франция, Литва), встречен также в центральной Азии (Казахстан).

Таким образом, в среднем и позднем сеномане Поволжья установлено два из пяти известных для сеномана Европы таксонов кархаринообразных акул. Дальнейший целенаправленный поиск их мелкоразмерных зубов (напр., зубы акул рода *Cretascyliorhinus* – менее 2 мм в высоту) из разных интервалов разреза меловатской свиты позволит уточнить разнообразие поволжского комплекса эласмобранхий (в составе рассматриваемого отряда) и его региональную динамику в начале позднего мела.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект № 14-05-00828).

Литература

Нельсон Дж. С. 2009. Рыбы мировой фауны: Пер. 4-го перераб. англ. изд. М.: Книжный дом «Либроком». 880 с.

Попов Е.В., Лапкин А.В. 2000. Новый вид акул рода *Galeorhinus* (Chondrichthyes: Triakidae) из сеномана Нижнего Поволжья // Палеонтол. журн. № 4. С. 72-75.

Cappetta H. 2012. Handbook of Paleoichthyology. Vol. 3E: Chondrichthyes Mesozoic and Cenozoic Elasmobranchii: Teeth. Munich: Verlag Dr. Friedrich Pfeil. 512 p.

Guinot G., Underwood C.J., Cappetta H., Ward D.J. 2013. Sharks (Elasmobranchii: Euselachii) from the Late Cretaceous of France and the UK // J. Systematic Palaeontol. Vol. 11. N 6. P. 589-671.

Underwood C.J., Ward D.J. 2008. A review of the Mesozoic Record of the Carcharhiniformes // Arratio G., Schultze H.-P., Wilson M.V.H. (Eds.). Mesozoic Fishes 4 – Homology and Phylogeny. Munich: Verlag Dr. Friedrich Pfeil. P. 433-442.

ОЦЕНКА ПЕРСПЕКТИВ НЕФТЕГАЗОНОСНОСТИ МЕЛОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ БУРЕЙНСКОГО БАСЕЙНА НА ОСНОВЕ МОДЕЛИРОВАНИЯ ТЕРМИЧЕСКОЙ ИСТОРИИ

Ц.Н. Прохорова, Е.П. Развозжаева

Институт тектоники и геофизики им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН, Хабаровск, rep@itig.as.khb.ru

EVALUATION OF OIL-AND-GAS POTENTIAL OF THE CRETACEOUS DEPOSITS IN BUREINSKY BASIN ON THE BASIS OF THERMAL HISTORY MODELING

P.N. Prokhorova, E.P. Razvozhhaeva

Kosygin Institute of Tectonics and Geophysics FEB RAS, Khabarovsk, rep@itig.as.khb.ru

Компьютерное моделирование является одним из основных исследовательских методов изучения природных систем, в том числе осадочных нефтегазоносных бассейнов. Компьютерные программы по моделированию бассейнов широко используются для реконструкции истории погружения, термической эволюции нефтегазоматеринских пород и восстановления истории реализации их углеводородного потенциала (Галушкин, 2007). Одной из современных компьютерных программ по бассейновому моделированию является PetroMod (Schlumberger).

В сотрудничестве с Институтом нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука (г. Новосибирск) было проведено 1D моделирование термической истории для Кындальского грабена (КГ) Буреинского осадочного бассейна (рис. 1). Буреинский бассейн (ББ), являющийся самым крупным фрагментом Буреинского краевого прогиба, расположен на границе Буреинского массива и Сихотэ-Алинского орогенного пояса (рис. 1б). В осадочном чехле ББ выделяются нижняя моласса, представленная верхнетриасово-юрскими морскими осадками, и верхняя моласса, сложенная среднеюрско-меловыми континентальными угленосными отложениями. Последние слагают в центральной части ББ крупную синклиналиную структуру – Кындалскую грабен-синклиналь, осложненную в центральной части КГ (рис. 1б-в). Разрез КГ включает талынджанскую свиту, ургальскую серию, чагдамынскую, чемчукинскую, йорекскую, кындалскую свиты и песчаниковую толщу. Каждая свита имеет свои литолого-фациальные особенности, но в целом осадочный чехол КГ характеризуется ритмичным переслаиванием песчаников, алевролитов, аргиллитов, реже конгломератов, углей и редко туфов, залегающих преимущественно согласно (Буреинский..., 2012). В позднем мелу произошла инверсия, воздымание и размыв отложений на образовавшихся поднятиях. Погружение возобновилось в позднем мелу-палеоцене (песчаниковая толща). Общая мощность осадочного чехла по сейсмическим данным составляет в погружениях более 4.5 км.

1D моделирование проведено по скважинам 1С, 1А и 1ПР глубиной 3459 м, 3167 м и 3012 м соответственно, расположенных на поднятиях разной амплитуды (рис. 1в). Исходными данными для 1D моделирования являются стратиграфическая и геохронологическая привязка осадочных комплексов, их мощности и литологический состав, длительность перерывов в истории бассейна и амплитуды эрозии, оценка палеоглубин и др. (Галушкин, 2007). Критерием правильности подобранной модели является сравнение расчетных и замеренных значений отражательной способности витринита на различных глубинах. Путём последовательного разуплотнения осадков от более молодых к более древним с помощью backstripping-процедуры были выполнены реконструкции истории осадконакопления (рис. 2) и тектонического погружения. Для оценки параметров растяжения использовалась модель Д. Маккензи для двухслойной литосферы, состоящей из коровой и мантийной частей (Hantschel, 2009). Алгоритм расчета основан на принципе изостатического равновесия погружения осадочного бассейна и растяжения литосферы.

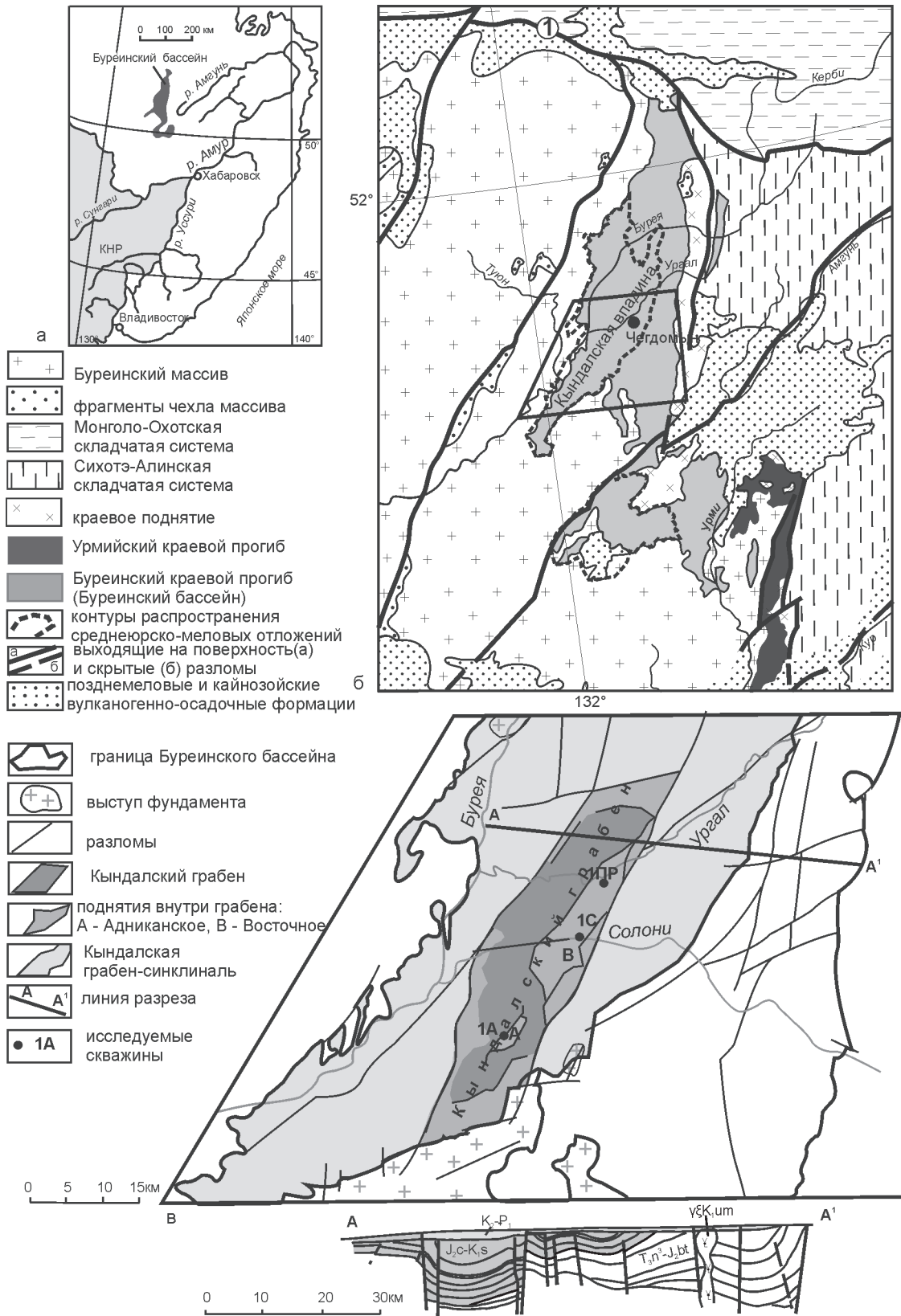
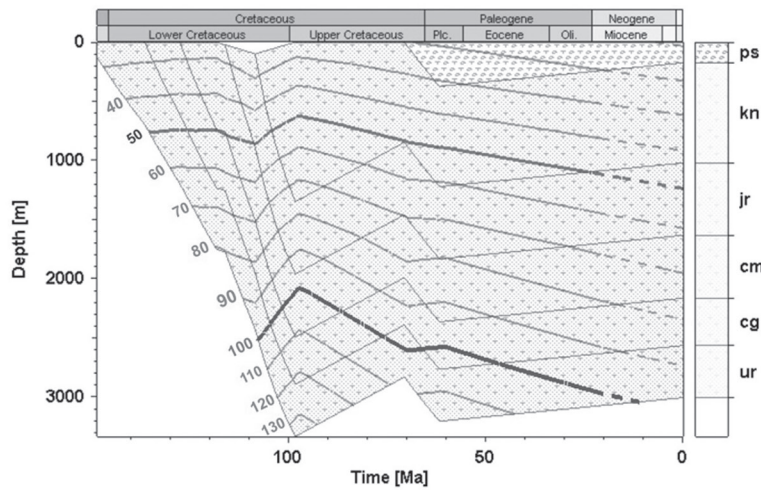


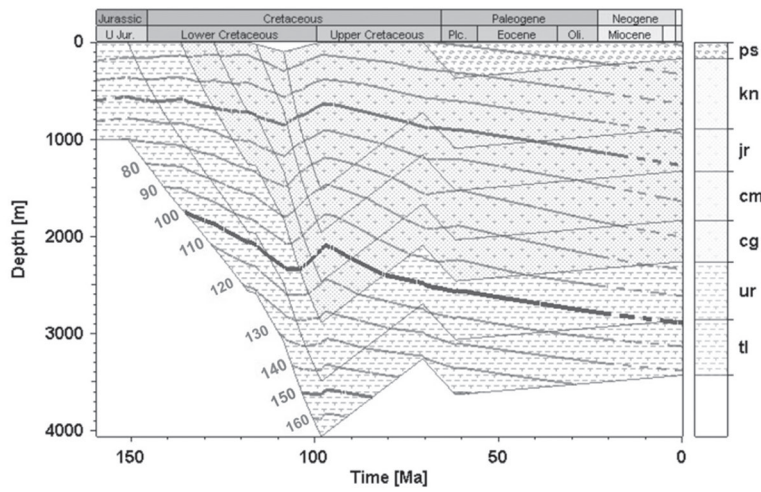
Рис. 1. Буреинский бассейн: а – географическое положение; б – структурная схема зоны сочленения Буреинского массива и Сихотэ-Алинской складчатой системы; в – фрагмент центральной части и разрез по линии АА¹ по (Буреинский..., 2012) с дополнениями и изменениями.

Temperature, model1D_1PR



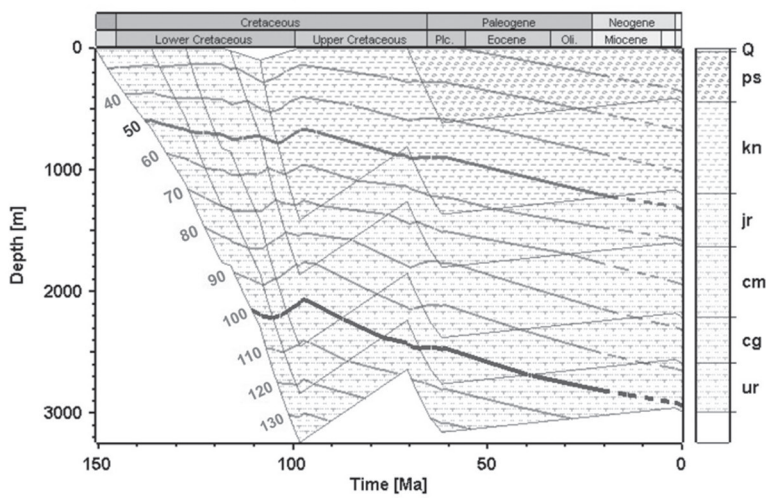
PetroMod

Temperature, model1D_1C



PetroMod

Temperature, model1D_1A



PetroMod

Puc. 2.

В модельных расчётах период рифтогенеза принимался от 151 до 98 млн лет (рис. 2). Наилучшие варианты параметров рифтинга составили: начальная мощность коры 42 км, литосферной мантии – 75 км. Степень растяжения варьирует от 1,17 (скв. 1С) до 1,23 (скв. 1А) для мантийной и в диапазоне от 1,12 (скв. 1С) до 1,20 (скв. 1А) для коровой части литосферы.

В соответствии со шкалой катагенеза и зональности процессов нефтегазообразования А.Э. Конторовича и др. по результирующим графикам идентифицировались зоны нефтегазообразования: верхняя зона газообразования – ВЗГ (50-90 °С); главная зона нефтеобразования – ГЗН (90-130 °С); нижняя зона газообразования – НЗГ (130-190 °С). На момент времени 98,2 млн лет максимального прогрева сформировавшегося осадочного разреза (со значением теплового потока из основания 51,5 мВт/м²) в ВЗГ вошли йорекская свита и нижняя часть кындамской свиты, в ГЗН – чагдамынская и чемчукинская свиты. Талынджанская свита и ургальская серия прогрелись в большей степени и вошли в НЗГ. После окончания рифтогенеза температура постепенно снижалась. В настоящее время в главную зону вероятного нефтеобразования входит талынджанская свита и большая часть ургальской серии. Верхи ургальской серии, чагдамынская, чемчукинская и низы йорекской свит в настоящее время отождествляются с зоной вероятного распространения газопродуцирующих пород.

Работа выполнена при поддержке гранта ДВО РАН № 12-И-П 27-06.

Литература

Буреинский осадочный бассейн: геолого-геофизическая характеристика, геодинамика, топливно-энергетические ресурсы. 2012. Владивосток: Дальнаука. 360 с.

Галушкин Ю.И. 2007. Моделирование осадочных бассейнов и оценка их нефтегазоносности. М.: Научный мир. 456 с.

Hantschel T., Kauerauf A.I. 2009. Fundamentals of Basin and Petroleum Systems Modeling. Berlin: Springer. 476 p.

РЕНТГЕНОСТРУКТУРНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ АУТИГЕННЫХ МИНЕРАЛОВ ВЕРХНЕМЕЛОВЫХ КОСТЕНОСНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ПРИАМУРЬЯ

Я.Н. Ревенок, В.И. Рождествина

Институт геологии и природопользования ДВО РАН, Благовещенск, kommuna025@mail.ru

X-RAY STUDY OF AUTHIGENIC MINERALS OF THE UPPER CRETACEOUS BONE-BEARING DEPOSITS OF PRIAMURYE

Ya.N. Revenok, V.I. Rozhdestvina

Institute of Geology and Nature Management FEB RAS, Blagoveshchensk, kommuna025@mail.ru

Выявление взаимосвязи «состав, особенности кристаллического строения минералов ↔ условий образования и преобразования минералов» с целью познания истории формирования осадочных комплексов является одной из фундаментальных задач генетической минералогии. В процессе накопления и трансформации осадочных пород происходит разрушение минералов и образование аутигенных минералов, комплекс, химический состав, кристаллическое строение которых зависит от условий осадконакопления. Свойства и состав новообразованных минералов контролируются, прежде всего, ландшафтно-географическими условиями и фациально-генетическими особенностями осадка, что теоретически обосновал в своих фундаментальных

трудах Н.М. Страхов. В связи с этим аутигенные минералы являются индикаторами для реконструкции условий осадконакопления.

Целью настоящих исследований является стадийный анализ условий преобразования осадочных пород, содержащих фоссилизированные костные останки позднемеловых рептилий из местонахождений, расположенных на западной периферии Зейско-Буреинской равнины (Благовещенское) и на юго-восточной периферии Зейско-Буреинской впадины (Кундурское). Местонахождение Благовещенское обнажается в уступе высокой террасы р. Амур в черте г. Благовещенска, сложено (10 м) переслаивающимися аргиллитоподобными глинами, слабо сцементированными конгломератами, с разрывом залегающих на коре выветривания палеозойских гнейсированных гранитов, сверху перекрытых ожелезненными галечниками средне-четвертичного возраста. По хорошо выраженной в разрезе аллювиальной фации сделано предположение, что костеносные тафоценозы формировались в условиях речных долин. Кундурское местонахождение представлено искусственными обнажениями вдоль автомобильной трассы Облучье-Архара рядом с рекой Мутная, сложено (15,5 м) глинами с гравием, мелкой галькой, песками, алевролитами с включениями растительного дендрита (Моисеенко и др., 1997).

Самыми распространенными и подверженными изменению компонентами осадочных пород являются слоистые силикаты, расшифровка реальной структуры которых имеет решающее значение для выяснения характера геологических процессов и генезиса осадков. Для получения информации о реальной структуре слоистых силикатов использованы прецизионные методы анализа – рентгеновская дифракция (дифрактометр MAXima-X XRD-7000, $\text{Cu}_{\text{K}\alpha}$ излучение $\lambda = 1,54060 \text{ \AA}$), электронная микроскопия (JSM-6390LV, JEOL) и оптическая микроскопия (Axio Scope.A1).

Для исследования минеральных фаз методом рентгеновской дифракции сняты обзорные дифрактограммы, установлены фазы глинистых минералов, плагиоклаз, кварц, кальцит, апатит. Для детального исследования глинистых минералов выделены гранулометрические фракции размером $< 0,001 \text{ мм}$, $0,001-0,005 \text{ мм}$, $> 0,01 \text{ мм}$. Выделение фракций начали с полной пептизации осадочных, рыхлых костеносных отложений, в качестве диспергатора использовали ультразвук. После этого методом декантации провели отмачивание тонких частиц, с помощью центрифуги выделили фракции. Подготовку ориентированных препаратов, обеспечивающих резкое усиление базальных рефлексов – отражений типа 00L, выполняли методом капли. По базальным рефлексам идентифицировали группы и основные структурные типы. Для уточнения присутствия глинистых минералов группы смектитов, хлоритов, каолинитов проводили дополнительную обработку – насыщение глицерином и прокаливание.

Анализируя дифрактограммы, установили, что фракция $0,001-0,005 \text{ мм}$ отличается хорошо окристаллизованными глинистыми минералами с более совершенной кристаллической структурой. Фракция $< 0,001 \text{ мм}$ характеризуется аморфизированными фазами глинистых минералов, указывающие на интенсивную трансформацию аллотигенных компонентов с одной стороны, и продолжающуюся кристаллизацию аутигенных минералов – с другой. Неориентированный порядок уплотнения частиц приняла фракция $> 0,01 \text{ мм}$, об этом свидетельствует интенсивный небазальный пик ($2\theta = 20^\circ$) группы смектитов, вероятно из-за большего размера частиц и присутствия nonclay минералов (плагиоклаз, кварц), также отмечены аморфные фазы.

Дифрактограммы ориентированных препаратов глинистых образцов Благовещенского и Кундурского местонахождений в значительном количестве представлены смешаннослойным иллит / смектит минералом (рис. 1, 2). Характерным диагностическим признаком является смещение первого базального рефлекса в сторону малых углов при насыщении глицерином, это объясняется лабильностью структуры смектитов, а при прокаливании наблюдается общая тенденция к уменьшению значений первого основного базального рефлекса до 10 \AA так как после прокаливании все минералы 2:1 сжимаются и становятся идентичны иллиту.

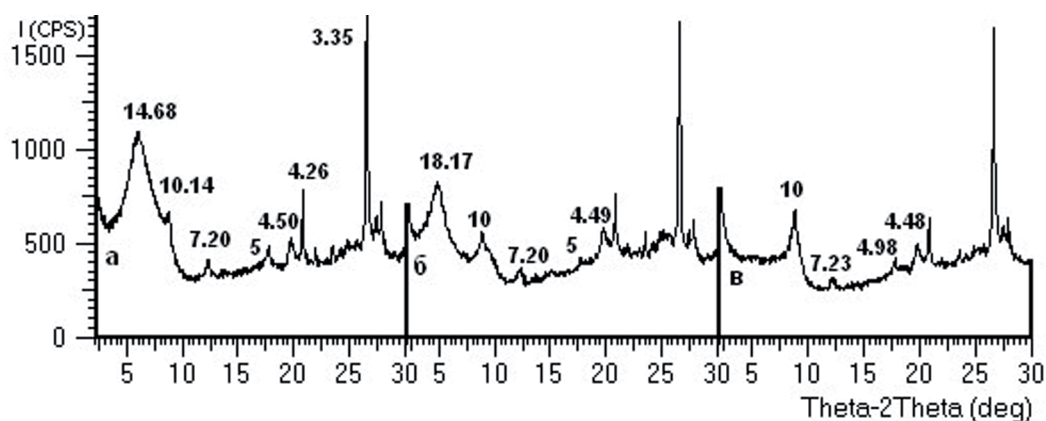


Рис. 1. Рентгенограммы минеральных фаз верхнего костяного горизонта Благовещенского местонахождения: а) воздушно-сухой образец, б) насыщен глицерином, в) прокален при 350 °С в течении часа.

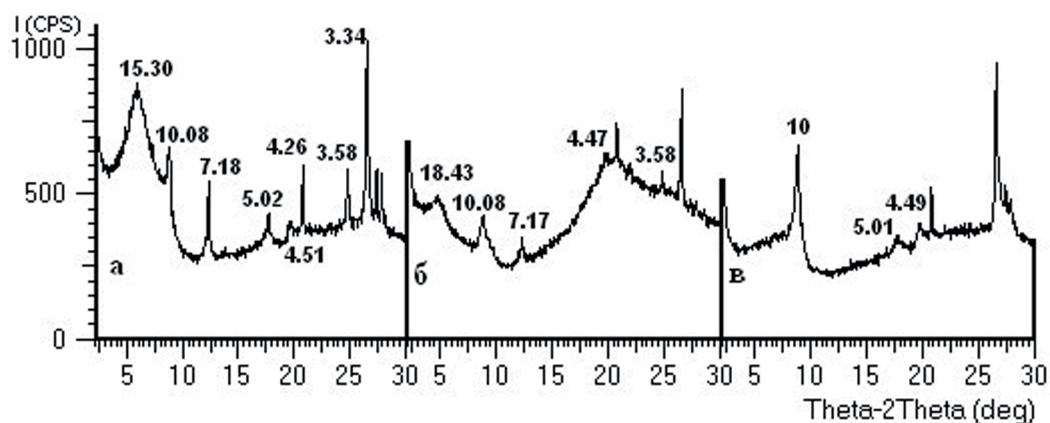


Рис. 2. Рентгенограммы минеральных фаз верхнего костяного горизонта Кундурского местонахождения: а) воздушно-сухой образец, б) насыщен глицерином, в) прокален при 550 °С в течении часа.

В основе структуры всех смешаннослойных минералов осадочных пород лежат идентичные кристаллохимические элементы, эти минералы склонны к трансформациям с различными переходами одного в другой. На основе полученных данных в исследуемых образцах предполагается вынос калия из слюд, что ведет к утрате кристаллического совершенства минерала и к появлению монтмориллонитовых слоев, через стадию образования смешаннослойного иллит/сметита (рис. 3, 4), с последующей деградацией глинистого минерала, выражающейся в замещении межпакетного K^+ гидратированными катионами и реализации механизма, обеспечивающего снижение заряда трехслойных пакетов.

Образование минеральной группы смектитов обычно происходит в щелочных условиях при pH выше 9, это может свидетельствовать о постепенном замещении структуры слюд смектитовой, более стабильной в резкощелочных условиях озерной котловины (Япаскерт, 2008).

Проведенные комплексные исследования особенностей строения костных остатков показало присутствие монтмориллонита в естественных каналах протекания костной ткани поздне меловых рептилий на стадии преобразования осадков и пород и, таким образом, имеет аутигенный характер образования. Отмечается каолинит с плохо упорядоченной, несовершенной структурой, фиксируемой на дифрактограммах уширением базальных отражений (7.20 Å)

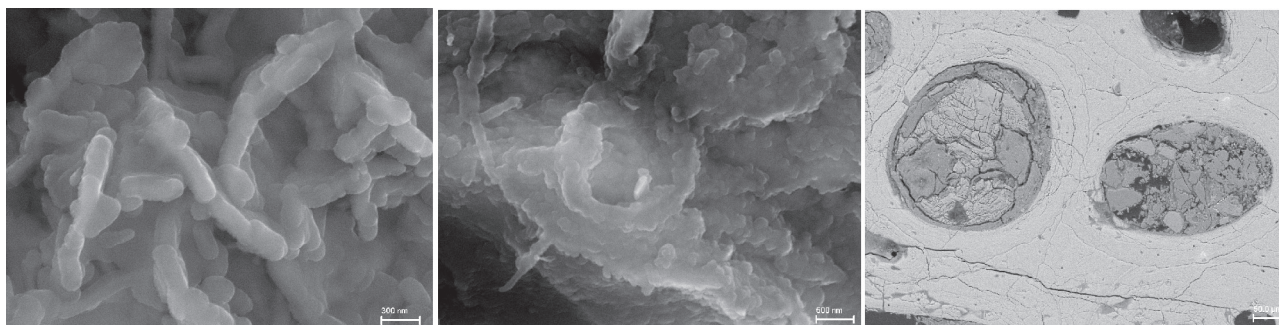


Рис. 3. Микроструктура глинистых минералов Благовещенского местонахождения.

Рис. 4. Микроструктура глинистых минералов Кундурского местонахождения.

Рис. 5. Минеральное заполнение каналов костных останков.

в верхнем костеностном горизонте Благовещенского местонахождения, что указывает на аллотигенный характер выветривания вышележащих пород. Кундурское местонахождение отличается присутствием хорошо окристаллизованного каолинита (7.18, 3.58 Å) и слюдистой составляющей (10.08, 5.02 Å) смешаннослойного иллит-сметита, что указывает на слабощелочные постседиментационные условия. В Благовещенском местонахождении преобладает больше преобразованного иллит-сметита, чем в Кундурском, это объясняется разными фациальными обстановками резкощелочной и слабо-щелочной соответственно.

По данным электронной микроскопии аутигенные минералы – монтмориллонит, кальцит, кварц выполняют «аккуратное» псевдоморфное замещение (рис. 5) макроскопически не нарушая первичный облик и строение костных остатков.

Это касается и частичного или полного заполнения этими же минеральными образованиями открытых полостей, также не вызывает сомнений аутигенного происхождения минеральных агрегатов, расположенных в пределах окаменелостей, имеющих четкие кристаллические очертания.

Литература

- Моисеенко В.Г., Сорокин А.П., Болотский Ю.Л. 1997. Ископаемые рептилии Приамурья. Хабаровск: Изд-во АмурНЦ ДВО РАН. 53 с.
- Япаскурт О.В. 2008. Генетическая минералогия и стадийный анализ процессов осадочного пороодо- и рудообразования. Учеб. пособие. М.: ЭСЛАН. 356 с.

МИНЕРАЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ИНДИКАТОРЫ ЛИТОГЕНЕЗА ВЕРХНЕМЕЛОВЫХ КОСТЕНОСНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ СРЕДНЕГО ПРИАМУРЬЯ

В.И. Рождествина, Я.Н. Ревенок, А.А. Киселева, О.А. Фефелова

Институт геологии и природопользования ДВО РАН, Благовещенск, veronika@ascnet.ru

MINERAL-GEOCHEMICAL INDICATORS OF LITHOGENESIS OF THE UPPER CRETACEOUS BONE-BEARING DEPOSITS OF MIDDLE PRIAMURYE

V.I. Rozhdestvina, Ya.N. Revenok, A.A. Kiseleva, O.A. Phephelova

Institute of Geology and Nature Management FEB RAS, Blagoveshchensk, veronika@ascnet.ru

В работе представлены первые результаты комплексных минералогических и геохимических исследований фоссилий и вмещающих осадочных пород, содержащих остатки поздне-меловых динозавров Благовещенского и Кундурского местонахождений. Исследования выполнены в Аналитическом центре минералого-геохимических исследований ИГиП ДВО РАН с использованием методов растровой электронной и оптической микроскопии, рентгеноспектрального микроанализа, рентгеновской дифракции, ИК-спектроскопии, атомно-адсорбционной спектроскопии, методов органической геохимии (хроматография и анализ углерода), рентгенофлуоресцентного анализа.

Для микроскопических исследований из костных фрагментов готовились полированные аншлифы, которые изучались в отраженном и поляризованном свете, объемные детали поверхности изучались методами конфокальной микроскопии. Методами растровой электронной микроскопии и рентгеноспектрального микроанализа изучены особенности тонкого строения минеральных фаз, их взаимного расположения и степени трансформации исходного костного гидроксилатапата $\text{Ca}_{10}(\text{PO}_4)_6(\text{OH})_2$, являющегося основной минеральной составляющей костей, аутигенных минералов. Для выявления тонкой структуры поверхность подвергали легкому химическому протравливанию. Для исследования монофаз и особенностей трансформации костной ткани под микроскопом из кости выделялись отдельные фрагменты: оболочка, плотная и рыхлая внутренние части кости, отдельные минеральные фазы, заполняющие естественные пустоты кости. Выделенные фрагменты исследовались методами рентгеновской дифракции и ИК-спектроскопии. Для изучения валового химического состава пробы истирались, гомогенизировались, высушивались в сушильном шкафу при температуре 105 °С и далее подготовленные пробы хранились в эксикаторе.

Проведенный комплекс исследований показал, что условия захоронения и последующие диагенетические преобразования остатков динозавров Кундурского и Благовещенского местонахождений различны. Общим и важным признаком является слабая степень трансформации первичного костного материала на обоих местонахождениях (рис. 1). Среди всех изученных фрагментов костной ткани (любезно предоставленных для исследования к.г.-м.н. Ю.Л. Болотским) полностью литифицированным оказался только один фрагмент, который при сохранении структурного рисунка костной ткани полностью заместился пороодообразующими элементами (Кундурское местонахождение). Все остальные костные фрагменты лишь частично минерализованы и сохраняют исходный апатитовый состав и структуру.

Анализ диаграмм парных коэффициентов корреляции химических элементов и геохимических коэффициентов, полученных в результате обработки массива аналитических данных (методы рентгенофлуоресцентного и ICP-MS спектроскопии) сделан вывод, что накопление большинства элементов в костных остатках обусловлено их концентрационной и сорбционной функциями. В основном накапливаются катионо- и анионогенные элементы, переносимые

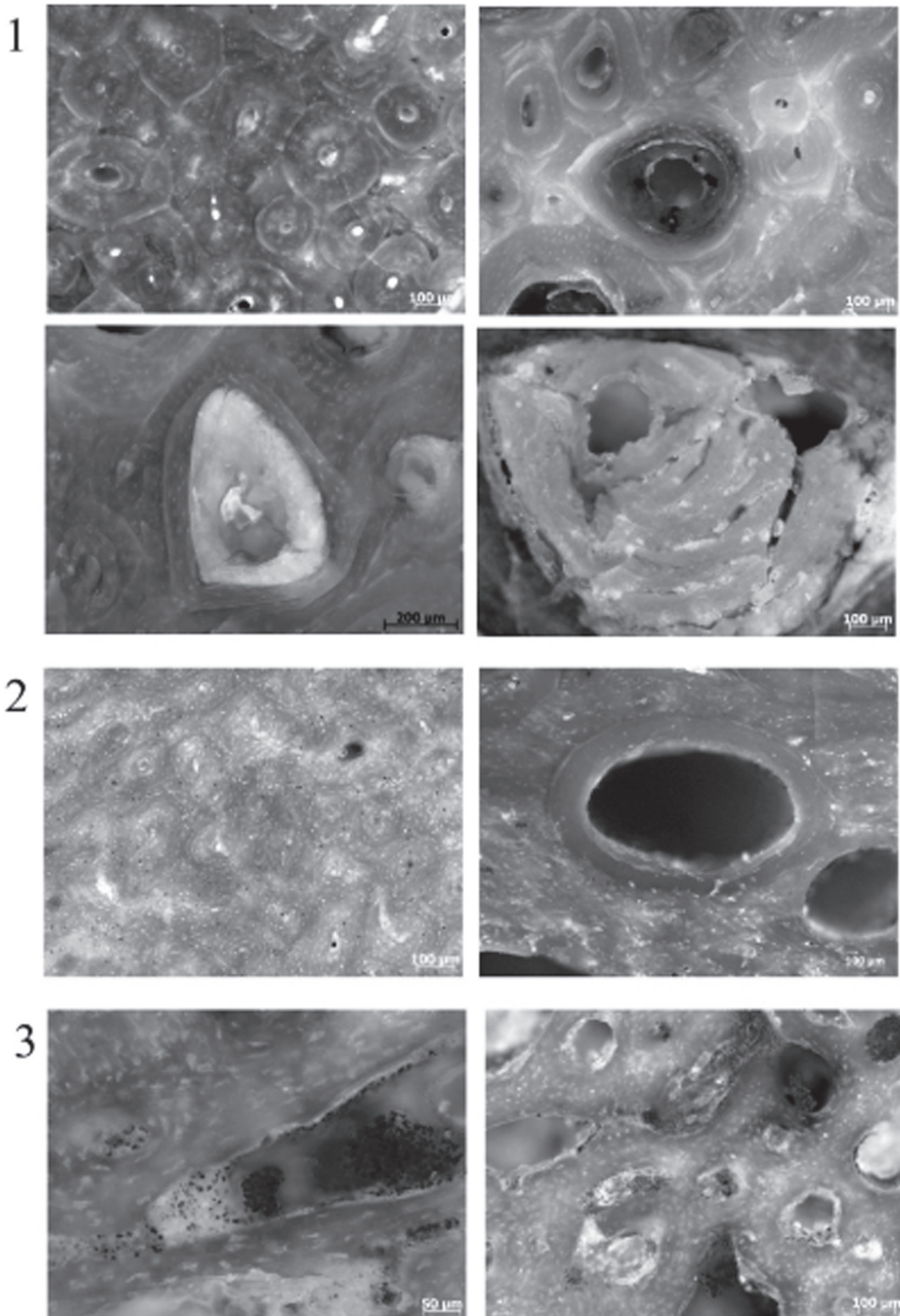


Рис. 1. Особенности строения и минерализации фрагментов костей динозавров: 1 – Благовещенское местонахождение, 2 – Кундурское местонахождение, 3 – особенности выделения железистых фаз.

водными растворами. Процессы минерализации и образования аутигенных минералов в костях осуществляются по естественным структурам протекания костной ткани.

Определение органического и неорганического углерода с использованием анализатора TOC-V CPN (SHIMADZU) с модулем SSM-5000A для анализа твердых образцов показало, что среднее содержание общего углерода в костных фрагментах на Благовещенском местонахождении составляет 1.87 % (в том числе $C_{\text{неорг}}$ – 1.26%, $C_{\text{орг}}$ – 0.61%), на Кундурском местонахождении содержание углерода ниже и составляет 0.98% (в том числе $C_{\text{неорг}}$ – 0.48%, $C_{\text{орг}}$ – 0.50%). Методами газовой хроматографии с использованием хроматографа Agilent 6890 N изучен молекулярный состав углеводородов, извлеченных из костных фрагментов методом экстрагирования хлороформом растворимого ОВ при ультразвуковом воздействии, насыщенные углеводороды выделялись методом жидкостно-адсорбционной хроматографии на колонках с Al_2O_3 . Во всех исследуемых образцах обнаружены n-алканы и вещества изопреноидной структуры. Характер хроматограмм образцов обоих местонахождений внешне схож. Однако концентрация углеводородов в костных фрагментах Благовещенского местонахождения выше (от 2.89 до 8.78 мг/г при среднем 5.02 мг/г), чем Кундурского (от 1.01 до 2.14 мг/г при среднем 1.86 мг/г). Анализ геохимических показателей, полученных в результате обработки хроматографических данных, показал, что углеводороды в костных фрагментах сохраняют структуры животного происхождения.

Кроме того, следует отметить особенности минерализации и структуры костных фрагментов Кундурского и Благовещенского местонахождений. Основным различием в строении костных фрагментов Кундурского и Благовещенского местонахождений является степень заполнения естественной поровой системы костной ткани (гаверсовых каналов и пр.) и минеральный состав аутигенных минералов, заполняющих эти каналы. Кундурское местонахождение характеризуется преимущественно незаполненными костными канальными структурами, минерализация перераспределяется по стенкам гаверсовых каналов, оставляя канал полым или же происходит зарастание каналов апатитом. На Благовещенском местонахождении канальные структуры костных останков имеют высокую степень заполнения новообразованными минералами: кальцит, минералы глин (смешаннослойные монтмориллонит, иллит), с обогащенными железом микровыделениями, оксиды марганца, кварц, натриевые и калиевые полевые шпаты и широкий набор микрофаз различного состава, включая самородное золото. Кроме того, в канальных структурах обнаружены объекты, которые имеют достаточно признаков, характеризующих их как остатки кровеносных сосудов, имеющих углерод – кремний – кислородный состав.

Методами рентгеновской дифракции установлено, что основная масса костного апатита представлена фторапатитом, однако основные дифракционные пики существенно уширены, что вызвано присутствием гидроксилapatита. Присутствие гидроксильных групп подтверждено методами ИК-спектроскопии. Данные электронно-микроскопических исследований также подтверждают, что основная матрица имеет тонко-неоднородный состав с зонами повышенного и пониженного содержания фтора. Следует отметить достаточно высокое содержание в костном апатите Благовещенского местонахождения урана.

В костных образцах из Кундурского местонахождения установлены локальные зоны карбонатапатита, концентрирующиеся вокруг отдельных гаверсовых каналов, трещин, идущих от внутренней части кости. Выделенных фаз карбонатапатита в костных фрагментах Благовещенского местонахождения не выявлено. Неорганическая часть углерода в костных фрагментах обоих местонахождений также представлена карбонатным минералом кальцитом, содержащим достаточно высокие концентрации марганца. Кальцит имеет различную степень кристаллизации от тонкозернистых неокристаллизованных масс до хорошо проявленных кристаллических агрегатов. Еще одной особенностью Кундурского местонахождения являются процессы постепенного заполнения естественных каналов костной ткани аутигенным апатитом, который образует микрокристаллы, прорастающие в полости и постепенно их заполняющие.

По тонкой поровой системе костной ткани отлагается микро- и нанофазы окислов железа, марганца (рис. 1-2). В костных фрагментах Благовещенского местонахождения характер распределения железистых микрофаз имеет существенные отличия, железистые фазы в основном концентрируются в более крупных каналах, структурно имеют существенные сходства с клетками крови (рис. 1-2). Иногда располагаются вдоль выделенных объектов C-Si-O состава, имеющих признаки кровеносных сосудов.

Полученные предварительные результаты свидетельствуют о различных условиях захоронения и диагенетического преобразования костных остатков динозавровой фауны местонахождений Амурской области. Можно предположить, что костные остатки Кундурского местонахождения длительное время находились на поверхности, и их захоронение произошло уже после разложения органического вещества. На Благовещенском местонахождении, вероятно, захоронение произошло в присутствии значительного количества органического вещества.

НЕФТЕГАЗООБРАЗОВАНИЕ В МЕЛОВЫХ ТОЛЩАХ ОСАДОЧНЫХ БАССЕЙНОВ РОССИЙСКОГО ДАЛЬНЕГО ВОСТОКА И ВОСТОЧНОГО КИТАЯ

Т.А. Рязанова

*Сибирский институт геологии, геофизики и минерального сырья, Новосибирск,
ryazanova@sniiggims.ru*

OIL AND GAS GENERATION IN THE CRETACEOUS DEPOSITS OF SEDIMENTARY BASINS OF THE RUSSIAN FAR EAST AND EAST CHINA

T.A. Ryazanova

*Siberian Research Institute of Geology, Geophysics and Mineral Resources, Novosibirsk,
ryazanova@sniiggims.ru*

В нефтегазоносном отношении мало изучены седиментационные бассейны Приамурья: Среднеамурский, Нижнеамурский, Буреинский и Зея-Буреинский, имеющие блоковое строение. Представляется актуальным сравнение их с территориально близко расположенными и хорошо изученными континентальными осадочными бассейнами (ОБ) Восточного Китая.

Проведено сравнение результатов комплексного литолого-геохимического изучения образцов кернa по 3 скважинам глубокого бурения (200 обр.) в Среднеамурском ОБ и выходов коренных осадочных пород (90 обр.) по течению р. Амур и её притокам на территориях Среднеамурского и Нижнеамурского ОБ. Буреинский ОБ охарактеризован керном глубокой скважины (20 обр.). В Зея-Буреинском ОБ изучены образцы кернa (380 обр.) из 8 колонковых скв. (фондовые материалы).

В Среднеамурском ОБ песчаные породы мелового возраста в различной степени обогащены пирокластическим материалом. Осадконакопление происходило в условиях озерно-аллювиальной прибрежной равнины с береговыми валами, дюнами и пляжами. Периодически их сменяют обстановки морского шельфа.

В глинистых породах Среднеамурского и Нижнеамурского ОБ по основным геохимическим критериям: значениям органического углерода ($C_{ор}$), хлороформенного битумоида (Бхл.) и битумоидного коэффициента (β), органическое вещество (ОВ) соответствует преимущественно III типу, реже – II типу. В бассейне Сунляо (Восточный Китай) ОВ этих типов накапливалось в озёрно-болотных отложениях (Полякова, Рязанова, 1991). Органическое вещество преимущественно гумусового состава генерировало, в основном, газ.

По данным пиролиза водородный индекс (HI) в песчаных породах выше, чем в глинистых, в 2.7-3.3 раза, иногда даже в 7.8 раз. Песчаные породы характеризуются более высокой битуминозностью, чем глинистые. Последние отличаются повышенными содержаниями $C_{орг}$ по сравнению с песчаниками. Можно утверждать, что глинистые породы генерировали углеводороды, которые впоследствии мигрировали в песчаные.

В коллекции образцов Нижнеамурского ОБ относительно высокие содержания $C_{орг}$ – от 0.4 до 0.75% отмечаются в 23.3% образцов пород с глинистой составляющей (алевролит, алевропелит, аргиллит), они выше, чем в песчаниках в 1.3-3 раза. В песчаниках содержание $C_{орг}$ очень неравномерно. По содержаниям $C_{орг}$ наиболее благоприятная картина складывается для глинистых пород из обнажений на территории, расположенной между Среднеамурским и Нижнеамурским ОБ. Значения битумоидного коэффициента, в целом, невысоки для всей изученной территории, в отдельных образцах достигают 8 и 10.5. Максимальное значение 18.2 отмечается в песчанике пионерской свиты из обнажения у пос. Пивань. Как правило, повышенные значения β характерны для крупнозернистых пород – песчаников, гравелитов, конгломератов, т.е. тех пород, в которых межзерновая пористость выше.

Небольшая коллекция образцов была изучена методом сокращённой хроматографии. Процент смолистой фракции в групповом составе битумоидов проб очень высок (74.2%), выход углеводородов (УВ) составляет лишь 25.7%. Таким образом, вещество, генерированное нижнемеловыми породами, незрелое. Органическое вещество нижнемеловых пород очень слабо реализовало свои генерационные возможности. Тем не менее, можно утверждать, что процессы генерации и миграции углеводородов имели место – в более крупнозернистых разностях пород количество УВ повышено.

Наиболее высокий водородный индекс (HI) свойственен для пород, отобранных из обнажений, расположенных между Среднеамурским и Нижнеамурским ОБ. В Нижнеамурском ОБ значения HI выше, чем в образцах Среднеамурского ОБ.

В Среднеамурском ОБ меловые толщи содержат ОБ, преобразованное до градаций мезо-катагенеза МК1-2-МК3, то есть, соответствующее слабо проявившейся зоне нефтеобразования, а на градации МК4 - глубинной зоне газообразования.

Меловые толщи в значительной степени дислоцированы, распространены прерывисто, локализуясь в наиболее погруженных участках грабенов. Объемные плотности генерированных и эмигрировавших жидких УВ, а также генерированных газообразных УВ, позволяют охарактеризовать меловые толщи в качестве основного нефтегазопроизводящего комплекса (Среднеамурский осадочный бассейн ..., 2009). Однако, невысокие коллекторские свойства пород этого комплекса и длительный перерыв в осадконакоплении в течение маастрихта-палеоцена не создали благоприятных условий для формирования залежей УВ.

В строении осадочного чехла Буреинского ОБ изучены литолого-геохимические особенности юрско-нижнемелового и мелового комплексов.

В меловом разрезе Буреинского ОБ выделяются макроциклы осадконакопления (чагдамынская, чемчукинская, йорекская (K_1) и кындальская (K_2) свиты). Макроцикл начинается гравийно-галечным материалом и завершается тонкозернистыми отложениями с обилием углстого детрита. В каждой свите отмечаются микроциклы: нижняя часть представлена чередованием песчаных и песчано-алевролитовых пачек, а верхняя - пачками переслаивания алевролитов и глин. Осадконакопление происходило в условиях заболоченной озерно-аллювиальной и прибрежной равнины с пляжами.

Катагенетические преобразования привели либо к разуплотнению пород в процессе каолинизации, либо к формированию кальцита, запечатывающего поровое пространство (Larichev et al., 2000). Наилучшими фильтрационно-емкостными свойствами обладают русловые песчаники IV, V классов по А.А. Ханину.

Юрско-нижнемеловой комплекс (ургальская, чагдамынская, чемчукинская, йорекская свиты) распространен главным образом в Кындальской грабен-синклинальной зоне и в северо-восточной части Центральной пологоскладчатой зоны. Объемная плотность генерированных жидких УВ сравнима с суммарной плотностью нижележащих ниже-среднеюрского и средне-верхнеюрского комплексов, также максимальны объемные плотности эмигрировавших жидких и генерированных газообразных УВ (Буреинский осадочный бассейн..., 2012). Генерационные возможности комплекса максимальные для Буреинского ОБ и связаны преимущественно с газовыми залежами.

Меловой комплекс (кындальская, цагайская свиты) распространен преимущественно в Кындальской грабен-синклинальной зоне и в южной части Буреинской платформенной зоны. Исходное ОБ меловых отложений имеет существенно гумусовый состав, степень его преобразованности не выходит за пределы начального мезокатагенеза, что соответствует верхней зоне газообразования.

Генерационные возможности комплекса средние, известны притоки газа. Возможна миграция УВ из нижележащего комплекса. В течение почти всего позднего мела существовал перерыв в осадконакоплении.

В Среднеамурском ОБ очаги генерации углеводородов приурочены к Переяславскому и Кур-Урмийскому грабенам, а в Буреинском ОБ – к Буреинской платформенной, Кындальской грабен-синклинальной и Центральной пологоскладчатой зонам. Буреинский ОБ является более перспективным, в нём выделяется небольшая зона газонакопления и прогнозируются небольшие газовые залежи в верхнемеловых и нефтегазоконденсатные – в юрско-нижнемеловых отложениях Кындальской грабен-синклинальной и Центральной пологоскладчатой зонах впадины. Залежи могут быть приурочены к приразломным антиклиналям и ловушкам литологического выклинивания, стратиграфического и тектонического экранирования.

Зея-Буреинский ОБ представлен системой связанных, но дифференцированно развивающихся прогибов. Меловые отложения дислоцированы (Шарудо, Москвин, 1968, с.71). Они представлены алевролитами, аргиллитами, бурыми углями, с разностями переходными к каменным. Их формирование происходило в озёрно-болотных фациальных обстановках. Конгломераты, гравелиты, песчаники и туфы сформировали пролювиально-аллювиальный комплекс. К бортам бассейна терригенные породы замещаются эффузивами. Поярковская свита (K_1) мощностью 500-800 м соответствует макроциклу осадконакопления, в завитинской свите (K_2) мощностью 300-550 м отмечается 2 макроцикла осадконакопления с микроциклами. В этих свитах отмечаются песчаники и туфопесчаники с улучшенными коллекторскими свойствами.

Нефтепроявления обнаружены в алевролито-глинистых породах поярковской и завитинской свит 8 колонковых скважин в интервале глубин 269-789 м. В элементном составе доля углерода С соответствует от 73 до 84,1%; а водорода Н – от 10 до 13%. Велико количество серы в элементном составе 4,2-5,6%. В образцах из скв. 12К и 18К значительна доля азота и кислорода 9,46% и 8,98% соответственно. В групповом составе изученных образцов УВ составляют от 33,3 до 96,7%. Максимальное значение отмечено в образце из туфоалевролита, что свидетельствует об аллохтонном характере флюида и существовании процесса первичной миграции.

В континентальных седиментационных бассейнах Восточного Китая осадконакопление происходило в обстановках пресноводных, реже солоноватоводных озёр. Влияние вулканизма обусловило формирование эффузивно-осадочных толщ. Поровые коллекторы хорошего качества сформировались в песчаниках, рифогенные и кавернозные в карбонатных породах блоков фундамента. В бассейне Сунляо в темноцветных глинах свиты Циншанькоу (K_1), являющейся нефтематеринской толщей, высоко содержание липидного ОБ пресноводного планктона. В бассейнах Хуабей-Бохайване нефтематеринские свиты – это Шахецzie и Кундянь, в Субее –

Яньчен (палеоген) (Полякова, Рязанова, 1991). В ОБ Восточного Китая создались уникальные и максимально благоприятные условия для нефтегазообразования.

Таким образом, несмотря на то, что в рассмотренных российских седиментационных бассейнах осадки изначально обладали невысокими нефтематеринскими свойствами, представляется целесообразным продолжить комплекс литолого-геохимических исследований.

Литература

Буреинский осадочный бассейн: геолого-геофизическая характеристика, геодинамика, топливно-энергетические ресурсы. 2012. Г.Л. Кириллова (Ред.). Владивосток: Дальнаука. 360 с.

Полякова И.Д., Рязанова Т.А. 1991. Критерии нефтегазоносности бассейнов Восточного Китая // Тихоокеанская геология. № 3. С. 52-61.

Среднеамурский осадочный бассейн: геологическое строение, геодинамика, топливно-энергетические ресурсы. 2009. Г.Л. Кириллова (Ред.). Владивосток: ДВО РАН. 424 с.

Шарудо И.И., Москвин В.И. 1968. Литолого-фациальный состав и условия накопления верхнемезозойских континентальных отложений Амуро-Зейской площади. Новосибирск: Наука. 85 с.

Larichev A.I., Perozio G.N., Ryazanova T.A. 2000. Mesozoic-cenozoic alluvial-lacustrine deposits of the Middle Amur and Upper Bureya depressions and the East China basins // 31 Int. Geological Congress. Rio-de-Janeiro.

АДАПТИВНАЯ ЭВОЛЮЦИЯ ГОЛОВНОГО МОЗГА МЕЛОВЫХ ДИНОЗАВРОВ

С.В. Савельев

НИИ морфологии человека РАМН, Москва, braincase@yandex.ru

EVOLUTION AND ADAPTATION OF THE CRETACEOUS DINOSAURS BRAIN

S.V. Saveliev

Institute of Human morphology AMS, Moscow, braincase@yandex.ru

О строении нервной системы динозавров мы можем судить только по организации периферических анализаторов, форме полостей мозгового черепа, спинномозговым каналам позвонков и следам от нервов. Вполне понятно, что даже эти сведения обычно отрывочны, образцы хорошей сохранности встречаются редко, а находки естественных отливов черепа или фоссилизованного головного мозга – уникальны. По этой причине даже общая анатомическая организация нервной системы динозавров изучена плохо, а описание эндокастов или реконструкций головного мозга известно только для нескольких десятков видов.

Традиционным способом анализа строения мозга динозавров является изготовление искусственных отливов полостей мозгового черепа из гипса или современных эластичных материалов. Полученные таким способом модели позволяют получить самые общие представления о наиболее очевидных особенностях строения нервной системы. В последние 15 лет начаты исследования внутренних полостей черепа динозавров при помощи рентгеновской компьютерной томографии. Этот метод позволяет без разрушения образцов создавать виртуальные 3D реконструкции как отливов мозга, так и отдельных выходов черепно-мозговых нервов. Каждый из подходов имеет свои недостатки и достоинства, которые сказываются на интерпретации результатов исследований.

Достоверность информации, полученной как при изготовлении слепков мозговых полостей, так и при создании 3D реконструкций на основе компьютерного сканирования примерно

одинакова. Причиной неточностей является наличие как суб-, так и передурального пространства между нервной тканью и черепом, которое искусственно увеличивает реальные размеры головного мозга и маскирует детали его поверхности. Эта проблема особенно значима для крупных рептилий, которые имеют хорошо развитую систему васкуляризированных мозговых оболочек. Под ними обычно скрыты детали поверхности мозга, не формирующие рельефа внутренней поверхности черепа даже у старых особей.

Не менее проблематична оценка объема эндокастов, поскольку к мозговым оболочкам добавляются неизвестные характеристики внутренних мозговых желудочков. Дополнительные проблемы вызывает широкая изменчивость ветвей черепно-мозговых нервов, которые могут сливаться и разделяться при выходе из головного мозга (Савельев, 2001).

Все известные находки мозга динозавров можно классифицировать только по общему морфологическому строению отливов полученных с внутренней поверхности мозгового черепа. При самом удачном стечении обстоятельств анатомическое строение переднего, промежуточного, среднего, заднего и продолговатого мозга позволяет оценить уровень развития основных анализаторов, адаптивную специализацию, сенсомоторные и вестибулярные возможности конкретных видов. Такая реконструкция возможна на основе сравнительной анатомии мозга как вымерших, так и современных позвоночных.

Исходный для динозавров тип строения мозга можно восстановить на основе анализа наиболее древних анамний. Кальцификация оболочек их нервной ткани позволяет собрать подробные сведения об анатомической эволюции нервной системы до появления динозавров. Исходя из этих данных, можно уверенно считать, что наиболее древнему типу организации соответствует линейная структура головного мозга, где самым передним центром является обонятельный передний мозг, затем эндокринный – промежуточный, за ним следует зрительный и слуховой – средний и два сенсомоторных отдела включающие мозжечок, задний и продолговатый мозг. Перечисленные отделы вытянуты вдоль общей оси мозга, а их видоспецифичные особенности отражаются в анатомических размерах сенсорных или двигательных структур. Эти данные в сочетании с изучением соматической организации, развития анализаторов, строения двигательных и чувствительных нервов позволяют провести реконструкцию особенностей эволюции мозга.

В настоящее время большинство известных описаний мозга динозавров можно отнести к четырём вариантам строения по топологическим различиям осевых структур головного мозга. В отличие от анамний, всегда имеющих линейную структуру головного мозга, для амниот характерны изгибы ствола на уровне задней границы среднего, заднего и продолговатого мозга, которые отражают адаптивный путь нейробиологической эволюции.

Первым и самым древним вариантом следует считать линейную организацию, при которой головной мозг лежит вдоль продольной оси черепа и не имеет анатомических изгибов. В этой конструкции сохраняются особенности исходного архетипа характерного для первичноводных позвоночных и амфибий (Савельев, 2005). Все структуры головного мозга расположены на одной оси, которая является геометрическим продолжением спинного мозга. Наиболее показательное строение полости мозговой части черепа у панцирных динозавров, или анкилозавров (*Bissektipelta archibaldi*). У них мозг не только сохранил свою архаичную линейную структуру, но и не имеет выраженных адаптивных перестроек как дистантных анализаторов, так и сенсомоторных центров. Аналогичное линейное строение головного мозга встречается и у бипедальных динозавров, которые решали проблемы подвижности головы за счёт шейных позвонков. Примером может служить организация головного мозга альваресзавра *Ceratonykus oculatus* из позднего мела Монголии (Алифанов, Савельев, 2011). Головной мозг этой формы сохранился в виде естественного отлива с частично разрушенной крышей черепа, что редко встречается в палеонтологической практике. У этого крайне специализированного бипедального вида мозг сохранил все признаки

исходного архетипа при глубокой зрительной специализации. Эти примеры показывают, что наиболее древний вариант соосного расположения центральной нервной системы и черепа может присутствовать как у четвероногих, так и у двуногих динозавров.

Второй тип организации мозга можно выделить на основании анализа анатомического строения черепа крупных поздне меловых динозавров. Линейная конструкция головного мозга сохраняется у представителей таких поздне меловых семейств, как *Tyrannosauridae* и *Hadrosauridae*, многие из которых достигали гигантских размеров. Особенности динозавров этих групп является выраженная бипедальность и очевидное расположение головы под значительными углами к оси позвонков шейного отдела. Эти соматические особенности конструкции головы и шейных позвонков создают иллюзию резкого перехода от головного к спинному мозгу. У них можно было бы ожидать существование значительного изгиба ствола мозга как у современных птиц. Однако расположение головы относительно шейных позвонков никак не влияет на продольное расположение головного мозга. Спинной мозг входит в черепную коробку под углом, которая в свою очередь оказывается расположенной под углом в 25-35° по отношению к оси черепа. В результате головной и спинной мозг сохраняют соосность и архаичную линейную структуру (Савельев, Алифанов, 2007).

Взаиморасположение осей черепа и шейных позвонков может приобретать крайние формы, как в случае с диплодокоидным завроподом *Nigersaurus taqueti* из позднего мела Африки, у которого ось черепа, определяемая по свободному краю верхней челюсти, составляет с осью первых шейных позвонков значительный угол (Ridgely, Witmer, 2008). Впечатление от соматической организации этого динозавра очень обманчиво. При поверхностном взгляде на скелет *N. taqueti* кажется, что продольная ось его головы образует с шейными позвонками угол почти в 90°, а головной и спинной мозг должны иметь значительный анатомический изгиб. Анализ полости мозгового черепа показывает, что головной мозг сохраняет линейную структуру, но его ось почти перпендикулярна к оси черепа. Следовательно, сохранение архаичной линейной организации головного мозга динозавров не зависит от ориентации головы по отношению к шейным позвонкам, поскольку положение мозговой коробки внутри черепа может изменяться в очень широких пределах.

Третий тип организации можно обнаружить у небольших бипедальных динозавров с вертикально расположенной шеей и горизонтальной позицией головы. В этом случае угол между осями спинного и головного мозга может составлять от 20 до 70°. При этом ось мозга совпадает с осью черепа, а горизонтальное положение головы достигается в результате анатомического изгиба на уровне заднего и продолговатого мозга. Динозавров с таким типом организации центральной нервной системы можно встретить среди меловых представителей семейств *Dromaeosauridae* и *Ornithomimosauria*. Следует отметить, что эти группы весьма неоднородны по рассматриваемым признакам. В них входят динозавры с описанным выше первым, вторым и третьим типом анатомической организации мозга. К выраженному третьему варианту следует отнести также *Microraptor zhaoianus* (*Microraptoridae*) и *Erlikosaurus andrewsi* (*Segnosauridae*), которые обладают изгибом ствола мозга характерного для бипедальных животных с горизонтальным положением головы на подвижной вертикальной шее. Возникновение данного варианта формирования затылочного изгиба мозга вполне оправдано морфологически, поскольку часть продолговатого мозга и выходы черепно-мозговых нервов рептилий и птиц находятся за пределами окципитального отверстия (Савельев, 2001). Важно заметить, что однажды возникнув, заднемозговой изгиб сохраняется навсегда, как эволюционный маркер адаптаций, связанных с появлением бипедальности при коротких шейных позвонках. В этом случае появление вторичного поворота ствола на уровне заднего края среднего мозга уже невозможно, а горизонтальное расположение головы восстанавливается за счёт шейных изгибов спинного мозга.

Следовательно, эволюционный расцвет динозавров и их разнообразная, пищевая специализация происходили при незначительных морфологических изменениях в структуре головного мозга. Архаичный архетип соосного расположения головного и спинного мозга в большинстве групп динозавров не изменялся. Исключения составляют семейства Dromaeosauridae и Ornithomimosauria. Особенности строения ствола мозга свидетельствуют о ранней обособленности эволюционного пути становления этих групп. Следует отметить, что самые глубокие изменения осевых структур мозга известны для веерохвостых птиц. Однако сходная анатомическая организация для мозга динозавров не известна, что ставит под сомнение обоснованность тероподовой гипотезы происхождения птиц.

Литература

Алифанов В.Р., Савельев С.В. 2011. Строение мозга и нейробиология альваресзавров (Dinosauria) на примере *Ceratomykus oculus* (Parvicursoridae) из позднего мела Монголии // Палеонтол. журн. № 2. С. 61-69.

Kurochkin E.N., Dyke G.J., Saveliev S.V., Pervushov E.M., Popov E.V. 2007. A fossil brain from the Cretaceous of European Russia and avian sensory evolution // Biol. Lett. Vol. 3. P. 309-313.

Савельев С.В. 2001. Сравнительная анатомия нервной системы позвоночных. М.: Изд-во Гэотар-мед. 272 с.

Савельев С. В. 2005. Происхождение мозга. М.: Изд-во Веди. 367 с.

Савельев С.В., Алифанов В.Р. 2007. Новое исследование мозга хищного динозавра *Tarbosaurus bataar* (Theropoda, Tyrannosauridae) // Палеонтол. журн. № 3. С. 47-55.

Ridgely R.C., Witmer L.M. 2008. Gross anatomical brain region approximation (GABRA); a new technique for assessing brain structure in dinosaurs and other fossil archosaurs // J. Vert. Paleontol. Vol. 28. Suppl. 3. P. 131-143.

БИОСТРАТИГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА (АММОНИТЫ, ОСТРАКОДЫ, ПАЛИНОМОРФЫ) ПОГРАНИЧНЫХ АЛЬБ- СЕНОМАНСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ЮГО-ЗАПАДНОГО КРЫМА

Ю.Н. Савельева¹, О.В. Шурекова¹, В.В. Аркадьев²

¹ФГУП НПП «Геологоразведка», Санкт-Петербург, julia-savelieva7@mail.ru,
o.antonen@gmail.com

²Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург,
arkadievvv@mail.ru

BIOSTRATIGRAPHY (AMMONITES, OSTRACODS, PALYNOMORPHS) OF THE ALBIAN-CENOMANIAN BOUNDARY DEPOSITS OF SOUTH-WEST CRIMEA

Yu.N. Savelieva¹, O.V. Shurekova¹, V.V. Arkadiev²

¹FGU RPE «Geologorazvedka», Saint Petersburg, julia-savelieva7@mail.ru, o.antonen@gmail.com

²Saint Petersburg State University, Saint Petersburg, arkadievvv@mail.ru

В Юго-Западном Крыму авторами изучены два разреза пограничных альб – сеноманских отложений: г. Дусина (южный склон) и устье Сухого Лога (правый борт) (бассейн р. Бельбек). Отложения представлены зеленовато-серыми, среднезернистыми с глауконитом песчаниками, выше переходящими в тонко-, среднеплитчатые серые и темно-серые мергели.

Аммониты. Из разреза «Сухой лог» определены аммониты (определения А.А. Атабекяна): *Anapuzosia naidini* Marc., *Anisoceras perarmatum* Pict. et Camp., *Desmoceras latidorsatum* (Mich.),

Hamites virgulatus Brongn., *Lechites moreti* Breistr., *Mariella bergeri* (Brongn.), *Mortoniceras* (*Mortoniceras*) *rostratum* (Sow.), *M. (Durnovarites) cf. perinflatum* (Spath), *M. (D.) vraconense* Renz, *Ostlingoceras puzosianum* (d'Orb.), *Stoliczkaia* (*Stolizckaia*) *clavigera* Neum. Данный комплекс однозначно указывает на позднеальбский возраст отложений, ранее ассоциировавшийся с зоной *Stolizckaia dispar* (Киселевич, 1991), а в настоящее время – с зоной *Arrhaphoceras briacensis* (Kennedy, Latil, 2007; Reboulet et al., 2011) тетического стандарта. По данным А.Г. Кравцова и А.И. Шалимова (1982), в глауконитовых песчаниках в других разрезах бассейна реки Бельбек встречены аммониты *Puzosia planulata* (Sow.), *Schloenbachia varians* (Sow.), характерные для раннего сеномана. Кроме того, обнаружены двустворки *Aucellina gryphaeoides* (Sow.) (верхний альб) и белемниты *Neohibolites ultimus* (d'Orb.) (верхний альб – нижний сеноман). Из-за плохой обнаженности глауконитовых песчаников и отсутствия полных разрезов, данные о соотношении верхнего альба и нижнего сеномана в бассейне р. Бельбек отсутствуют. В нижней части перекрывающей глауконитовые песчаники толщи мергелей в бассейне р. Бельбек найдены сеноманские аммониты (определения А.А. Атабеяна): *Puzosia mayoriana* (d'Orb.), *Calycoceras* (?) sp., *Mantelliceras picteti* Hyatt, *Mesogaudryceras leptonema* (Sharpe) (Атлас..., 1997).

Остракоды. В альбских отложениях встречены единичные формы плохой сохранности: *Cytherella* sp., *Bairdia* sp., *B. cf. simplicatilis*. В нижнем сеномане наиболее характерными видами являются: *Cytherella ovata*, *C. contracta*, *Longocytherella parallela*, *Bairdia pseudoseptentrionalis*, *Macrocypris* sp.A, *Pontocyprilla inflexa*, *Cytheropteron pitstonensis*, *C. aff. condemiensis*, *C. beme-rodensis*, *Dumontina?* sp., *Planileberis?* sp., *Asciocythere auljatensis*, *Cythereis kelifensis*, *Praephaeorhabdotus carrensis* (таблица 1). Последние два – виды-индексы ценозон сеномана Средней Азии (Андреев, 1986; Практическое руководство ..., 1999).

Диноцисты. В верхнем альбе диноцисты не обнаружены. В нижнем сеномане выделен комплекс диноцист (таблица 2), в котором доминируют *Litosphaeridium siphoniphorum*, *Surculosphaeridium? longifurcatum*, *Epelidosphaeridia spinosa*, *Achomosphaera ramulifera*, *Spiniferites* ex gr. *ramosus*, *Ovoidinium* spp. и акритархи *Diacrocanthidium echinulatum*. Постоянно присутствуют *Circulodinium distinctum*, *Odontochitina operculata*, *O. ancala*, *Palaeohystrichophora infusorioides*, *Xiphophoridium alatum*, *Oligosphaeridium pulcherrimum*, *O. complex*. Единичны *Cauca parva*, *Florentinia deanei*, *F. ferox*; *Cribroperidinium edwardsii*, *Leberidocysta chlamydata*, *L. defloccata*, *Pervosphaeridium truncatum*, *Coronifera oceanica*, *Xenascus ceratioides*, *Atopodinium haromense*, *Cleistosphaeridium multicalamum*, *Subtilisphaera* sp., *Hystrichodinium pulchrum*, *Scriniodinium campanula*, *Cyclonephelium compactum*, *Pterodinium* sp. и акритархи *Micrhystridium* sp. Ранее виды диноцист *Epelidosphaeridia spinosa*, *Coronifera oceanica*, *Odontochitina operculata*, *Spiniferites* ex gr. *ramosus* определены О. Шевчук (2012) в отложениях сеномана Бахчисарайского района Крыма. В том же районе в отложениях верхнего сеномана П. Додсворт (Dodsworth, 2004) установил разнообразный комплекс диноцист, в составе которого присутствует 19 общих с нашим материалом видов.

В результате изучения разрезов р. Бельбек дополнена биостратиграфическая характеристика пограничных альб-сеноманских отложений Юго-Западного Крыма по аммонитам; установлены раннесеноманские комплексы остракод и диноцист. Изображения остракод и диноцист приведены впервые.

Литература

Андреев Ю.Н. 1986. Меловые остракоды Средней Азии (состав, распространение, развитие, геологическое значение) // Дисс. д-ра г.-м.н. М.: фонды МГУ. 404 с.

Атлас меловой фауны Юго-Западного Крыма. 1997. В.В. Аркадьев, Т.Н. Богданова (Ред.). СПб. СПГТИ. 357 с.

Киселевич Л.С. 1991. Зона *Stolizckaia dispar* в верхнеальбских отложениях Горного Крыма

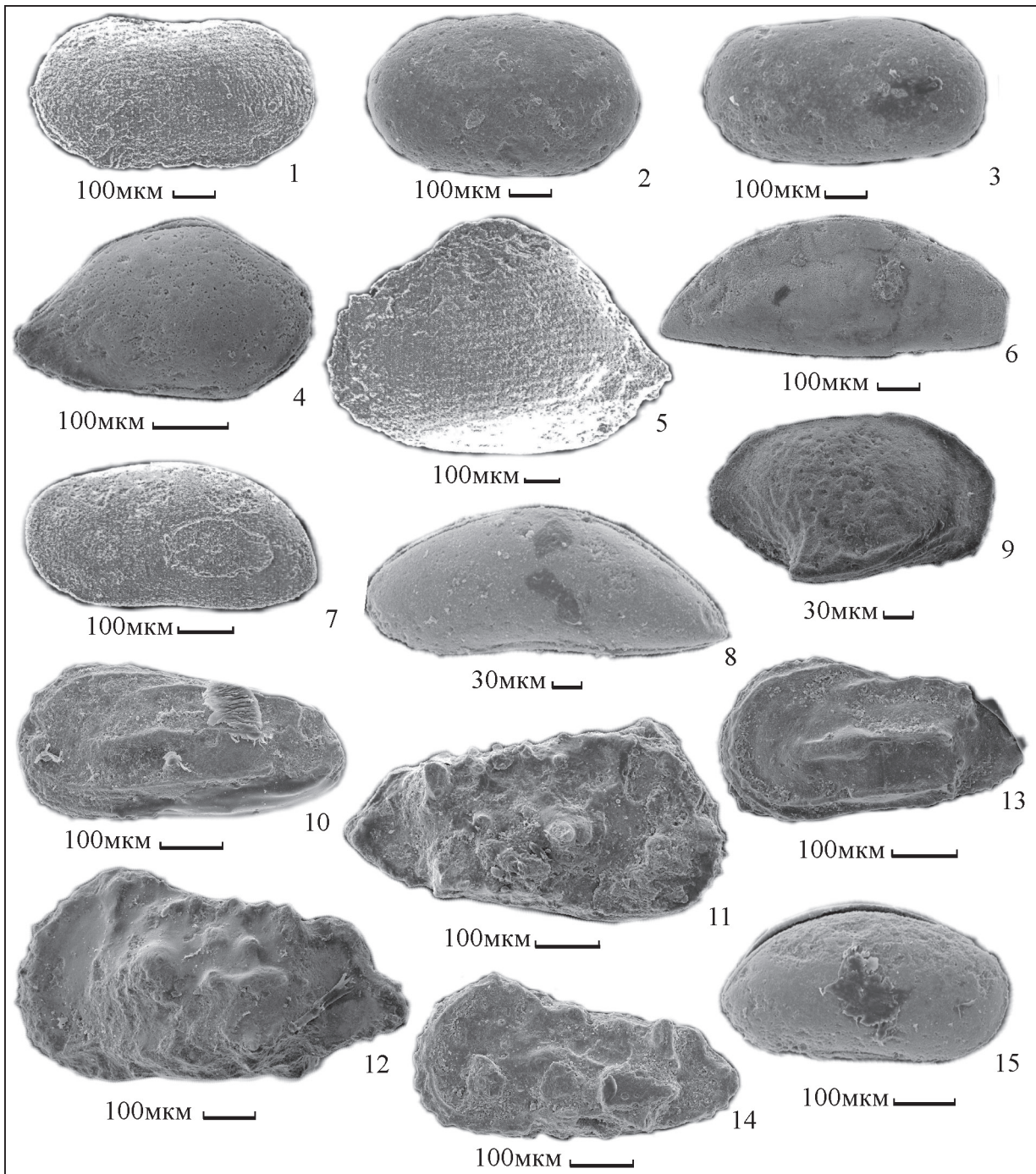


ТАБЛИЦА 1. Остракоды из разрезов Дусина гора (ДГ) и Устье Сухого лога (УСЛ).

1 – *Cytherella contracta* (Veen), УСЛ-22, пак.; 2 – *Cytherella ovata* (Roemer), обр. УСЛ-10, пак.; 3 – *Longocytherella parallela* (Reuss), обр. УСЛ-10, пак.; 4 – *Bairdia pseudoseptentrionalis* Mertens, обр. ДГ-10, пак.; 5 – *B. cf. simplicatilis* Luebimova, обр. ДГ-1 пак.; 6 – *Macrocypris* sp. A, Donze, обр. ДГ-8, пак.; 7 – *Pontocyprilla inflexa* Gruendel, обр. УСЛ-23, пак.; 8 – *Paracypris* sp.1, обр. УСЛ-23, пак.; 9 – *Cytheropteron pitstonensis* Weaver, обр. ДГ-10, пак.; 10 – *Dumontina?* sp., обр. УСЛ-11, пак.; 11 – *Cythereis* aff. *condemiensis* Breman, обр. УСЛ-10, пак.; 12 – *Cythereis kelifensis* Andreev, обр. УСЛ-20, пак.; 13 – *Praephaeorhabdotus carrensis* (Keen et Siddiqui), обр. ДГ-8, пак.; 14 – *Planileberis?* sp., обр. УСЛ-11, пак.; 15 – *Asciocythere auljatensis* Andreev, обр. УСЛ-26, пак.

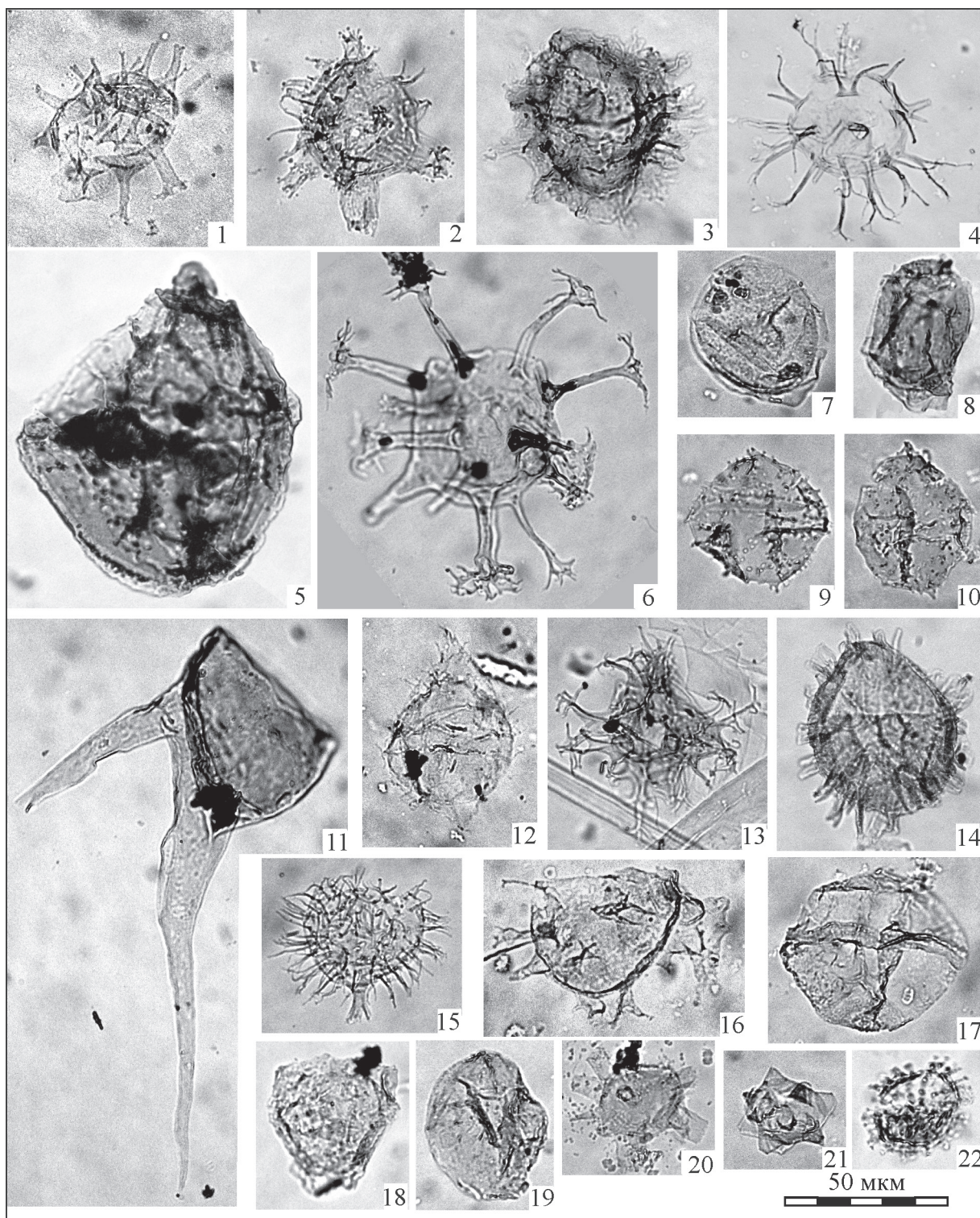


ТАБЛИЦА 2. Диноцисты из разреза Устье Сухого лога, ранний сеноман.

1, 7, 8, 12, 18, 19 – обр. УСЛ-11; 2, 5, 6, 11, 13, 14, 15, 20, 22 – обр. УСЛ-10; 3, 4, 9, 10, 16, 17, 21 – обр. УСЛ-20: 1 – *Florentinia deanei* (Dav. et Will.); 2 – *F. ferox* (Defl.); 3 – *Xiphophoridium alatum* (Cook. et Eisen.); 4 – *Surculosphaeridium? longifurcatum* (Firtion); 5 – *Cribooperidinium edwardsii* (Cook. et Eisen.); 6 – *Oligosphaeridium pulcherrimum* (Defl. et Cook.); 7 – *Leberidocysta chlamydata* (Cook. et Eisen.); 8 – *L. defloccata* (Dav. et Verd.); 9, 10 – *Epelidosphaeridia spinosa* (Cook. et Hugh.); 11 – *Odontochitina ancala* Bint; 12 – *Palaeohystrichophora infusorioides* Defl.; 13 – *Achomosphaera ramulifera* (Defl.); 14 – *Pervosphaeridium truncatum* (Dav.); 15 – *Coronifera oceanica* Cook. et Eisen.; 16 – *Xenascus aff. ceratioides* (Defl.); 17 – *Atopodinium haromense* Thomas et Cox; 18, 19 – *Ovoidinium* spp.; 20, 21 – *Litosphaeridium siphoniphorum* (Cook. et Eisen.); 22 – *Sepispinula? huguoniotii* (Valensi).

(междуречье Бельбек–Альма) // Палеонтологические и биостратиграфические исследования на территории Украины. // О.С. Вялов (отв. ред.). Сб. науч. тр. Киев: Наукова думка. С. 70-73.

Кравцов А.Г., Шалимов А.И. 1982. Стратиграфия нижнемеловых отложений бассейна среднего течения р. Бельбек (Юго-Западный Крым). Л.: ЛГИ. 26 с.

Практическое руководство по микрофауне. Т. 7: Остракоды мезозоя. 1999. И.А. Николаева, И.Ю. Неуструева (Ред.). СПб. ВСЕГЕИ. 244 с.

Шевчук О. 2012. Палинотратиграфія сеноманських відкладів України // Палеонтологічний збірник. № 44. С. 3–11.

Dodsworth P. 2004. The palynology of the Cenomanian-Turonian (Cretaceous) boundary succession at Aksudere in Crimea, Ukraine // Palynology. Vol. 28. P. 129-141.

Kennedy W.J., Latil J.-L. 2007. The Upper Albian ammonite succession in the Montloux section, Hautes-Alpes, France // Acta Geol. Polonica. Vol. 57. N 4. P. 453-478.

Reboulet S., Rawson P.F., Moreno-Bedmar J.A. et al. 2011. Report on the 4th International Meeting of the IUGS Lower Cretaceous Ammonite Working Group, the «Kilian Group» (Dijon, France, 30th August 2010) // Cretaceous Res. Vol. 32. P. 786-793.

ПОЛНОТА СТРАТИГРАФИЧЕСКОЙ ПОСЛЕДОВАТЕЛЬНОСТИ ВЕРХНЕМЕЛОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ВОЛЬСКИХ КАРЬЕРОВ (САРАТОВСКАЯ ОБЛАСТЬ) И ВОПРОСЫ СОВЕРШЕНСТВОВАНИЯ СУБРЕГИОНАЛЬНОЙ СХЕМЫ

В.Б. Сельцер

*Саратовский государственный университет им. Н.Г. Чернышевского, Саратов,
seltservb@mail.ru*

COMPLETENESS OF THE UPPER CRETACEOUS STRATIGRAPHIC SEQUENCE IN THE VOLSK QUARRIES (SARATOV REGION) AND THE PROBLEMS OF IMPROVING OF THE SUBREGIONAL CHART

V.B. Seltser

*Chernyshevsky Saratov State University, Saratov,
seltservb@mail.ru*

Вот уже более ста лет меловые разрезы в окрестности г. Вольска Саратовской области являются объектом пристального изучения. Здесь разработка мела связана с производством цемента. Благодаря многим публикациям эти разрезы приобрели большую известность. В окрестностях города имеются три карьера изначально принадлежавших разным акционерным обществам. После революции 1917 года и национализации они приобрели звучные названия, отразившие приметы времени. По иронии судьбы акционерная форма управления производством вернулась, очертив 80-летний круг истории, но в геологической литературе прочно закрепились советские словосочетания, став своеобразной визитной карточкой для геологов, изучающих верхнемеловые отложения Поволжья.

На южной окраине Вольска находится карьер «Красный Октябрь», а севернее города расположились разрезы «Большевик» и более удаленный карьер «Коммунар». Все три разреза впечатляют обнаженностью меловой толщи, которую визуально можно разделить на три, в большей или меньшей степени, различимые пачки. Нижняя пачка грубого алевролитистого мела и мергеля, средняя – плотный и крепкий мел с флазерной текстурой и верхняя – писчий мел с многочисленными разновыраженными тонкими и более темными прослоями мелоподобных глин

и мергелей. Вместе с тем их стратиграфическая позиция базируется на действующей схеме верхнемеловых отложений, в соответствии с которой идентифицированы в разрезах местные подразделения – свиты (Олферьев, Алексеев, 2005). Изучение этих отложений осуществлялось неоднократно (Синцов, 1870; Хименков, 1904; Архангельский, 1912; Матесова, 1930; Найдин, 2002), но комплексный подход и сопоставление разрезов между собой предпринимается лишь в последние годы (Олферьев и др., 2009). Вольский мел насыщен различными группами палеофауны, от разнообразных моллюсков, иглокожих и брахиопод до ракообразных и позвоночных. Микрофауна представлена бентосными, планктонными фораминиферами и известковым нанопланктоном.

Особенностью всех разрезов является отсутствие сеномана, а вышележащие меловые образования залегают на черных глинах верхнего альба (рис. 1).

Туронские отложения (банновская свита) во всех карьерах представлены идентично-грубым опесчаненным мелом и/или мергелем с прослоями карбонатного песка и галькой фосфоритов в основании. Во всех трех разрезах мощность колеблется в пределах 3,3-4,2 м, относящихся к среднему и верхнему турону, что подтверждается находками иноцерамов и аммонитов (рис. 1). Особенно выделяется разрез «Коммунар», где, по-видимому, присутствуют только верхнетуронские образования. Коньякские отложения (вольская свита) наиболее выразительны (6,5 м) в карьере «Коммунар», в котором этот интервал считается стратотипом. Здесь достоверно присутствие верхнего коньяка по находкам *Volvicerasmus involutus*. Два других разреза несут несущественные различия. В «Красном Октябре» выделены две пачки – нижняя (0,2 м) светло-серые и верхняя (2,65 м) зеленовато-серые мергели с рострами белемнитов и морскими ежами. В «Большевику» это одна пачка мергелей (2,3 м) с иноцеррамидами, где определены средне- и позднеконьякские зоны бентосных фораминифер (LC7) и (LC8) соответственно. Трудности возникают в идентификации сантонских отложений, которые, по-видимому, размывались в раннекампанское время. В разрезе «Красный Октябрь» отсутствуют слои отвечающие сантону. В разрезе «Большевик» слабо выражен интервал (6,1-7,5 м) с остатками морских губок, соответствующий зоне бентосных фораминифер (LC9), а в «Коммунаре» прослежены плотные мергели с кардисоидными иноцеррамидами, покрываемые опесчаненными карбонатными глинами с фосфоритами, скелетами морских губок, рострами белемнитов, редкими двустворками и морскими ежами. Облик фауны позднесантон-раннекампанский. Тем самым, в северном направлении сантон проявляется более отчетливо.

Кампанские отложения (сенгилеевская свита) представлены своеобразной толщей плотного мела (8,5 м) с комковатой, или флазерной текстурой (карьеры «Большевик» и «Коммунар»). Здесь фауна аммонитов, белемнитов, иноцеррам и морских ежей, а также фораминифер (зоны LC13 а, б) указывает на ранний кампан, и только верхи (разрез «Большевик») отнесены к низам позднего (в двучленной схеме) кампана по присутствию фораминифер зоны (LC14). В карьере «Красный Октябрь» подобные образования не зафиксированы. Здесь, этому интервалу соответствует песчано-глауконитовый, мергель с фосфоритами. Верхний кампан во всех разрезах представлен не в полном объеме, указывая на наличие существенного перерыва. Так в частности, не встречены ланговые белемниты и некоторые иноцеррамиды. Не выявлены фораминиферовые зоны LC14, кроме разреза «Большевик», а также LC15 и LC16.

Маастрихтские отложения присутствуют в объеме нижнего (карсунская свита) и верхнего подъярусов (радищевская свита). Нижний маастрихт, по-видимому, представлен не в полном объеме. В разрезах «Красный Октябрь» и «Большевик» фиксируется горизонт твердого дна, указывая на перерыв приходящегося на часть зоны *sumensis* (Олферьев и др., 2009). Сопоставляя между собой оба карьера видно, что в целом маастрихтский мел не несет какой-либо заметной разницы, за исключением карьера «Коммунар», где верхнемаастрихтские отложения размыты

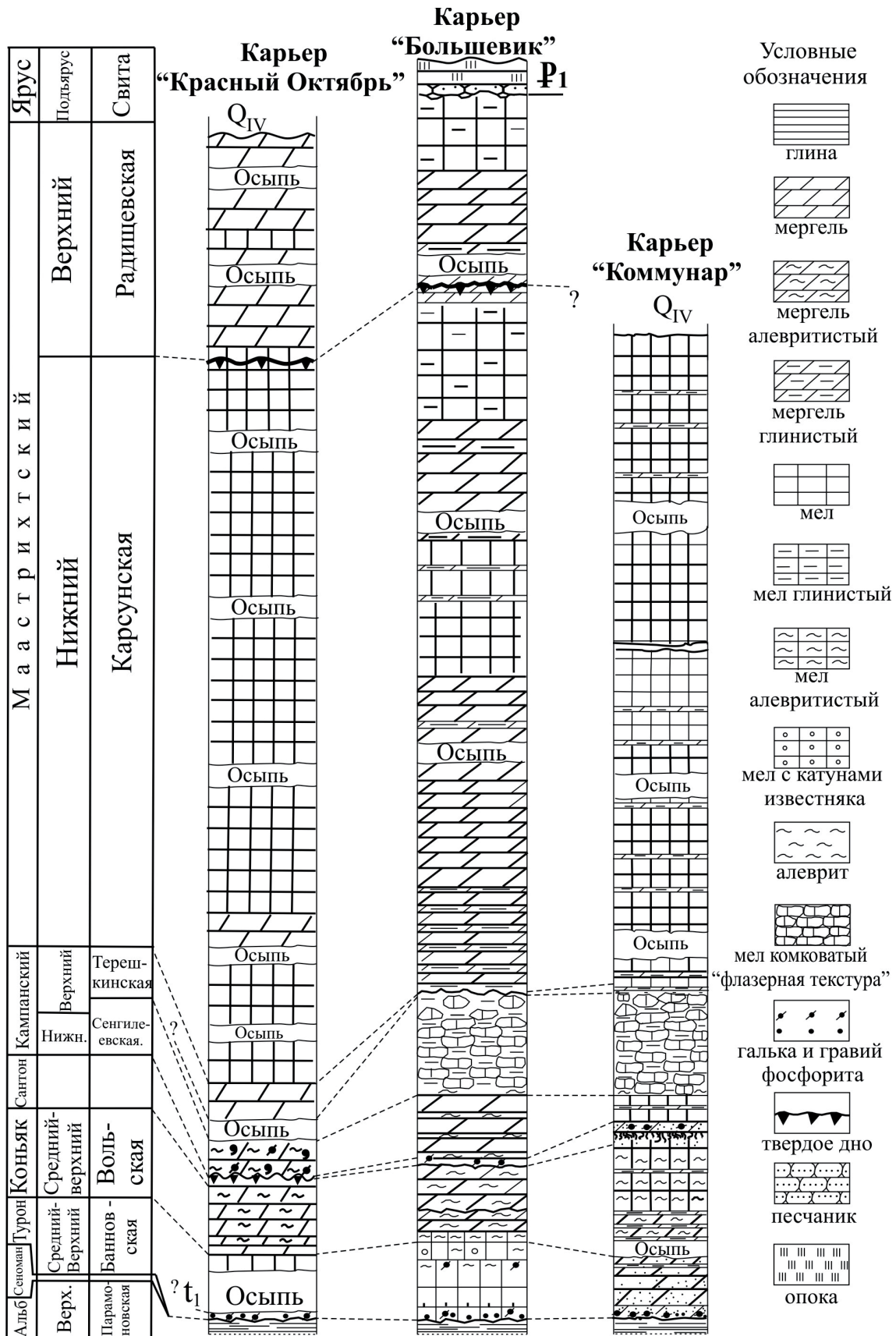


Рис. 1. Сопоставление разрезов меловых карьеров г. Вольска.

эрозией. Наибольшие сложности возникли с определением нижней границы маастрихта, это связано с утверждением новой позиции и необходимости её фиксации в пределах Русской плиты. В этом смысле наиболее значимыми становятся интервалы, где удается проследить последовательную смену комплексов бентосных фораминифер зоны LC16 – LC20, фауны белемнитов по линии *Belemnella licharewi* – *B. lanceolata* – *B. lanceolata inflata*, уровней распространения морских ежей *Micraster grimensis* и появление аммонита *Hoploscaphites constrictus*. В карьере «Красный Октябрь» эти интервалы проявлены не в полной мере и требуют доизучения, а в карьерах «Большевик» и «Коммунар» они неплохо охарактеризованы фауной. В этой связи предлагаемый вариант положения нижней границы в основании фораминиферовой зоны (LC19) сопоставляется с первыми находками аммонита *H. constrictus*, который также может быть принят как один из маркеров.

В части совершенствования субрегиональной стратиграфической схемы рациональнее было бы рассматривать, в структурно-фациальном плане, юг Ульяновско-Саратовского прогиба, выделив Вольско-Хвалынское Поволжье и Левобережье. В пределах этой территории необходимо расширить возрастной диапазон вольской свиты (средний турон – коньяк) и дополнить литологическую характеристику сенгилеевской свиты (нижний – низы верхнего кампана). Маастрихтский мел рациональнее рассматривать в рамках только одной свиты.

Таким образом, вольские меловые карьеры несут заметные различия в строении разреза, особенно в интервале средний турон – ранний кампан. Несмотря на выявленные перерывы, карьеры остаются ключевыми в изучении верхнего мела Восточно-Европейской платформы, в идентификации ярусных и подъярусных границ, а также проведения работ по дальнейшему совершенствованию субрегиональной стратиграфической схемы в части идентификации местных подразделений – свит.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект № 12-05-00196-а) и Минобрнауки России в рамках базовой части (№ государственной регистрации 1140304447, код проекта 1582).

Литература

- Архангельский А.Д. 1912. Верхнемеловые отложения востока Европейской России // Матлы для геологии России. СПб: Типограф. Импер. Академии наук. Т. 25. 631 с.
- Матесова М.Н. 1930. Геологические экскурсии в окрестности г. Вольска // Тр. Вольского окружного научно-образовательного музея. Вып. 3. 58 с.
- Найдин Д.П. 2002. Вольский разрез верхнего мела // Тр. НИИ геологии СГУ. Нов. сер. Т. 10. Саратов: «Научная книга». С. 6-11.
- Олферьев А.Г., Алексеев А.С. 2005. Стратиграфическая схема верхнемеловых отложений Восточно-Европейской платформы. Объяснительная записка // М.: Палеонтологический ин-т РАН, 203 с.
- Олферьев А.Г., Беньямовский В.Н., Иванов А.В., Овечкина М.И., Сельцер В.Б., Харитонов В.М. 2009. Верхнемеловые отложения севера Саратовской области. Статья 2. Биостратиграфическое расчленение разреза карьера «Большевик» в окрестностях Вольска // Бюлл. МОИП. Отд. геол. Т. 84. № 4. С. 29-46.
- Синцов И.Ф. 1870. Геологический очерк Саратовской губернии // Записки С.-Петербургского минер. об-ва. Сер. 2. Ч. 5. 56 с.
- Хименков В.Г. 1904. Геологический очерк окрестностей г. Вольска Саратовской губернии // Тр. Саратовского о-ва естествоиспытателей. Т. 4. Вып. 3. С. 195-265.

ПАЛИНОКОМПЛЕКСЫ ВАЛАНЖИНА И ГОТЕРИВА ЮГА СРЕДНЕЙ СИБИРИ И ПРИЕНИСЕЙСКОЙ ЧАСТИ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ

И.В. Смокотина

ОАО «Красноярскгеолсъёмка», Красноярск, Smokotina@list.ru

PALYNOLOGICAL ASSEMBLAGES OF VALANGINIAN AND HAUTERIVIAN OF THE SOUTH OF MIDDLE SIBERIA AND ENISEY PART OF WESTERN SIBERIA

I.V. Smokotina

JSC «Krasnoyarskgeolsyomka», Krasnoyarsk, Smokotina@list.ru

В настоящее время нижнемеловые континентальные отложения юга Средней Сибири (Чулымо-Енисейская и Назаровская впадины) требуют детализации и уточнения возраста в стратиграфической схеме. Пестроцветные фации илекской свиты (с тремя подсвитами) сформировались в аридном климате, неблагоприятном для фоссилизации органических остатков. Фаунистические находки и крупномерные растительные остатки редки. В то же время дополнительные палиностратиграфические материалы по другим фациальным районам (рис. 1) позволяют уточнить возраст комплексов раннего мела из нижеилекской подсвиты, относимых к неокому, как валажин (Берзон, Смокотина, 2008; Смокотина, 2010).

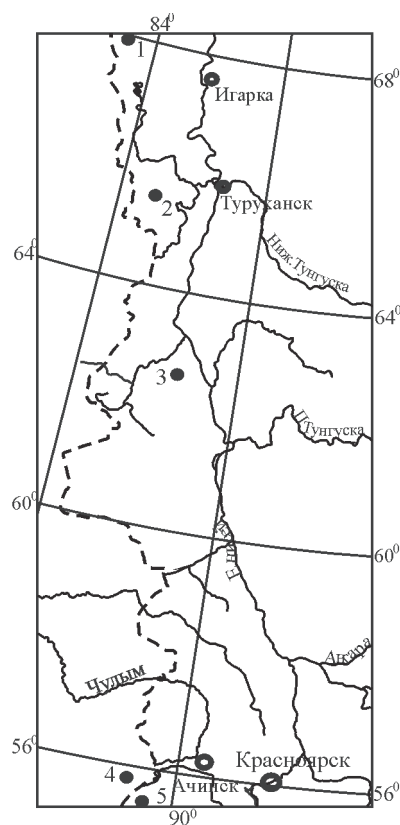




Рис. 1. Обзорная схема расположения опорных разрезов.

-  Границы Красноярского края
-  Опорные разрезы: 1-скважина Ячиндинская-1; 2-скважина Туруханская; 3-скважина 18; 4-скважина 6-Б; 5-скважина 6-Р

Палинокомплексы валанжина. В Суразовской мульде Чулымо-Енисейской впадины автором изучен комплекс валанжина из разреза скважины 6-Б (инт. 202,0-191,5 м). В нем споры папоротников и мхов доминируют в общем видовом составе над пылью голосеменных растений (44,4%). Ядро составляют споры *Syathidites* spp. (до 14,7%), *Leiotriletes* spp. (до 9,4%), *Tripartina variabilis* Mal. и пыльца *Ginkgocycadophytus* (до 11,8%), Сопутствуют голосеменные *Disaccites*, *Pinuspollenites* spp., *Piceapollenites* spp., *Podocarpidites* spp., *Quadraeculina limbata* Mal., *Araucariacites pexus* Sach. ex Kosenk., *Vitreisporites pallidus* (Reis.) Nils., *Sciadopityspollenites* spp., элементы древних хвойных: *Piceites podocarpoides* Bolch., *P. latens* Bolch., *P. flavidus* Bolch., *Protoconiferus funarius* (Naum.) Bolch. Немного спор *Salviniaceae*, *Osmundacidites* sp., *Obtusisporites junctus* (К-М.) Росock, *Polypodisporites* sp., *Pteridaceae*. Характерно появление типичных представителей меловой палинофлоры *Foraminisporites wothagiensis* (Cook. et Dett.) Dett., *Appendicisporites* sp.

В Назаровской впадине (Березовская мульда) палинокомплекс валанжина прослежен в нижеилекской подсвите (скважина 6-Р, инт. 332,3-307,5 м). В общем видовом составе пыльцы голосеменных растений – до 90,0%. Характерно появление меловых видов *Aequitriradites*

verrucosus Cook. et Dett. (0,4%), *Lygodiumsporites* spp., *Foraminisporites asymmetricus* (Cook. et Dett.) Dett. – вида, типичного для раннего валанжина. Единичны *Leptolepidites major* Coup., *Densoisporites velatus* Weyl. et Krieg., *Cyathidites* spp., *Hymenozonotriletes bicycla* (Mal.) Sach. ex Fradk., *Duplexisporites* sp. Голосеменные представлены *Callialasporites dampierii* (Balme) Dev., *Classopollis*, *Piceapollenites* spp. (до 20,0%), *Disaccites*, *Pinuspollenites* spp., *Podocarpidites* spp., *Quadraeculina limbata*. Единичны древние хвойные.

В низовьях р. Енисей комплекс валанжина прослежен в скважине Туруханская (инт. 1732,0-1926,0 м), левый берег р. Турухан в 12 км ниже ст. Янов стан. Прибрежно-морские фации представлены чередованием зеленовато-серых мелкозернистых полимиктовых песчаников с прослоями темно-зеленовато-серых алевролитов, аргиллитов, реже глинистых известняков (Булыникова и др., 1973). Палинокомплексу свойственно доминирование пыльцы голосеменных растений (до 88,5%) над спорами папоротников и мхов, высокое содержание спор *Cyathidites* spp. (до 10,5%), *Leiotriletes* spp. (до 30,0%), единичные схизейные (*Appendicisporites* spp., *Lygodiumsporites* spp., *Cicatricosisporites* spp.). В пыльцевой части много *Ginkgocycadophytus* (до 13,0%), *Disaccites*, *Pinaceae*, *Pinuspollenites* spp. (до 15,5%). Присутствуют споры *Sphagnum* sp., *Selaginella* spp., *Osmundacidites* spp. (до 5,0%), *Gleicheniidites* spp., *Acanthotriletes* sp., пыльца *Podocarpidites* spp., *Piceapollenites* spp., *Cedrus* spp., *Taxodiaceae*, *Classopollis* sp.

В этом регионе палинокомплекс раннего валанжина установлен автором в скважине Ячиндинская-1 (инт. 2834,0+0,54 м – 2517,0 м, бассейн р. Ячинда) из алевропелитовой толщи с прослоями песчаников. В составе аргиллиты темно-серые, плотные, алевролиты серые, песчаники серые, светло-серые, от мелко- до среднезернистых, кварцево-полевошпатовые (данные ЗАО «Ванкорнефть»). В таксономическом составе преобладают споры папоротников и мхов (до 65,0 %) над пыльцой голосеменных. В споровой части много *Leiotriletes* (тип *Hausmannia*) (до 13,8%), *Cyathidites* spp. (до 16,4%), осмундовых *Osmundacidites* spp. (до 12,8%). Характерная черта – появление типичных меловых видов: *Foraminisporites wonthaggiensis*, *F. asymmetricus*, *Kuylisporites lunaris* Cook. et Dett., схизейных *Appendicisporites* spp., *Cicatricosisporites dorogensis* R. Pot. et Gell., *Lygodiumsporites* spp., *Trilobosporites valanjinensis* К.-М., *T. canadiensis* Рогов, *Klukisporites* spp. Сопутствуют *Densoisporites velatus* (до 6,3%), *Stereisporites psilatus* (Ross.) Coup. Единичны *Leptolepidites* spp., *Tripartina variabilis*, *Pilasporites marcidus* Balme., *Lycopodiumsporites* spp., *Dictyophyllidites* sp., *Dipteridaceae*, *Toroisporites* sp., *Auritullina* sp., *Obtusisporites junctus*, *Hymenozonotriletes bicycla* (Mal.) Sach. ex Fradk., *Concavisporites verrucosus* (Delc. et Sprum.) Рос., *Salviniaceae*, *Selaginella* spp. (в т.ч. *Selaginella granata* Bolch.), *Lophotriletes* sp., *Gleicheniidites* spp., *Rouseisporites reticulatus* Рос. Субдоминанты в пыльцевой части - *Ginkgocycadophytus* (до 18,0%), *Disaccites*, меньше *Piceapollenites* spp., *Pseudopicea* spp. Регулярны *Taxodiaceae*, пыльца древних хвойных *Protoconiferus funarius*. Спорадичны *Classopollis*, *Araucariacites pexus*, *Pinuspollenites* spp., *Podocarpidites* spp., *Cedrus* sp., *Vitreisporites pallidus*, *Sciadopityspollenites* spp., *Alisporites* spp., *Cycadopites dilucidus* (Bolch.) П., микрофитопланктон *Ovoidites* sp. По стратиграфически важным чертам, а именно: появление видов *Foraminisporites asymmetricus*, *Selaginella granata*, *Trilobosporites valanjinensis*, разнообразие спор схизейных, особенно *Lygodiumsporites* spp., присутствие древних хвойных *Protoconiferus funarius*, палинокомплекс сопоставим с комплексом раннего валанжина палиностратиграфической шкалы севера Сибири (Pestchevitskaya et al., 2012).

Палинокомплексы готерива. В работе В.Н. Кустовой и Г.К. Кондратьева (1966) палинокомплексы готерива прослежены в Приенисейской части (скважина-18, бассейн р. Сарчиха) и в низовьях р. Енисей (скважина Туруханская).

В Приенисейской части Кондратьевым комплекс готерива изучен в скважине-18 (р. Сарчиха, инт. 187,0-330,0 м) в зеленовато-серых аргиллитах и алевролитах. В видовом составе споровая часть (до 90,0%) преобладает над пыльцевой. Заметны споры схизейных, а среди

них видовое разнообразие и высокое содержание *Lygodiumsporites* spp. (до 13,1%), *Cicatricosisporites* spp. (до 13,0%), *Appendicisporites* spp. Высокий процент составляют споры *Cyathidites* spp. (до 30,5%), *Leiotriletes* spp. (до 17,1%), *Selaginella* spp. (до 25,0%), пыльца *Disaccites* (до 50,0%), *Ginkgocycadophytus* (до 12,0%), *Podocarpidites* spp. (до 7,1%), *Piceapollenites* spp. Постоянны споры *Osmundacidites* spp., *Lycopodiumsporites* spp., пыльца *Taxodiaceae-Cupressaceae* (0,5-7,5%), *Cedrus* sp., *Pinuspollenites* spp., *Quadraeculina limbata* Mal (до 11,1% в нижней части разреза). Редки споры *Sphagnum* sp., *Salviniaceae*, *Obtusisporites junctus*, *Polypodiaceae*, *Tripartina variabilis*, пыльца *Vitreisporites* sp., *Araucariacidites pexus*, *Pseudopicea magnifica* (Mal.) Bolch.

В низовьях р. Енисей в скважине Туруханская (инт. 1454,0-1726,0 м) комплекс готерива прослежен в алевролито-песчаной части разреза. В таксономическом составе преобладают споры папоротникообразных и мхов (до 90,4%) над пылью голосеменных. Ядро составляют споры *Cyathidites* spp. (до 30,1%), *Leiotriletes* spp. (до 41,0%), пыльца *Disaccites*, *Piceapollenites* spp., *Pinuspollenites* spp. (до 38,0%), *Ginkgocycadophytus* (до 14,0%), *Podocarpidites* spp., *Cedrus* sp. (до 6,0%). Характерно высокое содержание *Lygodiumsporites* spp. (до 20,0%), *Gleicheniidites* spp. (до 18,5%), *Appendicisporites* spp. (до 6,4%), *Cicatricosisporites* spp. Сопутствуют *Lycopodiumsporites* spp., *Sphagnum* spp., *Polypodisporites* sp., *Obtusisporites junctus*, *Lophotriletes* sp., *Osmundacidites* spp. (в верхней части разреза до 17,6%). Единичны *Classopollis*, древние хвойные.

В этом же районе палинокомплекс готерива изучен автором в скважине Ячиндинская-1 в инт. 2517,0+0,3 м – 2480,0+0,32 м из песчаников с редкими прослоями аргиллитов и углистого материала. В общем видовом составе доминируют споры папоротников и мхов (до 69,0%) над пылью голосеменных растений. Преобладают споры *Leiotriletes* (до 7,6%), *L.* (тип *Hausmannia* – 5,0-13,1%), *Cyathidites* spp. (до 13,1%), *Ginkgocycadophytus* (до 13,1%), *Disaccites* (до 13,1%). Наблюдается дальнейшее увеличение разнообразия видового состава: *Pilasporites marcidus*, *Lycopodiumsporites* spp., *Polypodiaceae*, *Sphagnum* spp., *Dipteridaceae* (до 5,4%), *Marattisporites* sp., *Deltoidospora* sp., *Tripartina variabilis*, *Obtusisporites junctus*, *Hymenozonotriletes bicycla*, *Concavisporites verrucosus*, *Densoisporites* spp., *Osmundacidites* spp., *Gleicheniidites* spp., *Klukisporites* spp. Присутствуют меловые споры *Foraminisporites* spp., *Rouseisporites reticulatus*, *Kuylisporites lunaris*, *Cooksonites variabilis* Росоцк. Более разнообразны схизейные *Appendicisporites* spp. (*A. tricostatus* Bolch., *A. remissa* Bolch., *A. exilioides* (Mal.) Bolch., *A. perforatus* Newk. et Kondr., *A. chetaensis* К.-М.), *Cicatricosisporites* spp., *Lygodiumsporites* spp. Характерен *Trilobosporites mirabile* Bolch. (0,2-0,3%). Постоянна пыльца *Piceapollenites* spp. (0,6-5,0%), *Cycadopites dilucidus* (Bolch.) П., *Cedrus* spp., *Sciadopityspollenites* spp., *Classopollis*, *Araucariacidites pexus*, *Podocarpidites* spp., *Pinuspollenites* spp., *Pseudopicea* spp. (до 5,0%), *Protoconiferus funarius*, *Piceites latens*, *Protopicea* cf. *cerina* Bolch.

Таким образом, исследование разновозрастных палинокомплексов из разнофациальных осадков различных регионов показало, что, несмотря на некоторое их таксономическое различие, они, тем не менее, сходны, что позволяет проводить их корреляцию (рис. 2). При палиностратиграфическом изучении разрезов Приенисейской части и юга Средней Сибири (Чулым-Енисейская и Назаровская впадины) установлен возраст слабонасыщенных органическими остатками илекской свиты и он увязан со стратиграфической шкалой севера Сибири.

Литература

Берзон Е.И., Смокотина И.В. 2008. Сопоставление меловых отложений юго-восточной окраины Западно-Сибирской плиты по опорным скважинам // Палинология: стратиграфия и геоэкология: Сборник научных трудов XII Всероссийской палинологической конференции, Санкт-Петербург, 29 сентября – 4 октября, 2008 г. СПб. ВНИГРИ. С. 114-120.

Булынникова А.А., Резапов А.Н., Каштанов В.А. 1973. Елогуйская и Туруханская опорные скважины (Красноярский край). Тюмень: ЗапСибНИГНИ. 181 с. (Труды. Вып. 68.)

низовья р. Енисея		Приенисейская часть	Назаровская впадина	Чулым-Енисейская впадина
скв. Туруханская	скв. Ячиндинская-1	скважина - 18	скважина 6-Р	скважина 6-Б
<p><u>СПК готерива</u> Преобладание спор (до 90,4%) Д.: <i>Cyathidites</i> spp., <i>Leiotriletes</i> spp., <i>Lygodiumsporites</i> spp., <i>Disaccites</i>, <i>Pinuspollenites</i> spp. СД.: <i>Gleichenioidites</i> spp., <i>Piceapollenites</i> spp., <i>Osmundacidites</i> spp. Сопутствуют <i>Lygodiumsporites</i> spp., <i>Sphagnum</i> sp., <i>Pilasporites marcidus</i>, <i>Polypodsporites</i> sp., <i>Obtusisporites junctus</i>, <i>Lophotriletes</i> sp., <i>Podocarpidites</i> spp., <i>Cedrus</i> sp., <i>Classopollis</i>, <i>Protopodocarpus</i> sp., <i>Paleopecia</i> sp., <i>Protopinus</i> sp.</p>	<p><u>СПК готерива</u> Преобладание спор (60,3-69,0%) СД.: <i>Cyathidites</i> spp., <i>Leiotriletes</i> spp., <i>Disaccites</i>, <i>Ginkgocycadophytus</i>, меньше <i>Stereisporites psilatus</i>, <i>Dipteridaceae</i>, <i>Piceapollenites</i> spp., <i>Pseudopicea</i> spp. Сопутствуют <i>Lygodiumsporites</i> spp., <i>Polypodiaceae</i>, <i>Tripartina variabilis</i>, <i>Concavisporites verrucosus</i>, <i>Densoisporites</i> spp., <i>Osmundacidites</i> spp., <i>Gleichenioidites</i> spp., <i>Klukisporites</i> spp. и т.д. Характерны <i>Foraminisporites</i> spp., <i>Rouseisporites reticulatus</i>, <i>Katylisporites lunaris</i>, <i>Cooksonites variabilis</i>, <i>Lygodiumsporites</i> spp., <i>Trilobosporites mirabile</i>, <i>Appendicisporites</i> spp., <i>Cicatricosporites</i> spp.</p>	<p><u>СПК готерива</u> Преобладание спор (55,0-90,0%) Д.: <i>Cyathidites</i> spp., <i>Selaginella</i> spp., <i>Disaccites</i>, <i>Piceapollenites</i> spp., <i>Lygodiumsporites</i> spp., <i>Cicatricosporites</i> spp., <i>Ginkgocycadophytus</i>, меньше <i>Cupressaceae</i>, <i>Podocarpidites</i> spp., <i>Quadraeculina limbata</i>. Сопутствуют <i>Pinuspollenites</i> spp., <i>Osmundacidites</i> spp., <i>Lygodiumsporites</i> spp., <i>Cedrus</i> sp., <i>Sphagnum</i> sp., <i>Salviniaceae</i>, <i>Obtusisporites junctus</i>, <i>Polypodiaceae</i>, <i>Tripartina variabilis</i>, <i>Vitreisporites</i> sp., <i>Paleoconiferaceae</i>, <i>Araucariacites pexus</i>, <i>Pseudopicea magnifica</i></p>		
<p><u>СПК валанжина</u> Преобладание пыльцы (65,0-88,5%) Д.: <i>Pinaceae</i> (до 67,0%), <i>Leiotriletes</i> spp. СД.: <i>Cyathidites</i> spp., <i>Ginkgocycadophytus</i>, <i>Disaccites</i>, <i>Piceapollenites</i> spp. Сопутствуют <i>Sphagnum</i> sp., <i>Selaginella</i> spp., <i>Osmundacidites</i> spp., <i>Gleichenioidites</i> spp., <i>Acanthotriletes</i> sp., <i>Podocarpidites</i> spp., <i>Piceapollenites</i> spp., <i>Cedrus</i> spp., <i>Taxodiaceae</i>, <i>Classopollis</i> sp. Характерно появление <i>Appendicisporites</i> spp., <i>Lygodiumsporites</i> spp., <i>Cicatricosporites</i> spp.</p>	<p><u>СПК валанжина</u> Преобладание спор (47,9-65,0%) СД.: <i>Cyathidites</i> spp., <i>Leiotriletes</i> spp., <i>Osmundacidites</i> spp., <i>Ginkgocycadophytus</i>, <i>Disaccites</i>, меньше <i>Pseudopicea</i> spp. Сопутствуют <i>Densoisporites velatus</i>, <i>Stereisporites psilatus</i>, <i>Leptolepidites</i> spp., <i>Tripartina variabilis</i>, <i>Pilasporites marcidus</i>, <i>Lygodiumsporites</i> spp., <i>Diclyophyllidites</i> sp., <i>Dipteridaceae</i>, <i>Obtusisporites junctus</i>, <i>Hymenozonotriletes bicycla</i>, <i>Concavisporites verrucosus</i>, <i>Salviniaceae</i>, <i>Selaginella</i> spp., <i>Lophotriletes</i> spp., <i>Gleichenioidites</i> spp., <i>Rouseisporites reticulatus</i>, <i>Piceapollenites</i> spp., <i>Taxodiaceae</i>, <i>Protoconiferus funarius</i>, <i>Classopollis</i>, <i>Araucariacites pexus</i>, <i>Pinuspollenites</i> spp., <i>Podocarpidites</i> spp., <i>Cedrus</i> sp., <i>Vitreisporites pallidus</i>, <i>Sciadopityspollenites</i> spp., <i>Alisporites</i> spp. <i>Cycadopites ditichidus</i>, <i>Ovoidites</i> sp. Характерно появление <i>Foraminisporites asymmetricus</i>, <i>Selaginella granata</i>, <i>Trilobosporites valanjinensis</i>, <i>Appendicisporites</i> spp., <i>Lygodiumsporites</i> spp.</p>		<p><u>СПК валанжина</u> Преобладание пыльцы голосеменных (80-90%) Д.: <i>Classopollis</i>, <i>Piceapollenites</i> spp., <i>Disaccites</i>, меньше <i>Pinuspollenites</i> spp., <i>Protoconiferus funarius</i>. Сопутствуют <i>Callialasporites damperii</i>, <i>Leptolepidites maior</i>, <i>Densoisporites velatus</i>, <i>Cyathidites</i> spp., <i>Neoraistrickia</i> sp., <i>Hymenozonotriletes bicycla</i>, <i>Duplexisporites</i> sp. <i>Podocarpidites</i> spp., <i>Quadraeculina limbata</i>, <i>Protopinus vastus</i>, <i>Pseudopinus textilis</i>, <i>P. pictinella</i>, <i>Pseudowalchia</i> spp. Характерно появление <i>Foraminisporites asymmetricus</i>, <i>Aequitriradites verrucosus</i>, <i>Lygodiumsporites</i> spp.</p>	<p><u>СПК валанжина</u> Преобладание спор (до 14,7%), <i>Leiotriletes</i> spp., <i>Ginkgocycadophytus</i>, меньше <i>Tripartina variabilis</i>. Характерно появление <i>Foraminisporites wothagiensis</i>, <i>Appendicisporites</i> sp. Сопутствуют <i>Disaccites</i>, <i>Pinuspollenites</i> spp., <i>Piceapollenites</i> spp., <i>Podocarpidites</i> spp., <i>Quadraeculina limbata</i>, <i>Araucariacites pexus</i>, <i>Vitreisporites pallidus</i>, <i>Sciadopityspollenites</i> spp., <i>Piceites podocarpoides</i>, <i>Piceites latens</i>, <i>Piceites flavidus</i>, <i>Protoconiferus funarius</i>, споры <i>Salviniaceae</i>, <i>Osmundaspores</i> sp., <i>Obtusisporites junctus</i>, <i>Polypodisporites</i> sp., <i>Pteridaceae</i>.</p>
		<p>Условные обозначения: Д (доминанты) - > 20%, СД (субдоминанты) - 20 - 10 % много-10-5%; Сопутствуют - менее 5 %</p>		

Рис. 2. Корреляция палинокомплексов валанжина и готерива юга Средней Сибири, Приенисейской части и низовьев р. Енисей.

Смокотина И.В. 2010. Биостратиграфия мела в опорных разрезах чехла краевых частей Западно-Сибирской и Сибирской платформ // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Центральной Сибири: Материалы юбилейной научно-практической конференции, Красноярск, 25-26 марта, 2010г. Красноярск: ОАО «Красноярскгеолсъемка». С. 252-257.

Pestchevitskaya E.B., Smokotina I.V., Baykalova G.E. 2012. Lower Valanginian palynostratigraphy of south-eastern regions of West Siberian: palaeoenvironment and vegetation reconstructions // J. Stratigr. Vol. 36. N 2. P. 179-192.

НЕ ЯВЛЯЕТСЯ ЛИ ОШИБОЧНЫМ ПРЕДСТАВЛЕНИЕ О ШИРОКОМ РАСПРОСТРАНЕНИИ РОДА *NELUMBO* В МЕЛОВЫХ ФЛОРАХ?

Н.С. Снигиревская

Ботанический институт им. В.Л. Комарова РАН, Санкт-Петербург, natsnig@mail.ru

WHERE IT IS THE MISTAKEN OPINION ON THE WIDE DISTRIBUTION OF *NELUMBO* OVER CRETACEOUS FLORAS?

N.S. Snigirevskaya

Komarov Botanical Institute RAS, Saint Petersburg, natsnig@mail.ru

Настоящая работа посвящена некоторым остаткам растений, ошибочно отнесенных к роду *Nelumbo* (Nelumbonaceae). Основная ее идея была сформулирована в виде тезисов много лет назад (Снигиревская, 1996). Большинство видов рода *Nelumbo* в меловых флорах связано с ошибочной интерпретацией основных диагностических признаков в строении листьев и плодов. До сих пор род *Nelumbites* считают родственным лотосу. Важным условием успеха в изучении покрытосеменных флор является актуалистический подход. Это особенно касается таких важных в эволюционном и экологическом аспектах родов, каким является *Nelumbo*.

Знаменитая «лотосовая линза» в миоцене Алтын-Шокысы (ранее именуемая Алтын-Чокусу) в Северном Приаралье (Казахстан) может служить своего рода образцом для точного определения ископаемых остатков *Nelumbo*. Она была в деталях изучена С.Г. Жилиным и Н.С. Снигиревской (1974). Однако, для находок лотоса в отложениях аквитанского яруса, включая все части растений, авторы использовали название *Nelumbo protospeciosa* Sap., хотя по их морфологии они идентичны современному виду *N. nucifera* Gaertn. Было предложено объявить заповедным это удивительное местонахождение лотоса и сопутствующих ему растений. Сохранившиеся на месте произрастания растения *Nelumbo*, с вертикально стоящими листовыми черешками, корневищами с корнями и кроющими листьями развивающихся цветочных почек, с листочками околоцветника, плодами и плодиками в разных ракурсах, наблюдаются на плоскостях наслоения песков древней речной дельты, и могут рассматриваться как ценный справочный материал при изучении ископаемых представителей рода. Убедительная находка многочисленных захоронений листьев и частей цветка *N. protospeciosa* отмечена Л.Ю. Буданцевым (1997) в позднеэоценовой флоре Западной Камчатки. Как отмечал автор, «... Массовое захоронение лотоса на Западной Камчатке пока является наиболее северным на востоке Азии, где он продержался от низов среднего до конца позднего эоцена. Здесь он мог образовывать сплошные заросли по берегам озер или в устьях рек на приморской равнине» (с. 56).

Ошибочным являются определения *Nelumbonales* в знаменитом местонахождении третичной флоры Маноска во Франции, откуда описан «*Nelumbium provinciale*». Слабо обоснованы находки листьев и плодов *Nelumbo* в знаменитой Потомакской флоре Северной Америки (Upchurch et al., 1994). В списке комплексов растений из нижнего мела в классическом местонахождении Потомак фигурирует порядок *Nelumbonales*. Все находки, представленные на таблицах и в описании, не могут быть отождествлены с родом *Nelumbo*. Следует обратить внимание на то, что брохидодромные жилки свойственны всем растениям с веерным или лучистым жилкованием. Выделение нового вида *Nelumbites extenuinervis* Upchurch et al. лишь разгрузило несколько объем последнего рода, имеющего мало общего с родом *Nelumbo*. Кратко об этом я упоминала ранее (Снигиревская, 1996).

Требуют пересмотра находки *Nelumbites* также в ряде других мезозойских флор, например, в меловых отложениях Казахстана (Вахрамеев, 1952; Снигиревская, 1996). В свое время я пред-

варительно писала о необходимости рассмотреть *Tropaeolum* A.P-de Candolle, как возможного представителя современной флоры, хорошо знакомого и садоводам мира, в качестве аналога некоторых меловых форм. В одноименном семействе имеется ныне три рода, все произрастают в Новом Свете, а именно в горах от Мексики до Чили.

Повторное изучение отпечатков щитовидных листьев в отложениях датского яруса Буреинского Цагаяна (Приамурье), также показывают их сходство не с лотосом, а скорее с родом *Brasenia* из семейства *Cabombaceae*. Материал описан А.Н. Криштофовичем (1966) под названием *Nelumbium amurensis* Krysht. et Baik.

Что касается жилкования листа *Nelumbo* в целом, оно именуется Ал. А. Федоровым, М.Э. Кирпичниковым и З.Т. Артюшенко (1956) лучисто-сетчатым. Одним из главных диагностических признаков листьев современного растения *Nelumbo* являются равноценные, кроме средней, радиально расходящиеся главные жилки (рис. 1). При этом важно учитывать их четкую обособленность друг от друга, вокруг центра листа, а также относительную равноценность по толщине и характеру равно дихотомического ветвления. Оно наблюдается легко на отпечатках листьев, при этом всегда в верхней трети жилок, на одинаковом расстоянии от края. Таким образом, жилки как бы повторяют основной контур листа. У других водных растений, например, *Nuphar*, *Nymphaea*, *Cabomba*, *Brasenia*, а также некоторых пальм, листья характеризуются глубоким рассечением в основании и четкой билатеральной симметрией листьев, их не актинодромным, а скорее веерным, жилкованием. Первые, главные, радиальные жилки *Nelumbo* начинаются от центрального «пятна» с большим количеством водных устьиц. Оно связано с листовым черешком и хорошо выражено на отпечатках (Жилин, Снигиревская, 1974).

Второе и третье разветвление также является равно дихотомическим. Иной характер имеет средняя, обычно более толстая жилка, очень хорошо выраженная как продолжение листового черешка, и ветвящаяся в очередном порядке, хотя ее первые, боковые жилки сначала ветвятся также равно дихотомически. В месте выхода средней жилки к краю листа имеется очень

незначительное углубление листовой пластинки, обычно с коротким шиповидным выростом на ее верхушке. Это связано с онтогенезом щитовидного листа, поэтому второго острия на листьях лотоса не бывает.

При этом, как между первыми радиальными, актинодромными, и жилками всех последующих делений, жилкование имеет сетчатый характер. Крупные, конечные жилки выходят к краю пластинки, петлевидно сливаясь друг с другом, то есть являются брохидодромными, известными у многих не родственных растений. Мелкие жилки последних порядков

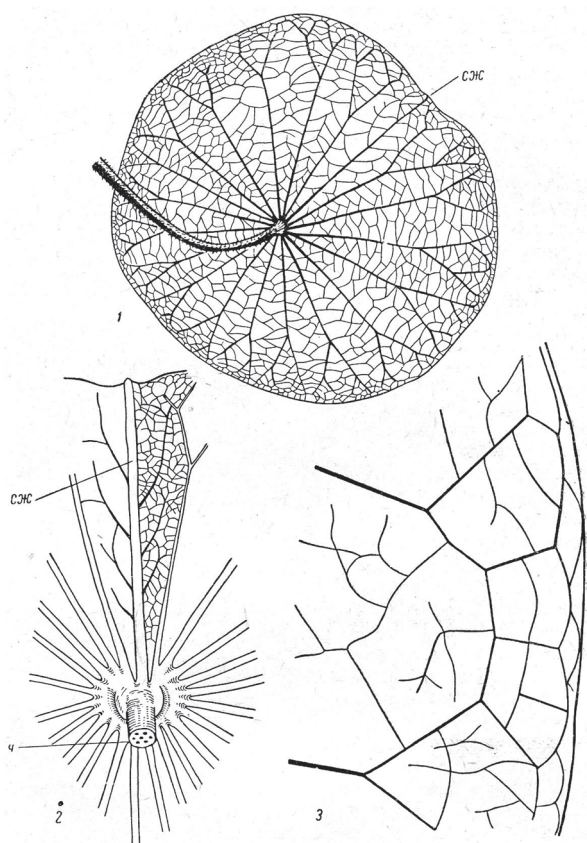


Рис. 1. Жилкование современного листа *Nelumbo nucifera* Gaertn., дельта р. Волги (Снигиревская, 1964).

1. Нижняя поверхность листа с актинодромным жилкованием, отмечена средняя жилка, выходящая в выемку листовой пластинки. 2. Средняя жилка. 3. Брохидодромные жилки последней дихотомии и краевое жилкование. 1 – уменьшено в 2 раза; 2 и 3 – с увеличением в 2 и 5 раз.

свободно кончаются в основной ткани листа. Некоторые жилки формируются в ходе онтогенеза внутри ткани листовой пластинки и не связаны с основной системой жилкования.

Плоды *Nelumbo* хорошо распознаются в ископаемом состоянии. Отдельные плодики, несколько удлиненные, а не шаровидные, расположены в плодоложе в циклическом или спиральном порядке и обращены наружу жесткими, выпуклыми рыльцами, торчащими вверх (Снигиревская, 1964). Они обычно хорошо отпечатываются в породе и являются важным диагностическим признаком (рис. 2). Кнаружи от рыльца в радиальном направлении на поверхности плодика (орешка) хорошо выделяется так называемое «дыхальце» (термин предложен А.Л. Тахтаджяном), находящееся в месте выхода микропиле внутри орешка. Как известно, орешки являются односеменными плодиками, погруженными в обратноконическое плодоложе. Дыхальце четко выделяется на приложенной фотографии (рис. 2) в виде светлого пятнышка на поверхности небольшого бугорка. Если порядок расположения и строение округлых семян не соответствует тому, что известно у лотоса, и на отпечатках отсутствуют рыльца и дыхальца, смело можно исключить принадлежность таких плодов к роду *Nelumbo*.



Рис. 2. Молодой плод современного *Nelumbo nucifera* Gaertn. с хорошо выраженными, темными на фото, рыльцами и светлыми дыхальцами, обращенными на поверхности плодоложа кнаружи. Лепестки и тычинки удалены. Оранжерея БИН РАН. Фото Е.С. Снигиревской, Jг.

Литература

- Буданцев Л.Ю. 1997. Позднеэоценовая флора Западной Камчатки // Труды БИН РАН. Вып. 19. 115 с.
- Вахрамеев В.А. 1952. Стратиграфия и ископаемая флора меловых отложений Западного Казахстана // Региональная стратиграфия. СССР. М.: Т. 1. 340 с.
- Криштофович А.Н. 1966. Верхнемеловая флора Цагаяна в Амурской области // А.Н. Криштофович. Избранные труды. 2 изд. М.-Л.
- Снигиревская Н.С. 1964. Материалы к морфологии и систематике рода *Nelumbo* Adans. // Флора и систематика высших растений. Вып. 13. С. 104-172.
- Снигиревская Н.С. 1996. Род *Nelumbites* (non *Nelumbonales*) в мелу Старого и Нового Света, и его возможные родственные связи с семейством *Tropeolaceae* // Чтения памяти Всеволода Андреевича Вахрамеева (сборник тезисов и докладов). М.: ГЕОС. С. 61.

Федоров А.А., Кирпичников М.Э., Артюшенко З.Т. 1956. Атлас по описательной морфологии высших растений. Лист. М.– Л. 301 с.

Upchurch G.R.Jr., Crane P.R., Drinnan A.N. 1994. The megafloora from the Quantico Locality (Upper Albian), Lower Cretaceous Potomac Group of Virginia // *Virginian Mus. Nat. Hist. Mem.* Vol. 4. P. 1-57.

КЛИМАТИЧЕСКАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ АТЛАНТИЧЕСКОГО И ТИХОГО ОКЕАНОВ В СЕНОМАНЕ ПО ПЛАНКТОННЫМ ФОРАМИНИФЕРАМ

Е.А. Соколова¹, О.Ю. Кочетов²

Институт океанологии РАН, Москва, ¹sokolova@ocean.ru, ²ok@noiselab.ru

THE CLIMATIC ZONATION OF ATLANTIC AND PACIFIC OCEANS IN THE CENOMANIAN BASED ON PLANKTONIC FORAMINIFERS

E.A. Sokolova¹, O.Yu. Kochetov²

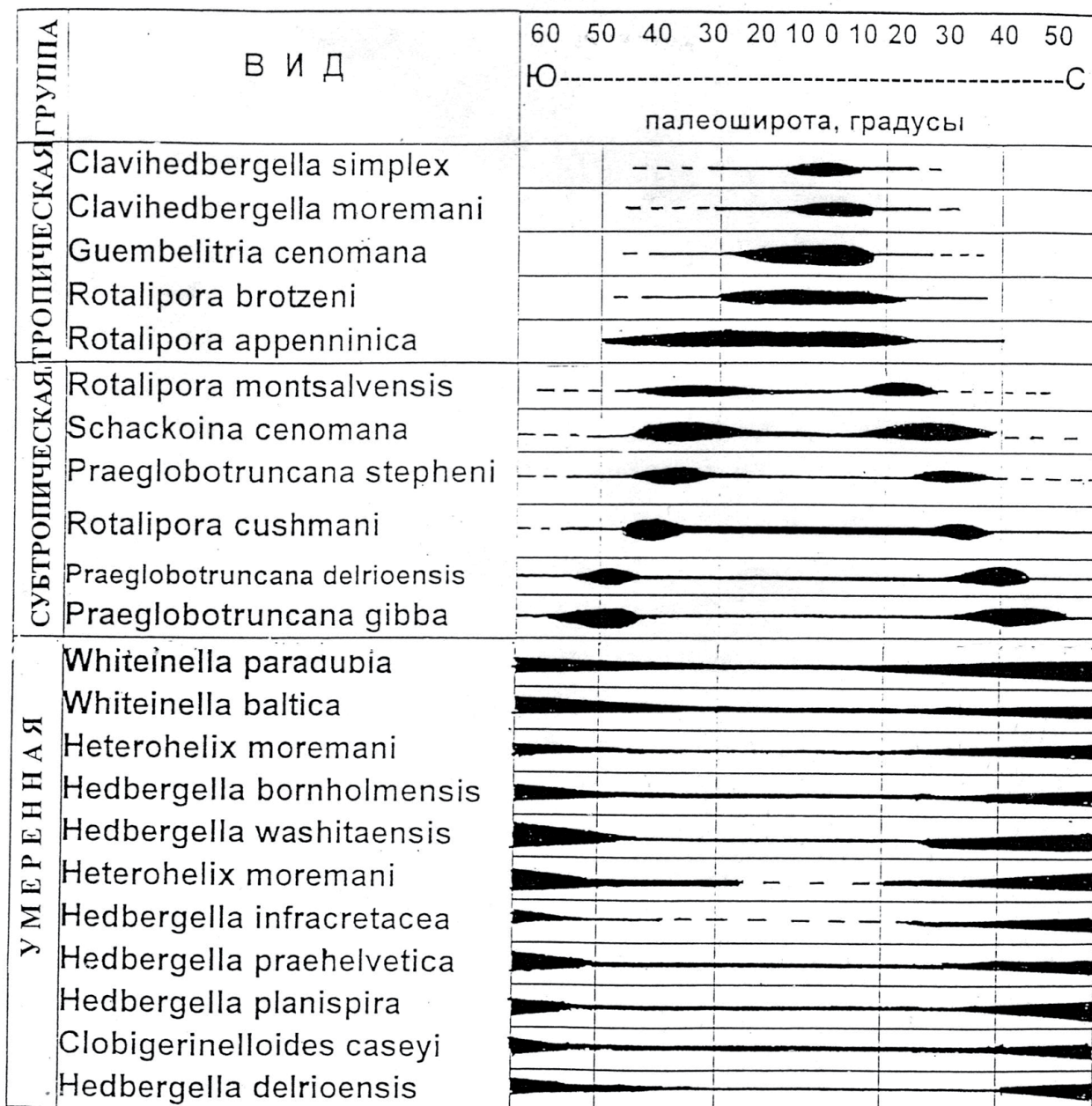
Institute of Oceanology RAS, Moscow, ¹sokolova@ocean.ru, ²ok@noiselab.ru

Реконструкция палеоклиматических условий, существовавших в поздне меловое время в океане, ведется нами от молодых и, следовательно, более изученных временных срезов к более древним (Соколова, 1989). Для изучения сеноманских отложений были выбраны три временных среза, соответствующих по стратиграфической шкале (Robaszynski, Caron, 1995) 94, 96 и 98 млн лет. Из этих возрастных интервалов авторами было изучено 350 образцов из кернов 38-и скважин глубоководного бурения. Кроме того, использовались опубликованные оценки палеотемператур, полученные в результате изотопно-кислородного анализа (Huber et al., 2002; Petrizzo, 2002).

С целью реконструкции климатической зональности позднего сеномана для каждого широко распространенного вида планктонных фораминифер (ПФ) была построена карта его ареала. По методу актуализма проводилось сравнение ареалов сеноманских видов ПФ с ареалами видов, климатическая природа которых уже была установлена для более молодых срезов. Например, ареал *Hedbergella washitaensis* (Carsey) совпадает с ареалами *Hedbergella delrioensis* (Carsey) и *Hedbergella planispira* (Tarran) в позднем сеномане. Климатическая природа двух последних видов была установлена при изучении туронских отложений. Это позволяет отнести *Hedbergella washitaensis* к умеренной группе и определить его место в климатическом ряду. В результате проведенных исследований был построен климатический ряд для позднего сеномана (рис. 1). Аналогичная работа была проведена для срезов среднего и раннего сеномана (в климатических рядах представлены только широко распространенные виды). Виды, относящиеся к разным группам, имеют различные ареалы и, главное, отличаются районами максимальной концентрации раковин (Соколова, 2005). Для каждой скважины было подсчитано соотношение раковин видов, относящихся к разным климатическим группам, и установлены типы танатоценозов. На основании их пространственного распространения построены карты климатической зональности, сначала для позднего, а затем для среднего и раннего сеномана. (рис. 2-4). Подробная характеристика выделенных зон дана в работе (Соколова, 2005).

АНАЛИЗ КАРТ КЛИМАТИЧЕСКОЙ ЗОНАЛЬНОСТИ

Начало сеномана характеризуется относительно тепловодными условиями (рис. 2). Чисто австралийский тип танатоценоза обнаружен только в южной части Фолклендского плато.



Масштаб, % 10
0
10

Рис. 1. Климатические группировки видов планктонных фораминифер в позднем сеномане.

Северная граница австралийной зоны проходит в Атлантическом океане в районе 50° ю.ш. (здесь и далее имеются в виду палеошироты). В Северном полушарии бореальный тип танатоценоза вскрыт только одной скважиной в Атлантическом океане. Южная граница бореальной зоны проходит там в районе 35° с.ш. В Тихом океане австралийная и бореальная зоны не выявлены. Они, вероятно, существовали, но микропалеонтологически охарактеризованные верхнемеловые отложения в этом регионе вскрыты только в акватории от 35° ю.ш. до 10° с.ш. В Тихом

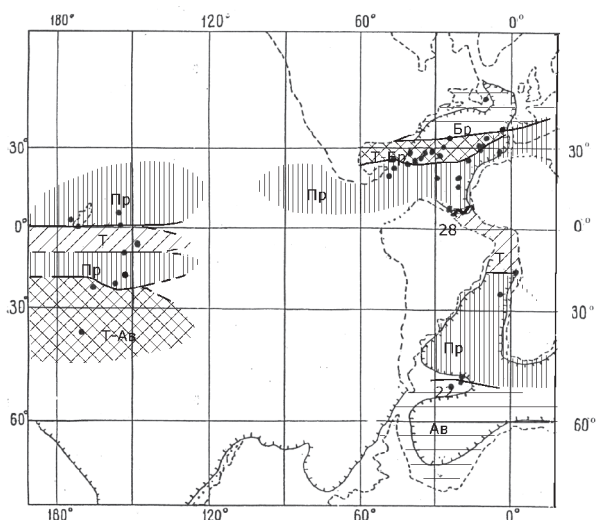


Рис. 2. Климатическая зональность в раннем сеномане.

1 – скважины глубоководного бурения; 2 – палеотемпературы по литературным данным. 3 – границы современных континентов; 4 – границы континентов в меловом периоде; 5 – границы шельфа; 6, 7 – границы климатических зон: 6 – достоверные, 7 – гипотетические; 8–12 – климатические зоны: 8 – бореальная, 9 – австралийская, 10 – теплобореальная, 11 – промежуточная, 12 – тетическая.

океане выявлена переходная теплоавстралийская зона. Её северная граница проходит в районе 25° ю.ш. (рис. 2). Аналогичная картина наблюдалась в Северном полушарии. Переход от бореальной зоны к промежуточной тоже был постепенным, в Атлантическом океане наблюдался фрагмент переходной теплобореальной зоны. Её южная граница проходит на широте 25° с.ш. Южная промежуточная зона занимает в Атлантическом океане акваторию от 50° до 15° ю.ш. В Тихом океане промежуточные танатоценозы выявлены

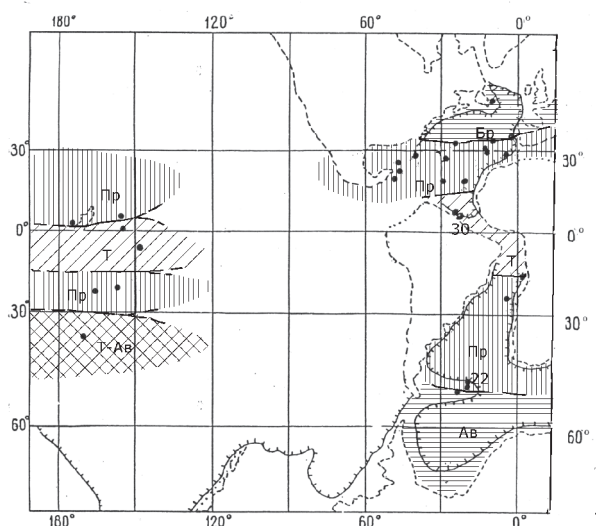


Рис. 3. Климатическая зональность в среднем сеномане.

в районе от 25° до 10° ю.ш. Северная промежуточная зона простирается в Атлантическом океане от 25° до 10° с.ш. В Тихом океане её южная граница проходит в районе 0°. Тетическая зона в Атлантическом океане занимает акваторию от 15° ю.ш. до 10° с.ш., а в Тихом – от 10° ю.ш. до 0°. В среднем сеномане границы некоторых климатических зон немного сместились к полюсам (рис. 3). Северная граница теплоавстралийской зоны в Тихом океане сместилась к 30° ю.ш. (рис. 3). Южная промежуточная зона в Тихом океане смещается к югу и располагается в районе от 30° до 15° ю.ш. Северная промежуточная зона простиралась в Атлантическом океане от 35° до 15° с.ш. В Тихом океане её южная граница сместилась к 3° с.ш. Тетическая зона расширилась. В Атлантическом океане она заняла акваторию от 15° ю.ш. до 15° с.ш., а в Тихом – от 15° ю.ш. до 3° с.ш.

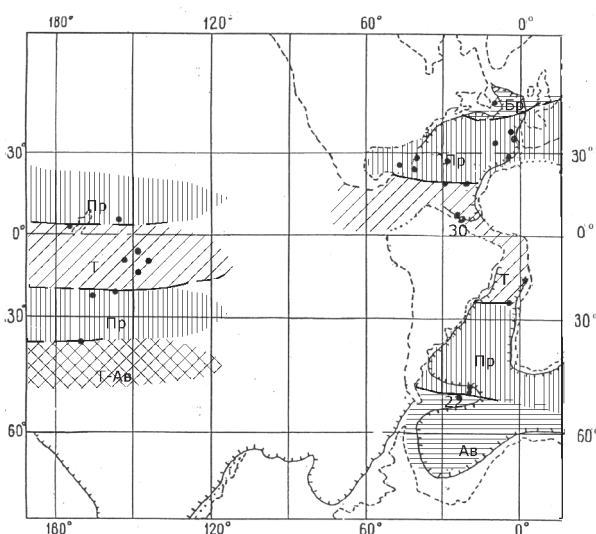


Рис. 4. Климатическая зональность в позднем сеномане (условные обозначения для рисунков 3 и 4 даны на рисунке 2).

В позднем сеномане некоторые границы климатических зон, как в Северном, так и в Южном полушариях, несколько сместились к полюсам (рис. 4). Переходный теплоавстралийский тип танатоценоза выделен в Тихом океане южнее 35° ю.ш. В Северном полушарии южная граница бореальной зоны смещается к 40° с.ш. Южная промежуточная зона в Тихом океане смещается дальше к югу и занимает акваторию от 35° до 20° ю.ш. Северная промежуточная зона смещается к северу и располагается в Атлантическом океане от 40° до 20° с.ш. В Тихом океане её южная граница проходила в районе 5° с.ш. Тетическая зона в Атлантическом океане занимала акваторию от 15° ю.ш. до 20° с.ш., а в Тихом – от 20° ю.ш. до 5° ю.ш.

ВЫВОДЫ

На основе анализа изученных материалов можно сказать, что климат в сеномане был однородным и мягким.

1. В течение сеномана не наблюдалось резкой смены природных условий. Характеристики типов водных масс оставались постоянными на протяжении длительного временного интервала. Систематический состав ПФ меняется постепенно.

2. В Тихом океане и северной Атлантике происходило постепенное незначительное потепление. Границы климатических зон плавно смещались к полюсам. На Фолклендском плато миграция климатических зон не выявлена.

3. В Южном полушарии было теплей, чем в Северном.

4. В позднем сеномане в климат стал контрастней, о чем свидетельствует четко обозначившаяся граница бореальной и промежуточной зон.

Литература

Соколова Е.А. 1998. Палеоокеанологические реконструкции Тихого океана для конца позднего мела (маастрихт) по планктонным фораминиферам. М.: ВИНТИ. № 1351-В 98. 174 с.

Соколова Е.А. 2005. Климатическая зональность Атлантического и Индийского океанов в позднем туроне, коньяке и сантоне по планктонным фораминиферам // В.В. Аркадьев, В.А. Прозоровский (Ред.). Меловая система России: проблемы стратиграфии и палеогеографии. СПб: НИИЗК СПбГУ. С. 102-110.

Huber B.T., Norris R.D., MacLeod K.G. 2002. Deep-sea paleotemperature record of extreme warmth during the Cretaceous // *Geol. Society Amer. Vol. 30. N 2. P. 123-126.*

Petrizzo M.R. 2002. Palaeoceanographic and palaeoclimatic inferences from Late Cretaceous planktonic foraminiferal assemblages from the Exmouth Plateau // *Marine Micropaleontology. Vol. 45. P. 117-150.*

Robaszynski F., Caron M. 1995. Foraminifères planktoniques du Crétacé: commentaire de la zonation Europe-Méditerranée // *Bull. Soc. Geol. France. Vol. 166. N 6. P. 681-692.*

БАЗА ДАННЫХ ПО МАКРООСТАТКАМ МЕЛОВЫХ – ПАЛЕОГЕНОВЫХ РАСТЕНИЙ АРКТИКИ

Р.Э. Спайсер¹, А.Б. Герман², Т.Э.В. Спайсер¹

¹*Открытый университет, Милтон Кинес, Великобритания, R.A.Spicer@open.ac.uk*

²*Геологический институт РАН, Москва, alexeiherman@hotmail.com*

CRETACEOUS-PALEOGENE ARCTIC PLANT MEGAFOSSIL DATABASE

R.A. Spicer¹, A.B. Herman², T.E.V. Spicer¹

¹*Open University, Milton Keynes, Great Britain, R.A.Spicer@open.ac.uk*

²*Geological Institute RAS, Moscow, alexeiherman@hotmail.com*

На мел-палеогеновый интервал геологической истории приходились важнейшие флорогенетические процессы, связанные с быстрой эволюцией и расселением покрытосеменных растений и сопутствовавших им голосеменных и папоротников. Изучение флорогенеза в меловое и палеогеновое время имеет важное значение, поскольку позволяет оценить в нем роль палеоклиматических и палеогеографических факторов, таких, как колебания температуры и количества осадков, распределение массивов суши, проливов и морских бассейнов и палеоширотное положение районов. За более чем 30 лет совместных исследований меловых и палеогеновых флор Северо-Востока России, Сибири и Аляски авторами были собраны и изучены значительные коллекции ископаемых растений, сведения о которых широко применяются не только для решения теоретических вопросов палеоботаники, фитостратиграфии, палеофлористики, фитогеографии и эволюции растительного мира, но и для практики тематических стратиграфических работ и геологического картирования. Однако технические и финансовые ограничения современной печати не позволяют опубликовать описания и изображения всего этого палеоботанического материала, составляющего десятки тысяч образцов.

Поэтому авторами была подготовлена онлайн-база данных по стратиграфии и флоре мела-палеогена Арктики (объемом около 50 Гб): Spicer R.A., Herman A.B., Spicer T.E.V. «Cretaceous-Paleogene Arctic plant megafossil database». Основное внимание в интернет-ресурсе уделено альбским-палеоценовым флорам Северной Пацифики (Северо-Востока России и Аляски). В результате ревизии этих ископаемых флор, их возраста, систематического состава и периодизации развития обоснованы детальные фитостратиграфические схемы неморских альбских-палеоценовых отложений двух ключевых субрегионов: Анадырско-Корякского (АКСР) и Северо-Аляскинского (САСР). Эти субрегионы в альбское-палеоценовое время представляли собой ряд палеобассейнов смешанного континентально-морского осадконакопления; они характеризуются чередованием в разрезах и/или замещением друг друга по простиранию отложений морского и континентального генезисов, причем последние, формировавшиеся преимущественно в условиях приморских аллювиальных равнин, содержат многочисленные и разнообразные растительные остатки. Эти особенности ставят АКСР и САСР в ряд ключевых для разработки стратиграфических схем альба-палеоцена субрегионального масштаба, корреляции фитостратиграфических подразделений с морской шкалой и для понимания флорогенетических процессов, проходивших в это время в Северной Пацифике.

Детальные фитостратиграфические схемы альба-палеоцена АКСР и САСР основываются на периодизации развития флор субрегионов. В АКСР выделены следующие этапы развития древней флоры: раннегинтеровский (поздний альб), гребенкинский (поздний альб-сеноман-ранний турон), пенжинский (поздний турон), кайваямский (коньяк), барыковский (сантон – ранний-? средний кампан), горнореченский (? поздний кампан-ранний маастрихт) и корякс-

кий (поздний маастрихт –? даний), а также отвечающие им семь фитостратиграфических горизонтов. В САСР выделены следующие этапы развития флоры субрегиона: Какповрак (? ранний – средний –? поздний альб), Ниакогон (поздний альб – сеноман), Каолак (турон), Тулувак (коньяк), Ранний Когосакрак (поздний сантон – кампан), Поздний Когосакрак (кампан – маастрихт), Ранний Сагвон (даний – зеландий) и Поздний Сагвон (зеландий – танет), а также отвечающие им три фитостратиграфических горизонта и пять слоев с флорой. Сравнение флор, соответствующих или близких по возрасту этапов АКСР и САСР показало, как их сходство (флоры этапов раннегинтеровского и Какповрак, гребенкинского и Ниакогон, пенжинского и Каолак, корякского и Раннего Сагвон), так и отличия (флоры этапов кайваемского и Тулувак, горнореченского и Когосакрак).

База данных по стратиграфии и флоре мела – палеогена Арктики включает сведения приблизительно о 6000 растительных макроостатках мелового – палеогенового возраста из Якутии, Охотско-Чукотского вулканогенного пояса, Анадырско-Корякского и Верхояно-Чукотского субрегионов, Северной Аляски, бассейна р. Юкон и п-ова Аляска. Для растительных остатков приводятся сведения об их местонахождениях (геологические схемы и колонки флороносных отложений), географическом и стратиграфическом распространении, возрасте, систематическом положении и номенклатуре, а также коллекционные данные, изображение (фотографическое и в ряде случаев рисунок), описание. База данных включает сведения о геологическом строении регионов, информацию об используемой методике изучения растительных остатков и применяемой терминологии, истории исследования биостратиграфии и ископаемых флор, о стратиграфии и датировании местонахождений ископаемых растений, об этапности развития меловых и палеогеновых флор регионов, сравнение флор выделенных этапов, анализ причин их сходства и различия, об арктическом палеоклимате, а также схемы корреляции ископаемых флор и флороносных отложений перечисленных регионов. Планируется размещение этой базы данных на официальном сайте Геологической службы США (US Geological Survey) в 2014 г.

А.П. ПАВЛОВ И ЕГО ВКЛАД В ИЗУЧЕНИЕ МЕЛОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ЕВРОПЕЙСКОЙ РОССИИ

И.А. Стародубцева

Государственный геологический музей им. В.И. Вернадского РАН, Москва, ira@sgm.ru

A.P. PAVLOW¹ AND HIS CONTRIBUTION TO THE EUROPEAN RUSSIA CRETACEOUS DEPOSITS RESEARCH

I.A. Starodubtseva

Vernadsky State Geological Museum, Moscow, ira@sgm.ru

Краткие биографические сведения. Алексей Петрович Павлов (1854-1929) – выпускник Императорского Московского университета (1878 г.). Здесь он проработал 49 лет (с 1880 по 1929 гг.), пройдя путь от хранителя Геологического кабинета до заведующего кафедрой геологии и заслуженного профессора. В его научном архиве более 160 работ по стратиграфии и палеонтологии, тектонике и геоморфологии, истории и популяризации геологических знаний. Он представлял отечественную науку на восьми сессиях Международного геологического конгресса, а также на заседаниях зарубежных геологических обществ. В 1905 г. А.П. Павлов был избран членом-корреспондентом, а в 1916 г. – ординарным

¹ В публикации приведено авторское написание фамилии

академиком Императорской Санкт-Петербургской академии наук по Отделению физико-математических наук (геология). В 1926 г. он был удостоен золотой медали имени А. Годри – высшей награды Французского геологического общества. В 1928 г. ему присвоено звание «Заслуженный деятель науки РСФСР».



Алексей Петрович Павлов

Работы А.П. Павлова по стратиграфии и палеонтологии меловых отложений Европейской России. В 1883 г., с геологических исследований в Поволжье, началась научная деятельность А.П. Павлова. Стратиграфии и палеонтологии юрских, меловых, палеогеновых отложений, тектонике этого региона посвящено большинство его работ. Первоначально сфера его интересов ограничивалась изучением юры Симбирского (Ульяновского) Поволжья. В результате проведенных работ А.П. Павлов доказал наличие верхнего кимериджа в восточной России и разработал стратиграфическую схему развитых здесь юрских отложений. В 1885 г. А.П. Павлов уделил внимание меловым образованиям, т.к. одной из задач, стоявших перед ним, было определение «границы области распространения верхнего и нижнего отделов меловой системы» (Павлов, 1886, с. 41). Уже эти, рекогносцировочные по сути работы, показали несостоятельность взглядов И.Ф. Синцова (1872 г.) и И.И. Лагузена (1873 г.), считавших, что верхнемеловые отложения Симбирской губернии и литологически, и палеонтологически представляют «одну нераздельную группу», а ископаемые остатки из этих отложений – «смесь фауны туронской и сенонской». Наблюдения, проведенные А.П. Павловым, позволили ему вернуться к трехчленной схеме деления этих отложений, предложенной П.М. Языковым (1832 г.). А.П. Павлов доказал, что верхний мел Симбирской губернии «и палеонтологически и петрографически делится на три горизонта» – нижний, известковый с многочисленными иноцерамами, средний – представленный глинами и мергелями с *Avicula tenuicostata* и верхний – белый мел (Павлов, 1886). Именно с работ А.П. Павлова, как в 1912 г. констатировал А.Д. Архангельский, «начинается новая эпоха в истории изучения верхнего мела южного Поволжья, характеризующаяся стремлением все к большему и большему расчленению петрографически однообразных толщ меловых осадков на отдельные, палеонтологически отличные горизонты» (цит. по: Архангельский, 1952, с. 148). Именно А.Д. Архангельский продолжил изучение этих отложений на основе, заложенной А.П. Павловым.

Большую часть своих исследований А.П. Павлов посвятил палеонтологии и стратиграфии юры и нижнего мела, в том числе и положению юрско-меловой границы. Но предложенная им схема, в которой он выделил аквилонский ярус, объединив в нем верхневолжский подъярус и рязанский горизонт и поместив его в верхнюю юру, не удержалась в науке. Отметим, что вопрос о возрасте юрско-меловой границы остается открытым до настоящего времени.

В 1892 г. А.П. Павлов в соавторстве с Г. Лэмплю опубликовал работы, посвященные сравнительной стратиграфии бореального мезозоя, которыми было положено начало зональной корреляции разрезов волжского яруса и неокома с одновозрастными образованиями Англии.

Занимаясь геологией Подмосковья, А.П. Павлов доказал аптский возраст песчаников с остатками флоры, развитыми у г. Клин, на Воробьевых горах в Москве и у д. Татарово и который около полувека был предметом разногласий у исследователей.

В 1901 г. А.П. Павлов опубликовал монографию «Нижний мел России и его фауна», в которой он проследил эволюцию взглядов на среднерусские нижнемеловые отложения, воссоздал палеогеографические обстановки в раннемеловую эпоху и описал раннемеловые аммониты и белемниты. В 1907 г. вышла в свет работа А.П. Павлова «Enchaînement des aucelles et aucellines du crétacé russe», написанная по результатам изучения двустворчатых моллюсков рода *Aucella* (ныне – *Buchia*) из верхнеюрских и нижнемеловых отложений Евразии и Северной Америки. В 1914 г. была издана его монография с описанием юрских и раннемеловых аммонитов и белемнитов севера Сибири.

Работы учеников А.П. Павлова по стратиграфии и палеонтологии меловых отложений.

А.П. Павлов известен не только как выдающийся ученый, стратиграф и палеонтолог, но и как основатель первой в России геологической школы, что явилось закономерным результатом его педагогической деятельности. Непревзойденный лектор, он смог заинтересовать геологией студентов не только естественного, но и других отделений университета. О том, насколько увлекательны были лекции А.П. Павлова, свидетельствовали его ученики В.А. Варсанофьева (1941 г., 1947 г.), А.Н. Мазарович (1947 г.). Подтверждением этому служат и многочисленные письма, адресованные А.П. Павлову. Так, сотрудники Минералогического института Московского университета писали ему в 1922 г.: «В течение 40 лет многим тысячам студентов выпало редкое счастье изучать геологию под Вашим руководством, оставившем в них неизгладимый след. Вы всегда стремились к чисто художественной обработке и завершению научной истины и благодаря этому камни, о которых Вы читали, оживали и начинали говорить» (Архив РАН, ф. 48, оп. 1а, д. 117, л. 22).

Одной из своих задач А.П. Павлов видел в привлечении молодежи в науку. Своим ученикам он предлагал перспективные в научном отношении темы, постоянно консультируя их во время проведения исследований. В итоге они опубликовали целый ряд блестящих работ по стратиграфии и палеонтологии юрских и меловых отложений России. Нельзя не отметить небольшие, но важные статьи первого ученика А.П. Павлова – В.А. Щировского (1861-не ранее 1917). Он выяснил истинное соотношение различных горизонтов юры и нижнего мела в бассейне р. Сура (Среднее Поволжье) и стоял у истоков изучения раннемеловых аммонитов этого региона.

Особого внимания заслуживают работы А.Д. Архангельского (1879-1940). По совету А.П. Павлова он в 1903-1909 гг. изучал верхнемеловые отложения Саратовской губернии, и в 1912 г. опубликовал капитальную монографию «Верхнемеловые отложения востока Европейской России». Эта работа выполнена, как отметил автор, «под влиянием и при постоянной поддержке» А.П. Павлова. А.Д. Архангельский разработал «достаточно полную схему расчленения верхнемеловых отложений на уровне «зон» и «слоев», которая, в общих чертах, сохранилась до сегодняшнего дня» (Сельцер, Иванов, 2010, с. 7). Перу А.Д. Архангельского принадлежат также монографии «Верхнемеловые отложения Туркестана» (1916 г.) и «Моллюски верхнемеловых отложений Туркестана» (1916 г.).

Признанным специалистом по стратиграфии и палеонтологии меловых отложений Европейской России, в первую очередь по позднемеловым иноцерамам, был С.А. Добров (1884-1959). Н.Н. Боголюбов (1872-1928) занимался изучением юрских и меловых ихтиозавров и плезиозавров. В.Г. Очев, оценивая его работу, писал, что «те немногие отечественные исследователи, которые обращались к этой группе ископаемых, ограничивались лишь описанием отдельных находок, а Н.Н. Боголюбов «дал обобщающие сведения о материалах по этим группам рептилий в России» (Очев, 1999, с. 69). Среди работ учеников А.П. Павлова, затрагивающих проблемы стратиграфии меловых отложений России, отметим работу Е.В. Милановского (1892-1940), уточнившего стратиграфическую схему нижнего мела, определив возраст слоев с *Speetonicerias versicolor* как готеривский (1940 г.). В той или иной степени, палеонтология и стратиграфия меловых образований была освещена в работах других учеников А.П. Павлова – В.Г. Хименкова (1881-1949), Ф.В. Лунгерсгаузена (1884-1960), А.Г. Ржонсницкого (1880-1920), М.М. Васильевского (1880-1948), В.М. Цебрикова (1867-не ранее 1920), Д.П. Стремоухова (1865-1925), М.С. Швецова (1885-1975) (Стародубцева и др., 2004).

Ученики А.П. Павлова вели работы в разных направлениях геологии – стратиграфии, палеонтологии, тектонике, гидрогеологии. В 1922 г. директор Геологического Комитета А.Н. Рябинин писал, обращаясь к А.П. Павлову, что «в работе Комитета, и в особенности Московского его отделения весьма деятельное участие принимают именно многие из Ваших бывших слушателей, ведущие работу по самым ответственным задачам Комитета» (Архив РАН, ф. 48, оп. 1а, д. 117, л. 49).

Литература

Архангельский А.Д. 1952. Верхнемеловые отложения востока Европейской России // Академик А.Д. Архангельский. Избранные труды. Т. 1. М: Изд. АН СССР. С. 133-466.

Архив Российской академии наук. Фонд 48. (Павлов Алексей Петрович).

Очев В.Г. 1999. Исследователь морских мезозойских рептилий России (К 125-летию со дня рождения профессора Н.Н. Боголюбова) // Бюл. МОИП, отд. геол. Т. 74. Вып. 4. С. 69-70.

Павлов А.П. 1886. Краткий очерк геологического строения местности между р. Волгой и р. Свягой в Симбирской губернии. Предварительный отчет об исследованиях в 1885 г. // Изв. Геол. Ком. Т. 5. № 2. С. 39-55.

Сельцер В.Б., Иванов А.В. 2010. Атлас позднемеловых аммонитов Саратовского Поволжья. М.: Книжный дом «Университет». 152 с.

Стародубцева И.А., Бессуднова З.А., Пухонто С.К. и др. 2004. Павловская геологическая школа. М.: Наука. 211 с.

ПРОБЛЕМА СТРАТИГРАФИИ МЕЛОВЫХ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ СРЕДИННОГО ХРЕБТА КАМЧАТКИ

И.А. Тарарин

Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, Владивосток, itararin@mail.ru

PROBLEMS OF STRATIGRAPHY OF THE CRETACEOUS METAMORPHIC COMPLEXES OF SREDINNY RANGE, KAMCHATKA

I.A. Tararin

Far East Geological Institute FEB RAS, Vladivostok, itararin@mail.ru

Работами многочисленного коллектива геологов в течение более чем столетнего периода геологических исследований Камчатки была разработана схема стратиграфии немых в палеонтологическом отношении метаморфических толщ Срединнокамчатского кристаллического массива, намечены фации и этапы метаморфических преобразований исходных отложений. Однако новейшие данные об абсолютном возрасте метаморфизма и возрасте протолитов метаморфических пород, а также исследования по геохимии изотопов Nd, Sr и Pb позволяют пересмотреть сложившуюся за многие годы исследований схему стратификации метаморфизованных вулканогенно-осадочных отложений Срединного хребта Камчатки и предложить новую модель истории геологического развития этого региона, приняв за основу стратиграфическую схему, разработанную более сорока лет назад камчатским геологом М.М. Лебедевым (Лебедев, 1962).

В центральной части Срединного хребта Камчатки широким развитием пользуются метаморфические образования, возраст которых различными исследователями датируется от докембрия до позднего мела. Основой для стратиграфического расчленения этих толщ служили относительное положение в разрезе и степень их метаморфизма. Исторически сложилось, что наиболее измененные породы, объединенные в колпаковскую серию и обнажающиеся в центральной (осевой) части хребта, отнесены к наиболее древним образованиям, возраст которых оценивался докембрием (Геология СССР, 1964; Ханчук, 1985). Одновременно М.М. Лебедевым была предложена схема, согласно которой метаморфические породы Срединного хребта Камчатки рассматривались как разновозрастные верхнемеловые образования, испытавшие зональный метаморфизм в позднемеловую эпоху (Лебедев, 1962). Для стратиграфических подразделений метаморфических пород Срединного хребта используется термин комплекс, а не серия и свита.

Породы колпаковского комплекса мощностью более 3 км, приуроченные к основанию разреза метаморфических образований Срединного хребта (Геология СССР, 1964; Соловьев, 2008; Тарарин, 2008; Hourigan et al., 2009), протягиваются субмеридиональной полосой в осевой зоне хребта шириной от 20 до 35 км на расстояние около 160 км от вулкана Хангар на севере до бассейна р. Правый Кихчик на юге. В нижних частях разреза серии (мощностью около 2000 м) преобладают мигматизированные кианит-гранат-биотитовые±ставролит±мусковит и гранат-биотит-мусковитовые±ставролит плагиогнейсы и мигматиты, содержащие будинированные тела амфиболитов, гранатовых амфиболитов, клинопироксен-амфиболовых кристаллических сланцев мощностью от первых до 100 и более метров и реже будины ультраосновных метавулканитов и известково-силикатных пород размером от первых сантиметров до первых метров.

Средняя часть разреза комплекса (мощностью около 0.9 км) сложена биотитовыми и гранат-биотитовыми плагиогнейсами, степень гранитизации и мигматизации которых несколько ниже, чем в основании разреза.

Верхняя часть разреза колпаковского комплекса (мощностью более 0.7 км) обнажается только в северной части метаморфической зоны на правом берегу истоков р. Золотой и на левобережье р. Средней Андриановки и представлена чередованием мигматизированных амфиболитов,

гранатовых амфиболитов, клинопироксен-амфиболовых (нередко с гранатом) основных кристаллических сланцев, гранат-биотит-амфиболовых, гранат-биотитовых и кианит-гранат-биотитовых плагиогнейсов и гранатсодержащих кварцитов.

Петрологические исследования метаморфических пород колпаковского комплекса свидетельствуют, что исходные породы были регионально метаморфизованы в раннем эоцене (52 ± 2 млн лет назад) (Соловьев, 2008; Hourigan et al., 2009) в условиях кианит-силлиманитовой субфации глубинности амфиболитовой фации при температуре 560-660 °С и давлении $P_s = 5.9-6.9$ кбар (Тарарин, 2008); это обусловило широкое развитие кианита в исходных высокоглиноземистых породах. Интенсивная гранитизация и мигматизация плагиогнейсов, сопровождавшие метаморфические процессы с формированием гнейсово-купольных структур, происходили на фоне значительного снижения давления (до 2-3 кбар), минералогическим свидетельством чему служат реакционные структуры замещения кианита андалузитом как в метаморфических породах, так и жильных синметаморфических гранитах и пегматитах (Тарарин, 2008).

Согласно существующей стратиграфической схеме породы колпаковского комплекса перекрываются отложениями малкинского комплекса (Геология СССР, 1964), характеризующимся неравномерным метаморфизмом исходных пород. Эти породы развиты преимущественно на западных склонах и юге метаморфической зоны Срединного хребта, тогда как на восточных ее склонах распространены вулканогенные образования ирунейской и кирганикской свит, содержащие фауну позднего мела (Геология СССР, 1964).

В составе малкинского комплекса выделяется несколько комплексов (снизу-вверх) – шихтинский, андриановский, хейванский и химикинский, отличающиеся как по литологическому составу, так и степени метаморфизма, который, в общем, снижается вверх по разрезу и с удалением от осевой зоны хребта. На западных склонах и юге Срединного хребта обнажаются слабо измененные терригенные отложения кихчикской серии мощностью около 3 км (Геология СССР, 1964), нижняя часть которой представлена хозгонской свитой. Сходная литология шихтинского и хейванского комплексов, отличающихся только степенью метаморфизма, позволяют рассматривать их как единый хейванский комплекс.

Результаты поискового и разведочного бурения на нефть и газ в Ичинско-Колпаковском районе Западной Камчатки показали, что акустический фундамент этого региона представлен интенсивно деформированными терригенными отложениями (песчаниками, аргиллитами и алевролитами) верхнего мела, которые уверенно параллелизуются с осадочными породами кихчикской серии Срединного хребта (Некрасов, 2003), свидетельствуя, что фундамент Западной, Центральной и Южной Камчатки повсеместно сложен терригенными породами, формировавшимися в пределах единого осадочного палеобассейна восточной окраины Азиатского континента.

Rb-Sr датирование метаморфических образований колпаковского и хейванского комплексов показало, что наиболее метаморфизованные их породы характеризуется меловым возрастом 125-141 млн лет (Виноградов и др., 1991). Другие считают ...«что в составе колпаковской и камчатской серий присутствует вещество протерозойского и позднеархейского возраста, которое было в значительной мере преобразовано в ходе более молодых метаморфических событий» (Костицын и др., 2012, с. 176). Это подтверждает более ранние заключения (Геология СССР, 1964; Ханчук, 1985) о наличии древней континентальной коры в структурах Западной и Центральной Камчатки, отраженные в стратиграфических схемах 60-х годов прошлого столетия (Геология СССР, 1964).

В последние годы появились прецизионные U-Pb SHRIMP датировки метаморфических образований Срединного хребта (Соловьев, 2008; Bindeman et al., 2002; Hourigan et al., 2009), позволившие точно датировать возраст протолита и возраст метаморфизма пород колпаковского и малкинского комплексов и кихчикской серии. U-Pb SHRIMP определения возраста

цирконов из наиболее метаморфизованных пород колпаковского и хейванского комплексов свидетельствуют, что накопление терригенных толщ колпаковского комплекса происходило в течение от конца раннего мела и продолжалось до конца позднего мела, а хейванского – до раннего эоцена (Соловьев, 2008; Hourigan et al., 2009).

Новейшие данные по датированию циркона и монацита U-Pb SHRIMP методом (Соловьев, 2008; Hourigan et al., 2009) показали, что колпаковский и хейванский комплексы являются метаморфизованными аналогами разновозрастных терригенных отложений кихчикской серии мелового возраста, формировавшихся у подножия континентального склона обширного окраинно-морского палеобассейна на востоке Азиатского континента.

Комплексы этих пород, традиционно относимые к разновозрастным образованиям от архея до позднего мезозоя (Геология СССР, 1964), представляют собой терригенные отложения, формировавшиеся в едином окраинно-континентальном осадочном бассейне в поздне-мезозойский цикл седиментации за счет размыва одной и той же питающей провинции восточной окраины Азиатского континента.

Современные радиоизотопные данные позволяют утверждать, что **колпаковский и малкинские комплексы и кихчикская серия Срединного хребта Камчатки представляют собой разновозрастные апотерригенные образования мелового возраста, метаморфизованных в различных *P-t*-условиях.** Впервые эта точка зрения была высказана М.М. Лебедевым (Лебедев, 1962), но из-за отсутствия точных возрастных датировок метаморфических пород разной степени метаморфизма не получила признания и потребовалось более 40 лет, чтобы доказать правоту этого предвидения (Соловьев, 2008; Hourigan et al., 2009).

Меловые терригенные отложения Камчатки (кихчикская, лесновская, укэлятская и омгонская серии) формировались в пределах крупного окраинно-континентального осадочного бассейна протяженностью около 500 км, обломочный материал в который поступал с северо-восточной окраины Азиатского континента (Константиновская, 1997). Накопление терригенных отложений сопровождалось активным вулканизмом с формированием силлов и пластовых тел пикритов, пикробазальтов, базальтов и их туфов, совпадающим по времени с началом становления на Азиатской континентальной окраине Охотско-Чукотского вулканогенного пояса (Акинин, Миллер, 2011), связанного с подъемом вещества верхней мантии к нижней границе континентальной коры.

Таким образом, геологические исследования и новейшие изотопно-геохимические данные свидетельствуют об разновозрастности всех метаморфических образований Срединного хребта Камчатки, позволяя считать, что **стратиграфия метаморфических комплексов (в обычном понимании – последовательность от наиболее древних к более молодым отложениям) на самом деле является последовательностью метаморфических фаций (от наиболее высокотемпературных в ядре метаморфической зоны до низкотемпературных на ее флангах), обусловленных процессами метаморфизма, гранитизации и формирования гранито-гнейсовых куполов (около 52±2 млн лет назад).** Эти процессы привели к воздыманию центральных частей метаморфической зоны хребта, их интенсивную эрозию, гравитационное сползание отложений, обусловив повсеместные тектонические взаимоотношения между глубоко- и слабо метаморфизованными образованиями.

Литература

Акинин В.В., Миллер Э.Л. 2011. Эволюция известково-щелочных магм Охотско-Чукотского вулканогенного пояса // Петрология. Т. 19. № 3. С. 249-290.

Антипов М.Н., Гладенков Ю.Б., Журавлев А.В., Шанцер А.Е. 1997. Строение прикамчатского участка дна Охотского моря, и его кайнозойская история // Бюл. МОИП. Отд. геол. Т. 72. Вып. 2. С. 19-25.

Виноградов В.И., Григорьев В.С., Кастрькина В.М. 1991. Возраст метаморфических пород фундамента Камчатки // Советская геология. № 7. С. 58-65.

Геология СССР. 1964. Т. XXXI. Камчатка, Курильские и Командорские острова. Ч. I. Геологическое описание. М.: Недра. 734 с.

Константиновская Е.А. 1997. Камчатское поздне меловое окраинное море // Литология и полезные ископаемые. № 1. С. 58-73.

Костицын Ю.А., Аносова М.О., Ревяко Н.М., Степанов В.А. 2012. U-Pb и Sm-Nd данные о возрасте фундамента Срединного хребта Камчатки // Геохронометрические изотопные системы, методы их изучения, хронология геологических процессов. Материалы V Российской конф. по изотопной геохронологии, 4-6 июня 2012 г, Москва, ИГЕМ РАН. М.: ИГЕМ РАН. С. 175-177.

Лебедев М.М., Бондаренко В.Н. 1962. К вопросу о возрасте и генезисе метаморфических пород Центральной Камчатки // Советская геология. № 11. С. 98-105.

Некрасов Г.Е. 2003. Тектоническая природа Корякско-Камчатского региона и вопросы геодинамики складчатого обрамления севера Тихого океана // Геотектоника. № 6. С. 53-79.

Соловьев А.В. 2008. Изучение тектонических процессов в областях конвергенции литосферных плит. Методы трекового датирования и структурного анализа. М.: Наука. 317 с. (Тр. ГИН РАН. Вып. 577).

Тарарин И.А. 2008. Гранулиты колпаковской серии Срединного хребта Камчатки – миф или реальность? // Петрология. Т. 16. № 2. С. 207-224.

Ханчук А.И. 1985. Эволюция древней сиалической коры в островодужных системах восточной Азии. Владивосток: ДВНЦ АН СССР. 138 с.

Bindeman I.N., Vinogradov V.I., Valley J.W., Wooden J.L., Natal'in B.A. 2002. Archean protolith and accretion of crust in Kamchatka: SHRIMP dating of zircons from Sredinny and Ganal Massifs // J. Geol. Vol. 110. N 3. P. 271-289.

Hourigan J.K., Brandon M.T., Soloviev A.V., et al. 2009. Eocene arc-continent collision and crustal consolidation in Kamchatka, Russian Far East // Amer. J. Sci. Vol. 309. N 5. P. 333-396.

МОРФОЛОГИЯ И УЛЬТРАСТРУКТУРА *AQUILAPOLLENITES SUBTILIS* N. MTCHEDLISHVILI

М.В. Теклева¹, В.С. Маркевич², Е.В. Бугдаева², Ге Сунь^{3,4}

¹Палеонтологический институт им. А.А. Борисяка РАН, Москва, tekleva@mail.ru

²Биолого-почвенный институт ДВО РАН, Владивосток

³Key-Lab for Evolution of Past Life, MOEC, Jilin University, Changchun, China

⁴College of Paleontology, Shenyang Normal University, Shenyang, China

MORPHOLOGY AND ULTRASTRUCTURE OF *AQUILAPOLLENITES SUBTILIS* N. MTCHEDLISHVILI

M.V. Tekleva¹, V.S. Markevich², E.V. Bugdaeva², Ge Sun^{3,4}

¹Borissiak Paleontological Institute RAS, Moscow, tekleva@mail.ru

²Institute of Biology and Soil Science FEB RAS, Vladivostok

³Key-Lab for Evolution of Past Life, MOEC, Jilin University, Changchun, China

⁴College of Paleontology, Shenyang Normal University, Shenyang, China

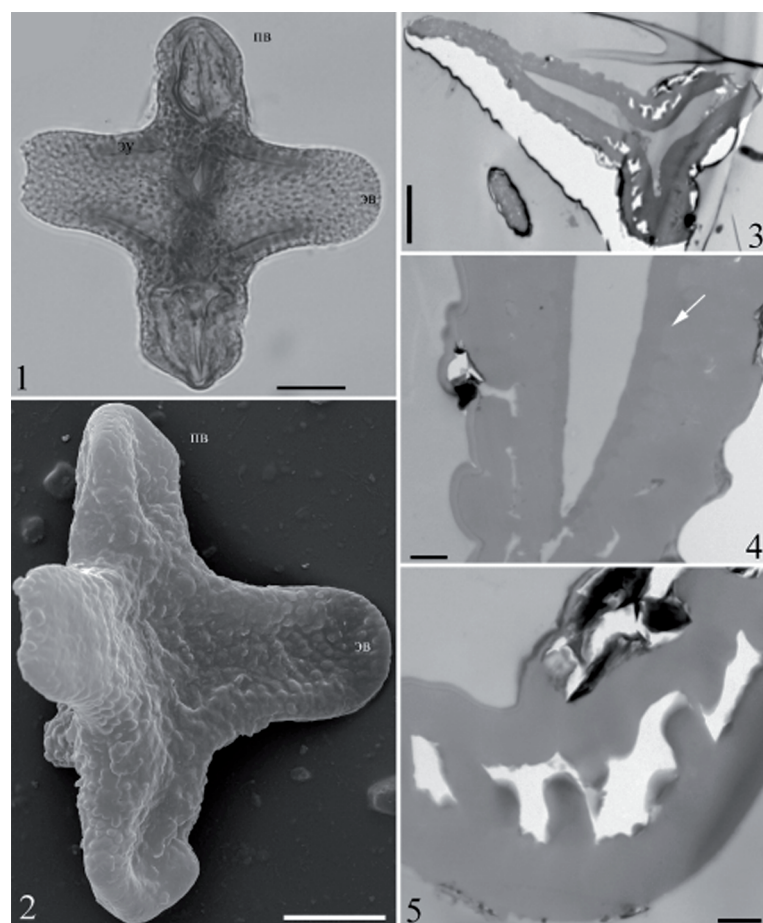
С помощью светового (СМ), сканирующего (СЭМ) и трансмиссионного (ТЭМ) электронных микроскопов были исследованы дисперсные пыльцевые зерна *Aquilapollenites subtilis* N. Mchedlishvili из позднего маастрихта (Зейско-Буреинский бассейн, Россия/Китай, свита Фурпао,

скважина ХНУ2008). Описание палинологического спектра приведено в работе Маркевич с соавторами (Markevich et al., 2011). Последовательный метод изучения одного и того же пыльцевого зерна позволяет получить наиболее достоверную информацию, что особенно важно и необходимо в случае дисперсного материала.

Этот вид принадлежит к изополярному точечно-шипиловому типу (isopolar punctate spinulate) группы трипроектатных пыльцевых зерен (Triprojectate), которые обладают уникальной морфологией и широко применяются в стратиграфии. Подробное описание изучения этой группы приведены в работе Фараби (Farabee, 1993). До сих пор остается нерешенным вопрос о ботанической принадлежности растений, продуцировавших пыльцевые зерна данного типа. Разные авторы сравнивали эту группу с представителями самых разных семейств: Pinaceae, Apiaceae, Morinaceae, Dipsacaceae, Rubiaceae, Proteaceae, Sapindaceae, Loranthaceae, Santalaceae, Olacaceae, Caprifoliaceae, Elaeagnaceae и Simarubaceae. Среди них наиболее популярны виды из Loranthaceae, Santalaceae и Apiaceae. С семейством Proteaceae трипроектатные пыльцевые зерна сближает формирование тетрад по правилу Гарсайда (показано у нескольких видов *Aquilapollenites* и у *Integricorpus reticulatus* (Mtchedlishvili) Stanley. Необходимо детальное изучение морфологии и ультраструктуры спородермы этой группы. К сожалению, на настоящий момент, основные работы по этой группе затрагивают в большей мере проблемы стратиграфии, а не морфологии этих пыльцевых зерен. Публикаций с изучением поверхности трипроектатных пыльцевых зерен в СЭМ совсем немного, а с изучением ультраструктуры оболочки в ТЭМ – всего четыре (см. обзор в Tekleva et al., 2014).

Изученные пыльцевые зерна средних размеров, изополярные или субизополярные, трехбороздные (фото 1). Полярная ось в среднем 48 мкм (от 45 до 57 мкм), экваториальный диаметр (включая экваториальные выросты) в среднем около 48 мкм (от 42 до 54 мкм). Тело

почти прямоугольных очертаний, обычно с одним заостренным и вто-



Подписи к фото 1: 1 – СМ, линейка 10 мкм; 2 – СЭМ, линейка 10 мкм; 3 – ТЭМ, срез через пыльцевое зерно, линейка 5 мкм; 4 – участок оболочки полярного выроста, линейка 0,5 мкм; 5 – участок оболочки центральной части пыльцевого зерна с областью, где оболочка утолщена, линейка 0,5 мкм. Обозначения: пв – полярный вырост, эв – экваториальный вырост, зу – эндэксинное утолщение, стрелка показывает на впячивание эндэксины в подстилающий слой.

рым притупленным концами полярных выростов. Экваториальные выросты по размерам (длине и ширине) приблизительно сходны либо немного короче полярных. Скульптура поверхности в СМ – крупнобугорчатая со сглаженной, почти гладкой поверхностью на концах полярных выростов (фото 1), в СЭМ – почковидная

(gemmate), на концах полярных выростов – гладкая, перфорированная (фото 2). ТЭМ эктэксина покровная, около 2 мкм толщиной, покров (без учета выростов – булавовидных элементов скульптуры), инфратектум и подстилающий слой приблизительно одинаковой толщины (фото 3). Эндэксина более электронно-плотная, чем эктэксина, с участками утолщений вблизи апертур, на каком-то участке оболочки эндэксина и подстилающий слой «впячены» друг в друга (фото 4). В центральной части пыльцевого зерна, вблизи эндэксинных утолщений оболочка немного утолщается и разрыхляется за счет инфратектума, который по-видимому состоит из столбиковидных элементов разного размера (фото 5). Данный комплекс признаков очевидно осуществлял гармомегатную функцию и, по-видимому, присущ большинству представителей группы трипроектатных пыльцевых зерен.

Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ № 12-04-01335.

Литература

Farabee M.J. 1993. Morphology of Triprojectate fossil pollen: form and distribution in space and time // *The Botan. Rev.* Vol. 59. N 3. P. 211-249.

Markevich V.S., Bugdaeva E.V., Ashraf A.R., Sun Ge. 2011. Boundary of Cretaceous and Paleogene continental deposits in Zeya-Bureya Basin, Amur (Heilongjiang) river region // *Global Geol.* Vol. 14. N 3. P. 144-159.

Tekleva M., Markevich V., Bugdaeva E., Sun Ge, Gavrilova O. 2014. *Pseudointegricorpus clarireticulatum* (Samoilovitch) Takahashi: morphology and ultrastructure // *Historical Biol.* In press. doi: 10.1080/08912963.2014.918117

К ГЕНЕЗИСУ МЕЛОВЫХ СТРАТИФИЦИРОВАННЫХ ВУЛКАНИТОВ ЧУКОТКИ

И.В. Тибиллов

*Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург,
itibilov@yandex.ru*

TO THE GENESIS OF THE CRETACEOUS STRATIFIED VOLCANICS OF CHUKOTKA

J.V. Tibilov

Saint Petersburg State University, Saint Petersburg, itibilov@yandex.ru

Длительное время в сфере основных интересов исследователей Охотско-Чукотского вулканогенного пояса (ОЧВП) остаются вопросы стратиграфии слагающих его покровных вулканитов (Белый, 1977; Котляр и др., 2013). Вместе с тем, выявленные в конце прошлого века в ходе производственно-тематических работ в пределах Центрально-Чукотского сектора ОЧВП некоторые особенности геологии вулканитов не укладываются в рамки традиционных представлений об их магматогенно-пирокластическом происхождении, свидетельствуя о метасоматической природе меловых вулканических образований этой части ОЧВП и, соответственно, о том, что остатки флоры в вулканитах характеризуют возраст замещаемых «вулканитами» осадочных толщ (Тибиллов, Черепанова, 2001). Подчеркнем, что вопросы конвергентной природы метасоматитов «несомненно» вулканогенного облика обсуждаются в литературе достаточно давно (Царев, 1978 и др.).

1. Преимущественно кислые покровные вулканиты Центрально-Чукотского сектора ОЧВП слагают обширную пологозалегающую «плитоподобную» структуру, перекрывающую разновозрастные осадочные толщи чукотских мезозоид. «Плита» вулканитов имеет пологовол-

нистую подошву и сложена преимущественно стратифицированными вулканитами. Магмато-генно-пирокластическая модель формирования подобной структуры могла быть реализована в двух геологических сценариях. В случае субаэрального происхождения вулканитов подобная структура должна была формироваться на поверхности регионально проявленного мелового пенепплена. Поскольку по обрамлению ОЧВП следы этого пенепплена никак не выражены, подобный сценарий представляется маловероятным. Если же полагать, что накопление стратифицированных вулканитов происходило в мелководных континентальных бассейнах, то этому сценарию противоречит наличие в разрезах стратифицированных вулканитов пепловых туфов кислого и среднего состава, которые, как известно, в водной среде необратимо разлагаются в глины и кремнисто-глинистые образования.

2. Для разрывных нарушений, секущих покровные вулканиты, устанавливается реликтовая, «запечатанная» природа. Крутопадающие разрывные нарушения, пересекая границу вулканитов с осадочными толщами мезозой, не смещают пологозалегающую подошву стратифицированных вулканитов на всем ее протяжении, что зафиксировано на геологических картах разного масштаба и хорошо наблюдается на аэрофотоснимках. Под микроскопом для катаклазированных вулканитов из зон разрывных нарушений устанавливается, что они являются псевдоморфозами по катаклазитам осадочных пород (Тибилев, Черепанова, 2001). Подобные «породные» псевдоморфозы, в которых отражаются неоднородности замещаемого протолита (литологические, катакластические и пр.), предложено именовать импринтивными (от англ. *imprint* – отпечаток, оттиск) структурами (Тибилев, Черепанова, 2001).

3. Пологозалегающие стратифицированные вулканиты ОЧВП в придолинных частях склонов нередко сменяются «дислоцированными» вулканитами (Сперанская, 1964 и др.), которые представляют собой импринтивные структуры вулканоморфных метасоматитов по осадочным толщам, которые выражают как текстурные особенности осадочных пород (слоистость, слойчатость, знаки ряби на поверхностях напластования), так и разнотипные складки, плоскости расщепления, катаклазиты зон разрывных нарушений и пр. (Тибилев и др., 2000).

4. Под микроскопом в игнимбриках кислого состава в проходящем свете нередко уверенно определяется исходная структура замещаемых обломочных пород – алевролитов, псаммитов, гравелитов. Новообразованное метасоматическое вулканоморфное стекло представлено разными видами – от гомогенного до структурированного-пепловидного и игнимбритовидного. «Кристаллокласты» и «вкрапленники» полевых шпатов и кварца в большинстве своем унаследовано растут на обломочных кристаллах соответствующего состава в замещаемом протолите.

5. В шлифах вулканитов разного состава выявляются псевдоморфозы по морской микрофауне, нередко обильно проявленные (Сергеева и др., 2000).

6. Для чужеродных обломков (ксенолитов) осадочных пород в вулканитах устанавливается скиалитовая природа. Показателен пример крупного скиалита флороносных отложений кукивеевской свиты аптского возраста в кислых вулканитах, который был вскрыт в борту разведочно-эксплуатационного карьера золото-серебряного месторождения Сопка Рудная (Тибилев и др. 2000).

Процессы формирования большеобъемных вулканоморфных метасоматитов происходили, как представляется, в условиях мелового стабилизированного горного рельефа, близкого к современному. Геологические свидетельства докайнозойского возраста рельефа региона изложены в ряде публикаций (Бегунов и др., 1983; Тибилев, 1997, 2005; Тибилев, Черепанова, 2001). Среди феноменов, связанных с формированием вулканоморфных метасоматитов в горном рельефе, отметим следующие.

А. Наличие «облекающих» поверхность рельефа покровных вулканитов, когда пологие залежи последних, при видимой мощности в сотни метров, представлены на самом деле тонкими (десятки м) приводораздельными «скорлупами» вулканических пород. Подобные облекающие

рельеф «скорлуповидные» залежи вулканитов были установлены по данным буровых работ и детальной гравиметрии на поисковых участках (Тибилев, Черепанова, 2001). При этом по керну скважин в «подошве» вулканитов выявляются сложные картины неоднородного метасоматического замещения осадочных пород.

Б. В коренных обнажениях по бортам долин в «вулканитах» проявлены конформные поверхности рельефа пологие прототектонические трещины. Их конформность поверхности рельефа идентична конформности поверхности рельефа трещин системы L (по Г. Клоосу) в меловых гранитных массивах, для которых установлена автохтонно-метасоматическая природа с формированием в морфоструктурах древнего рельефа региона (Тибилев, 1997, 2005; Тибилев, Черепанова, 2001).

В. В элювиальных и делювиально-элювиальных развалах «вулканитов» нередко устанавливается широкое развитие обломков с признаками вулканоморфного метасоматоза *in situ*. В прикраевых частях таких обломков наблюдаются каемки (до 1-1,5 мм) вулканоморфного стекла, которые имеют постепенные взаимопереходы в стекла фьямме-обособлений игнимбриков и туфоигнимбриков (Тибилев и др., 2000). Эти каемки обычно принимаются *a priori* за корочки выветривания.

Представляется естественным предполагать, что флороносные стратифицированные вулканоморфные метасоматиты унаследовано замещают средне меловые флороносные отложения межгорных прогибов, или, что более вероятно, мелководных морских проливов. По окраине Центрально-Чукотского сектора ОЧВП эти отложения представлены чимчимельской и кукивеемской свитами, относимых к аптскому веку (Афицкий, Палымский, 1970; Геология СССР..., 1970). Отложения более молодых флороносных прогибов, прежде всего, с флорой чаунского комплекса, вероятнее всего, альб-сеноманского возраста (Котляр и др., 2013), замещены «вулканитами» практически нацело. Для отложений аптских свит характерно широкое развитие конгломератов с базальным цементом, являющихся по своей сути псевдоконгломератами – параконгломератами по (Петтиджон, 1981), которые представляют собой исходно сложнослойчатые (типа конволютно-слойчатых) образования с центральной симметрией. Аналогичные параконгломераты, очевидно, были широко развиты и в отложениях более молодых флороносных прогибов. Об этом свидетельствуют конгломераты с базальным цементом, фрагментарно развитые в подошве стратифицированных «вулканитов» с разновозрастной флорой.

Параконгломераты могут рассматриваться как индикаторы геодинамики относительных растяжений протоорогенных периодов развития горно-складчатых систем (Тибилев, 2005). Вулканоморфные метасоматиты ОЧВП, замещающие средне меловые флороносные отложения с широким развитием параконгломератовых фаций, также формировались в геодинамике относительных растяжений, свидетельствуя о геотектонически унаследованной природе пояса. Весьма вероятно, что и особенности металлогении ОЧВП предопределены во многом унаследованной геодинамикой преобладающих растяжений – в ходе поздне меловых региональных (планетарно-региональных) рудогенных процессов.

Литература

Афицкий А.И., Палымский Б.Ф. 1970. Опорные разрезы айнахургенской и чимчимельской свит (нижний мел) в верховьях Большого Аюя // Акад. Н.А. Шило (Ред.). Палеомагнитная и биостратиграфическая характеристика некоторых опорных разрезов мезозоя и кайнозоя Севера Дальнего Востока. Магадан: СВКНИИ. С. 100-113.

Бегунов С.Ф., Ларионов Я.С., Тибилев И.В. 1983. Возраст рельефа Чукотки // Геоморфология. № 1. С. 58-63.

Белый В.Ф. 1977. Стратиграфия и структуры Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. М.: Наука. 190 с.

Геология СССР. 1970. Т. XXX. Северо-Восток СССР. М.: Недра. Кн. 1. 548 с.

Котляр И.Н., Русакова Т.Б., Жуланова И.Л. 2013. Актуальные вопросы геохронометрии и петрологии Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. По поводу статьи В.В. Акинина и Э.Л. Миллер «Эволюция известково-щелочных магм Охотско-Чукотского вулканогенного пояса» (Петрология, Т. 19 №3. С. 249-290) // Уральский геологический журнал. № 4 (94). С. 7-35.

Петтиджон Ф. Дж. 1981. Осадочные породы. Пер. с англ. М.: Недра. 751 с.

Сергеева В.П., Тибилев И.В., Преображенский М.Б. 2000. Об агрегатных и монокристалльных псевдоморфозах по микрофауне в осадочных и магматических породах Центральной Чукотки // Магматизм и метаморфизм Северо-Востока Азии. Матер. 1V регион. петрограф. совещания по Северо-Востоку Азии. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН. С. 262-266.

Сперанская И.М. 1964. Геология и петрография кислых эффузивов северного побережья Охотского моря со специальным обзором проблемы игнимбритов // И.Е. Драбкин (Ред.). Матер. по геол. и полезн. ископ. Сев.-Вост. СССР. № 17. С. 122-133.

Тибилев И.В. 1997. О системном единстве структур рельефа и эндогенных образований // С.Г. Бялобжевский (Ред.). Магматизм и оруденение Северо-Востока России. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН. С. 335-351.

Тибилев И.В. 2005. Особенности геологического развития Севера Чукотки в свете термодинамической парадигмы эндогенных процессов. Магадан: СВНЦ; СВКНИИ ДВО РАН. 304 с.

Тибилев И.В., Сергеева В.П., Черепанова И.Ю., Мазуркевич К.Н., Преображенский М.Б. 2000. О свидетельствах немагматической (вулканоморфно-метасоматической) природы позднемезозойских вулканических пород Чукотки // Магматизм и метаморфизм Северо-Востока Азии. Матер. IV регион. петрограф. совещания по Сев.-Вост. Азии. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН. С. 258-262.

Тибилев И.В., Черепанова И.Ю. 2001. Геология Севера Чукотки – современное состояние и проблемы. М.: ГЕОС. 94 с.

Царев Д.И. 1978. Метасоматоз и конвергенция в петрологии и рудогенезе. М.: Наука. 308 с.

О ПЕРЕОТЛОЖЕНИИ МЕЛОВЫХ ОСАДКОВ ПО РАЗРЕЗАМ Г. ДЕТРОЙТ И ЗАПАДНОГО СКЛОНА ХРЕБТА ВИТЯЗЬ

С.В. Точилина¹, И.М. Попова-Голл², Л.Н. Василенко¹

¹*Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева ДВО РАН, Владивосток, Tochilina@poi.dvo.ru, Lidia@poi.dvo.ru*

²*Blinn College, Natural Science Department, Bryan Campus, Texas, USA, irina.goll@blinn.edu*

ABOUT THE REDEPOSITION OF THE CRETACEOUS SEDIMENTS FROM THE SECTIONS OF MOUNTAIN DETROIT AND WESTERN SLOPE OF VITYAZ RIDGE

S.V. Tochilina¹, I.M. Popova-Goll², L.N. Vasilenko¹

¹*Pichev Pacific Oceanological Institute FEB RAS, Vladivostok, Tochilina@poi.dvo.ru, Lidia@poi.dvo.ru*

²*Blinn College, Natural Science Department, Bryan Campus, Texas, USA, irina.goll@blinn.edu*

Изучение геологического строения гайотов Детройт и Мейджи, расположенных на севере Императорского хребта, проводилось по международным проектам DSDP и ODP. В резуль-

тате была получена большая информация по сейсмостратиграфии, вещественному составу базальтов и их абсолютному возрасту, литологии и др. Но самыми противоречивыми оказались биостратиграфические данные. Особенно это касается слоёв осадочного чехла, покрывающих базальты. Эти слои относятся к мел-палеогеновой границе. На г. Мейджи в 19 рейсе «Glomar Challenger» (скв. 192А-5) возраст осадочного слоя был определён по-разному: маастрихт (Worsley, 1973) и кампан (Bukry, 1973). Такое различие в определении возраста одного и того же слоя по одной и той же группе кокколитов могло быть связано с единичными фоссилиями и биотурбацией осака.

В 145 рейсе «Joides Resolution» в разрезе 884В базальные слои осадочного чехла также были определены неоднозначно. По карбонатному планктону: нижний-средний эоцен (Beaufort, Ólafsson, 1995) и средний эоцен (Basov, 1995). По кремнистому планктону базальные слои в этом разрезе определены не были ни по диатомеям, ни по радиоляриям. Стратиграфические схемы кайнозоя для верхней части разреза были также различными (Morley, Nigrini, 1995) и (Shilov, 1995). Обсуждение причин противоречий разных определений возраста этого разреза, представляет предмет отдельной дискуссии, прежде всего по таксономическим разночтениям и теоретическим принципам.

Основная задача. Проблема определения мел-палеогеновой границы и была главной причиной передачи материала 145 рейса на повторный радиоляриевый анализ.

Материал глубоководного бурения 145 рейса «Joides Resolution» скв. 884В был получен от руководства международной программы ODP. Материал драгирования западного склона хр. Витязя (район Курило-Камчатского желоба) 37 рейс «Академик Лаврентьев» был получен в ТОИ ДВО РАН от д.г.-м.н Р.Г. Кулинича и д.г.-м.н И.Б. Цой (табл. 1).

Таблица 1. Месторасположение и глубины скв. 884В и станций драгирования Lv37.

Скважина глуб. бурения и станции драгирования	Координаты	Глубины, м
скв. 884В	51°27,026' с.ш. 168°20,228' в.д.	853,9
Lv37-12	48°13,177' с.ш. 154°13,127' в.д.	1800-1600
Lv37-13	48°13,114' с.ш. 54°13,084' в.д.	1700-1600
Lv37-17	47°42,690' с.ш. 154°23,208' в.д.	1770-1500
Lv37-20	47°49,286' с.ш. 154°18,948' в.д.	1350-1100

Методика. На гайоте Детройт (145-884В – 86-85) базальные слои осадочного чехла сильно литифицированы. Это представляет трудности при выделении фоссилий кремнистого планктона.

В процессе аналитической работы были выделены как радиолярии «in situ», так и переотложенные (кампан-маастрихт) ассоциации радиолярий. Для разделения этих сложных ассоциаций: разных по возрасту, численности и степени сохранности, потребовалось использование двух критериев: морфологического и статистического. В результате оказалось, что ассоциация «in situ» имела меньшую численность, но лучшую сохранность, а переотложенная (кампан-маастрихт) – большую численность, но худшую сохранность (раковины замещены силиколютитом и минералами меди).

Биостратиграфия глубоководного разреза скв. 884В (рис. 1). В основании разреза вскрыта пятидесятиметровая толща базальтов, выше которой залегает осадочный комплекс, представленный аргиллитами (850-700 м) и конгломератами (700-604 м).

Верхний палеоцен. Слои с *Theosampe apicata* (145-884В-086х-085х). Вид-индекс определён по основному морфологическому признаку – форме раковин, выделенному Foreman, 1971. Ассоциация характеризуется численностью 590 экз. в 1 г. осадка и удовлетворительной

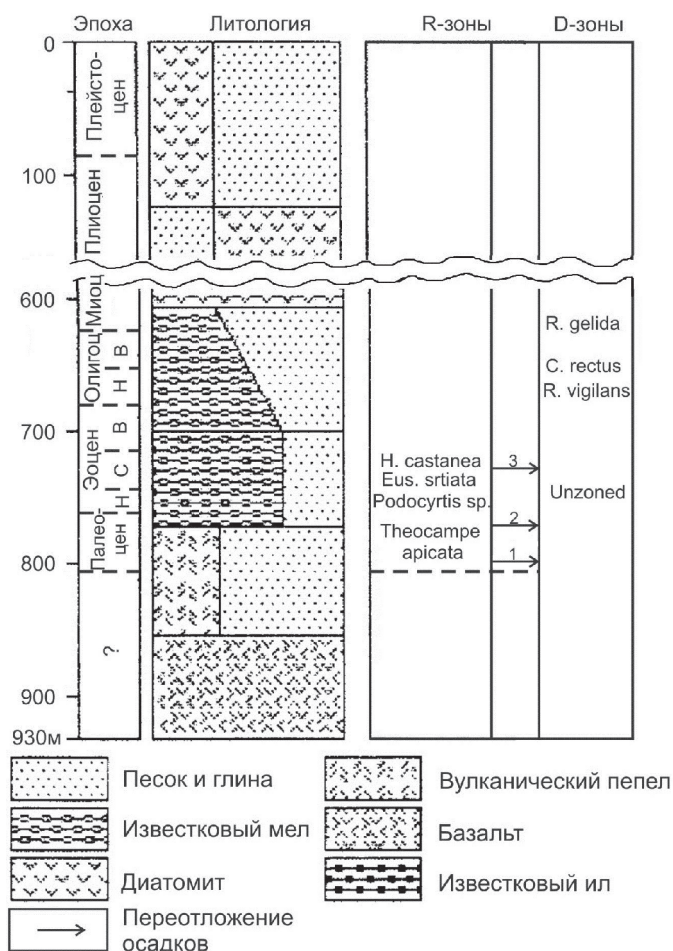


Рис. 1. Глубоководный разрез г. Детройт по скв. 884В (145 рейс «Joides Resolution»).

Дальнего Востока (Жамойда, 1972; Вишневская, Филатова, 1996) и Тетической области (Popova-Goll, Baumgartner et al., 2002; Popova-Goll, Vishnevskaya et al., 2005)

Нижний эоцен. *Podocyrthis* sp. (скв. 884В-083х-01w). Общая численность радиолярий 1200 экз. в 1 г. осадка, сохранность малоудовлетворительная. Определение видовой принадлежности представляет большие трудности, так как раковины слиты со смектитам. Доминируют представители родов *Podocyrthis* – 33,12% и *Cenosphaera* – 22,8%. По общему облику и расположению отпечатков пор на стенке близки к *Thyrsoyrthis rhizodon* Ehrenberg.

Возраст. Ранний эоцен ~ 50 млн лет. Зона *Morozovella subbotinae*.

Между верхним палеоценом и нижним эоценом также присутствуют переотложенные радиолярии, относящиеся к *Eusyringium niobeae* Tan (см. выше).

Средний эоцен. *Eusyringium striata* (скв. 884В-082х-04w). Ассоциация характеризуется небольшой численностью и не очень хорошей сохранностью. Доминирует вид-индекс.

Возраст. Средний эоцен ~ 42 млн лет. Соответствует зоне *Discoaster saipanensis*.

Выше по разрезу отмечен перерыв между средним и верхним эоценом, осадки характеризуются сильной биотурбацией. В этом же слое содержатся переотложенные радиолярии из зоны *Vathrogyamis timorensis*, выделенной в Тиморском трого (Renz 1974). Близкий по составу комплекс радиолярий был описан в разрезах Молуккских о-вов (Tan Sin Hok, 1927) и Калифорнии (Campbell, Clark, 1944). Общая численность радиолярий 2000 экз. в 1 г. осадка;

сохранностью. Возраст определен по корреляции слоёв с *Theosampe* aff. *apicata* формации Teurian из разреза Новой Зеландии.

Возраст. Поздний палеоцен. Зона *Morozovella velascoensis*.

В этом же слое содержатся переотложенные радиолярии мелового возраста (кампан-маастрихт). Общая численность радиолярий составляет более 1000 экз. в 1 г. осадка; сохранность неудовлетворительная, поэтому многие таксоны определены с открытым знаком номенклатуры. Доминируют представители многокамерных *Nassellaria* – 85%, из которых 1/2 приходится на группу, близкую к *Eusyringium niobeae* Tan ($\approx E. procera$ (Hinde)). В структуру ассоциации входили радиолярии, близкие к: *Cyrtocapsa natlandi* (Campbell et Clark), *Stichocapsa pseudopentacola* Tan, *Holocryptocanium* sp., *Spongocyclus* sp., *Patullibrachium* sp., *Amphibrachium* cf. *californicum* Campbell et Clark. Возраст – кампанский век.

Распространение названных видов в меловом океане было широким: от западного склона хребта Витязь района Курильского желоба до Молуккских о-вов, Борнео (Hinde, 1900; Tan Sin Hok, 1927) и Тиморского трого (Renz, 1974). Некоторые экземпляры, близкие по общей форме раковин, описаны из вулканогенно-кремнистых формаций мела

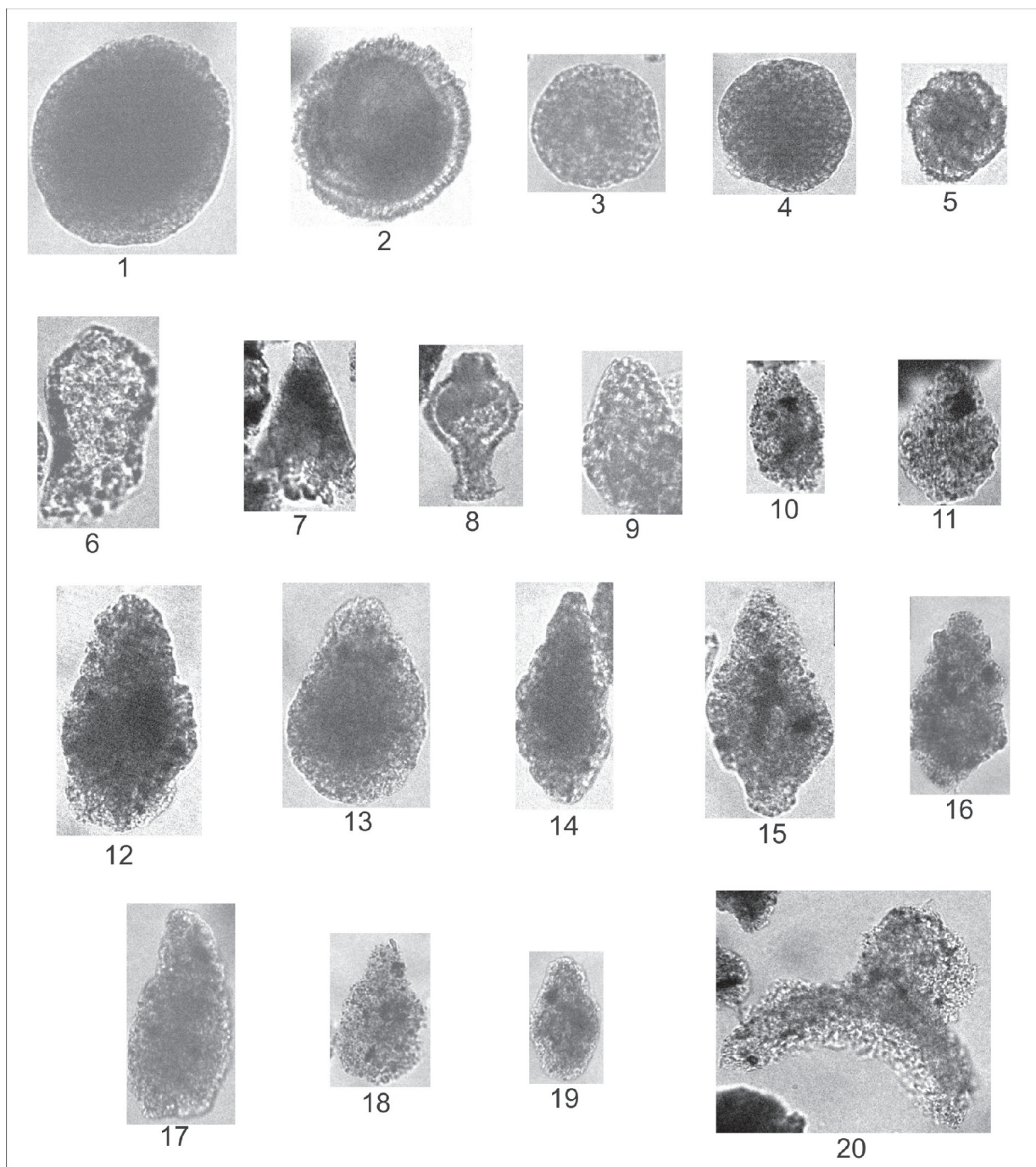


Таблица 2. Переотложенные радиолярии г. Детройт: скв. 884В керн 85х-01w, глуб. 797 м.

Фиг. 1. *Orbiculiforma* sp.; Фиг. 2. *Spongocyclus* sp.; Фиг. 3, 4. Spumellaria; Фиг. 5. Foraminifera (?); Фиг. 6. *Lophophaena* ex gr. *capito* (Ehrenberg); Фиг. 7. *Bathropyramis* ex gr. *timorensis* Renz; Фиг. 8. *Amphibrachium* cf. *californicum* Campbell et Clark; Фиг. 9, 10, 12, 13, 17-19. Nassellaria; Фиг. 11. *Lithostrobos* ex gr. *natlandi* Campbell et Clark; Фиг. 14, 15. *Eusyngium* ex gr. *niobeae* TanSinHok; Фиг. 16. *Cyrtharia* sp.; Фиг. 20. *Patullibrachium* sp.

сохранность малоудовлетворительная. Доминируют Nassellaria – 89%; из которых бóльшая половина принадлежит виду-индексу. В структурный состав входили: *Holocryptocanium* sp., *Patullibrachium* sp., *Theocampe* ex gr. *apicata* Foreman, *Bathropyramis timorensis* Renz, *Stichocapsa* (?) ex gr. *japonica* Yao; *C. camp* Campbell et Clark и др. Распространение приведённых видов (табл. 2, 3) от Калифорнии до Молуккских о-вов. Возраст. Кампан

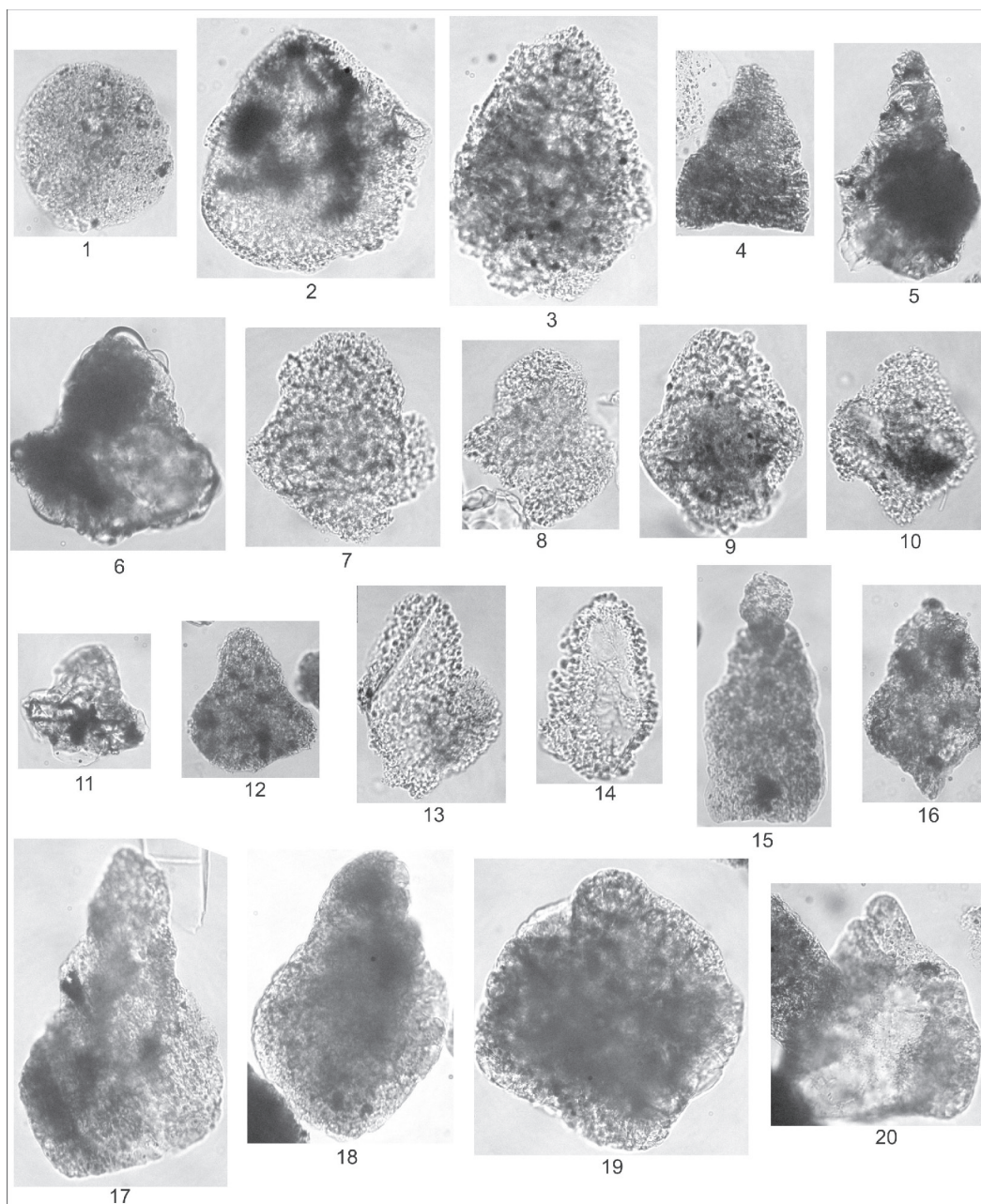


Таблица 3. Радиоларии западного склона хребта Витязь: 37 рейс «Академик Лаврентьев» (ст. 12, 13, 17 и 20).

Фиг. 1. *Orbiculiforma* sp., экз.1 - Lv-37-13-2; Фиг. 2, 3. *Pterocanium* ex gr. *bombus* Ehrenberg, Lv37-17-9; Фиг. 4. *Nassellaria*, Lv37-13-5; Фиг. 5. *Tetracapsa* (?) sp.: Lv-37-13-2; Фиг. 6-11. *Theocampe* (?) *urna* (Foreman): экз. 6 - Lv-37-13-2, экз. 7-10 - Lv37-17-9, экз. 11 - Lv-37-13-5; Фиг. 12. *Theocampe* ex gr. *apicata* Foreman: Lv-37-13-5; Фиг. 13, 14. *Eusyringium* ex gr. *striata* (Brandt) Lv37-17-9; Фиг. 15 *Amphipyndax* ex gr. *megalocephalia* (Campbell et Clark), Lv-37-20-1. Фиг. 16. *Cyrtharia* sp., Lv-37-13-2; Фиг. 17. *Stichocapsa* (?) sp.: Lv37-13-1; Фиг. 18. *Stichocapsa* (?) ex gr. *walenaе* Yen and Cheng, Lv37-12-4a; Фиг. 19. *Williriedellum* (?) sp., Lv37-13-5; Фиг. 20. *Sethocapsa* (?) ex gr. *japonica* Yao, Lv37-12-4a.

Обсуждение. Система циркуляции в Мировом океане в конце мелового периода была принципиально другой. На палеогеографических картах показана конфигурация континентов, значительная площадь которых находилась в меловом периоде под океаном.

Необходимо отметить, что корреляция далеко удалённых областей в пространстве Мирового океана основана на неразрывных связях пелагической фауны радиоларий с системой цирку-

ляции. Эта естественная связь позволяет решать обратную задачу: по фоссилиям планктонных радиолярий реконструировать циркуляцию прошедших эпох. Для стратиграфии осадочного слоя океана это имеет очень большое значение, так как позволяет проводить корреляцию разрезов, расположенных в разных областях океана.

Радиометрические даты. В обсуждении мел-палеогеновой границы большое значение имеют даты абсолютного возраста. На гайоте Мейджи (скв. 192А) по базальтам К-Аг методом была получена абсолютная дата $61,9 \pm 5,1$ млн лет (Dalrymple, Lanphere, Natland, 1980). Эта дата близка к границе маастрихта-дания, соответствующей 65,5 млн лет (GSSP).

В фундаментальной монографии В.А. Красилова (1985), несмотря на её небольшой объём, содержится уникальная информация по геосистемам тектонического развития и эволюции органического мира земной коры в меловом периоде. В характеристике мел-палеогеновой границы, автор предположил, что на этом рубеже произошло «в геологическом смысле синхронное волновое поднятие-опускание» (Красилов, 1985. с. 153) основных структурных единиц Земли, что представляет один цикл эволюции литосферы.

Заключение. Первый осадочный слой, покрывающий базальты, соответствует мел-палеогеновой границе, характеризующейся не только перерывами, но и гравитационным перемещением осадочных масс. Необходимо отметить, что батиметрическое положение разреза 884В (г. Детройт) на границе мела и палеогена было пониженным по сравнению с разрезом 192А (г. Мейджи).

Работа выполнена при финансовой поддержке грантов ДВО РАН (№№ 12-III-A-07-132 и 14-III-B-07-027).

Литература

- Вишневская В.С., Филатова Н.И. 1996. Радиоляриевая биостратиграфия мезозоя Северо-Востока России // Тихоокеанская геология. Т. 15. № 1. С. 16–44.
- Жамойда А.И. 1972. Биостратиграфия мезозойских кремнистых толщ Востока СССР. Л.: Недра. 243 с.
- Красилов В.А. 1985. Меловой период эволюции земной коры в биосфере. М.: Наука. 240с.
- Basov I.A. 1995. Paleogene planktonic foraminifer biostratigraphy of Sites 883 and 884, Detroit Seamount (subarctic Pacific). In Rea, D.K., Basov, I.A., Scholl, D.W., and Allan, J.F. (Eds.), Proc. ODP, Sci. Results, 145: College Station, TX (Ocean Drilling Program). P. 157–170.
- Beaufort L., Ólafsson G. 1995. Data report: Upper Cretaceous and Paleogene calcareous nannofossils from the North Pacific. In Rea, D.K., Basov, I.A., Scholl, D.W., and Allan, J.F. (Eds.), Proc. ODP, Sci. Results, 145: College Station, TX (Ocean Drilling Program). P. 633–638.
- Bukry D. 1973. Coccoliths and silicoflagellates from Deep Sea Drilling Project, Leg 19, North Pacific Ocean and Bering Sea. / In: (Creager, J.S., Scholl, D.W. et al., eds), Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project. Vol. 19. P. 857-867.
- Campbell A.S., Clark B.L. 1944. Miocene radiolarian faunas from the Southern California // Geol. Amer. Spec. Pap. N 51. P. 1-76.
- Dalrymple G.B., Lanphere M.A. and Natland J.H. 1980. K-Ar minimum age for Meiji Guyot, Emperor seamount chain, in E.D. Jackson et al., eds., Initial reports of the Deep Sea Drilling Project. Vol. 55. P. 677-683.
- Foreman H.P. 1971. Cretaceous Radiolaria, Leg 7. DSDP. In: Init. Rep. Deep Sea Drill. Proj. 7 (Ed. By Winterer, E. L., Riedel, W. R., et al.). U.S. Govt. Printing Office. Washington, D.C. P. 1673-1693.
- Hinde, G.J. 1900. Description of fossil Radiolaria from the rocks of Central Borneo, obtained by Prof. Dr.G. A. F. Molengraaff in the Dutch exploring expedition of 1893-94. In: Borneo-Expeditie: Geologische verkenningstochten in Centraal-Borneo (1893-94) (Ed. by Brill, E. J. & Gerlings, H.). Leiden, Amsterdam, The Netherlands, Appendix 1, 1-51. P. 54-56.

Morley J.J., Nigrini C. 1995. Miocene to Pleistocene radiolarian biostratigraphy of North Pacific Sites 881, 884, 885, 886, and 887. In Rea, D.K., Basov, I.A., Scholl, D.W., and Allan, J.F. (Eds.), Proc. ODP, Sci. Results, 145: College Station, TX (Ocean Drilling Program). P. 55–91.

Popova I.M., Baumgartner P.O., Guex J., Tochilina S.V., Glezer, Z.I. 2002. Radiolarian biostratigraphy of Paleogene deposits of the Southern Russian Platform (Voronezh Anticline). *Geodiversitas*. Vol. 24. N 1. P. 7-59.

Popova-Goll I., Vishnevskaya V., Baumgartner P. 2005. Upper Cretaceous (Santonian-Campanian) radiolarians from Voronezh Anticline, southwestern Russia // *Micropaleontol.* Vol. 5. N 1. P. 1-37.

Shilov V.V. 1995. Miocene–Pliocene radiolarians from Leg 145, North Pacific // *Proceedings of the ODP. Scientific Results*. Vol. 145. P. 93-116.

Tan Sin Hok. 1927. Over de samenstelling et het ontstaan van krijt-en mergel-gesteenten van de Molukken (On the composition and origin of chalks and marls in the Moluccas). *Jaarb. Mijnwez. Ned. Oostlndie*, 55 (1926) pt. 3. P. 5-165. pl. 1-16.

Renz G.W. 1974. Radiolaria from Leg 27 of the DSDP. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, U.S. Government Printing Office, Washington, D. C. 27. P. 769–841.

Worsley T.R. 1973. Calcareous Nannofossils: Leg 19 of the Deep Sea Drilling Project / In: (Creager, J.S., Scholl, D.W. et al., eds), Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project. Vol. 19. P. 741-750.

ПРЕДВАРИТЕЛЬНЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ ИЗУЧЕНИЯ КАШПИРСКОГО РАЗРЕЗА (СРЕДНЕЕ ПОВОЛЖЬЕ)

О.С. Урман, О.С. Дзюба, Б.Н. Шурыгин

*Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН, Новосибирск,
urmanos@ipgg.sbras.ru, dzyubaos@ipgg.sbras.ru, shuryginbn@ipgg.sbras.ru*

PRELIMINARY RESULTS OF STUDYING OF THE KASHPIR SECTION (MIDDLE VOLGA BASIN)

O.S. Urman, O.S. Dzyuba, B.N. Shurygin

*Trofimuk Institute of Petroleum Geology and Geophysics SB RAS, Novosibirsk,
urmanos@ipgg.sbras.ru, dzyubaos@ipgg.sbras.ru, shuryginbn@ipgg.sbras.ru*

Разрез в районе пос. Кашпир (южная окраина г. Сызрань) привлекал внимание палеонтологов еще с конца XIX в. Его первое описание дано в 1856 г. Р. Пахтом и уточнялось затем Г.А. Траутшольдом, И.И. Лагузенем, Н.П. Вишняковым, А.П. Павловым. Эти слои изучались как в обрывах на правом берегу р. Волга, так и вдоль крутых берегов овражных ручьев. Подробная литологическая и палеонтологическая характеристики волжской части разреза, вскрывающегося на берегу Волги, приведена П.А. Герасимовым (1969). В последующие годы литология и палеонтология волжских и рязанских отложений неоднократно уточнялись (Сазонова, 1971; Кейси и др., 1977; Блом и др., 1984; Hantzpergue et al., 1998; и др.), особое внимание при этом уделено палинологии (Riding et al., 1999; Harding et al., 2011; Pestchevitskaya et al., 2011; и др.), появились сведения об известковых наннофоссилиях (Kessels et al., 2003) и ихтиозаврах (Ефимов, 2008). Известны результаты магнитостратиграфического изучения верхневолжского подъяруса (Молостовский, Еремин, 2008), которые, однако, нельзя признать надежными (палеомагнитные и петромагнитные характеристики разреза не приведены). Опубликованы О- и С-изотопные характеристики рязанского яруса этого разреза (Gröcke et al., 2003).

В Кашпирском разрезе волжский и рязанский ярусы вскрываются в непрерывной последовательности от зоны *panderi* до *tzikwinianus* (рис. 1). В 2013 г. авторами были изучены все

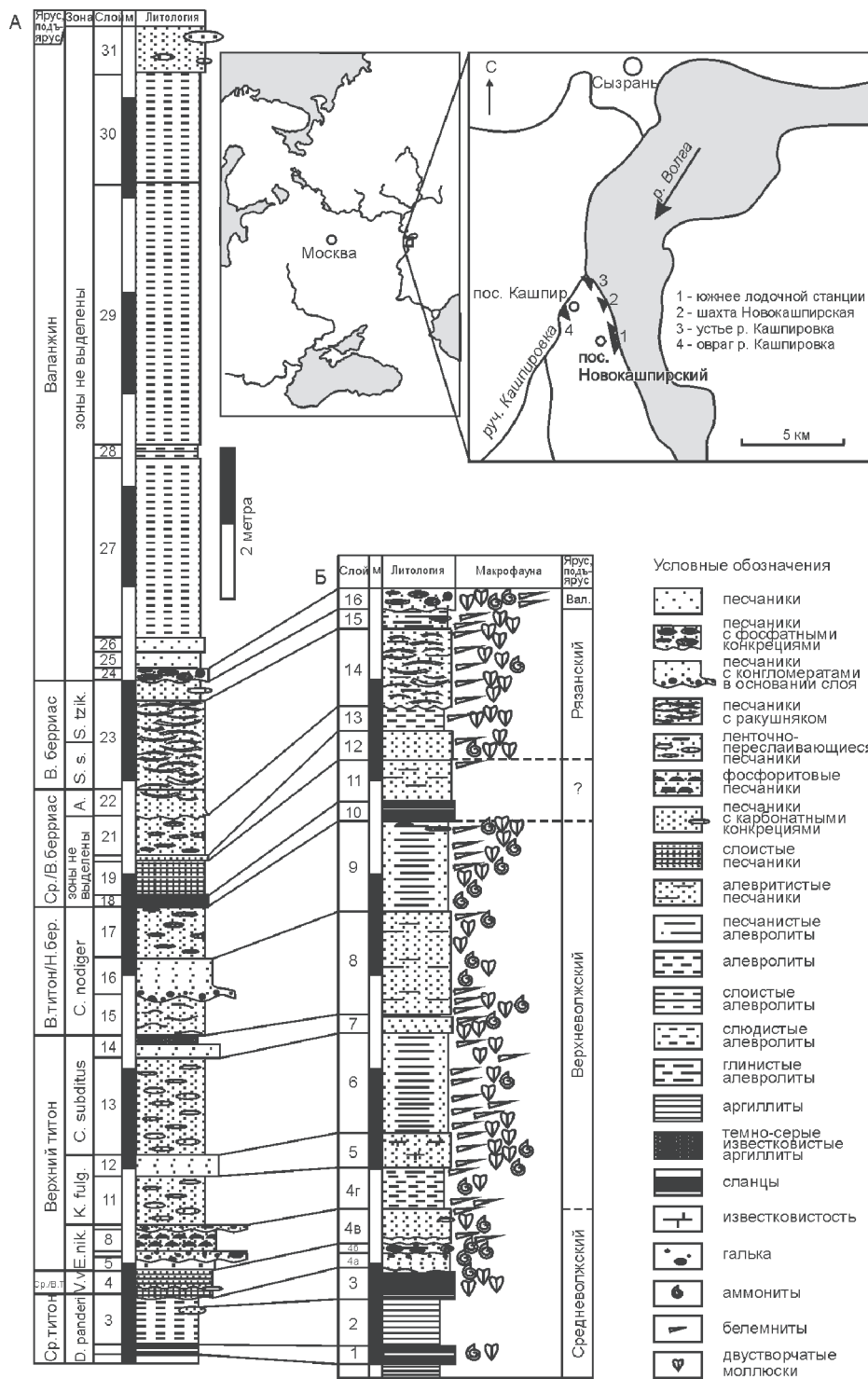


Рис. 1. Пограничные юрско-меловые отложения в Кашпирском разрезе (А – Harding et al., 2011; Б – по результатам 2013 г.).

основные выходы: 1) на берегу Волги, южнее Новокашпирской лодочной станции; 2) Новокашпирский сланцевый рудник; 3) на берегу Волги вблизи устья руч. Кашпировка; 4) по правому борту руч. Кашпировка на территории пос. Кашпир. Наиболее представительный разрез волжского и рязанского ярусов вскрывается в береговых обрывах под пос. Новокашпирский (рис. 2), где тянется вдоль берега Волги почти сплошной полосой на протяжении 900 м, постепенно наращиваясь вниз по течению реки.

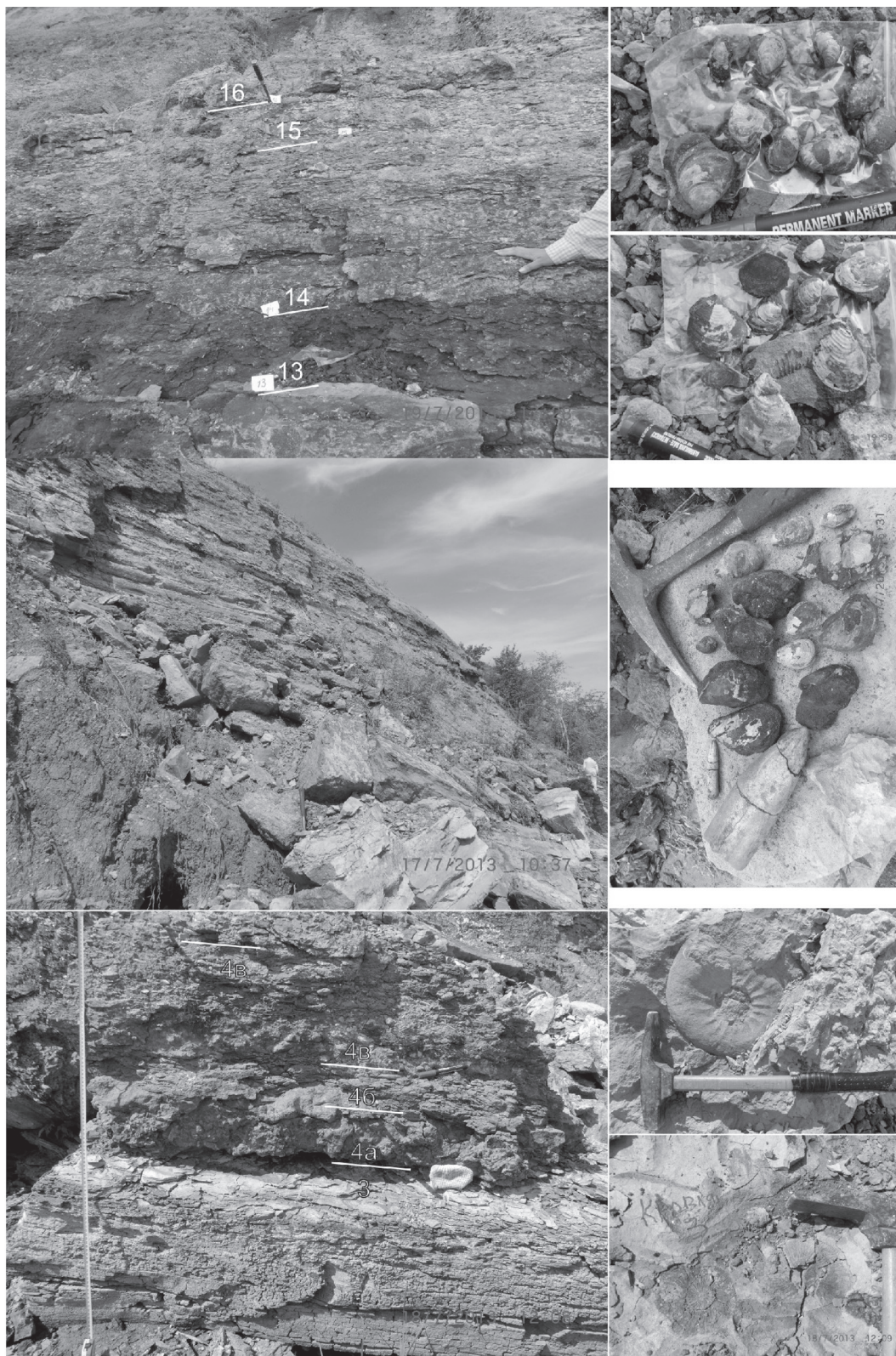


Рис. 2. Приграничные слои волжского и рязанского ярусов в разрезе Кашпир.

Полевые работы на Кашпирском разрезе явились продолжением комплексных работ, начатых в 2012 г. на р. Ока в рамках изучения пограничных интервалов юры и мела Центральной России. В Кашпирском разрезе выделено 16 слоев общей мощностью порядка 10 м, которые

хорошо сопоставляются с детальными литологическими разбивками, приведенными Harding et al. (2011). Волжский и рязанский ярусы практически на всех уровнях насыщены макрофауной – это аммониты, белемниты, двустворки. Однако переходные между ярусами слои (слои 10 и 11) макрофоссилиями не охарактеризованы. Следовательно, установление точного положения границы волжского и рязанского ярусов в этом разрезе весьма проблематично.

Собранные в 2013 г. аммониты пока не изучены. Предварительное ознакомление с коллекцией белемнитов (*Cylindroteuthididae*) позволило установить виды-индексы региональных белемнитовых слоев с *russiensis* и *mosquensis* (слои 4в–14), слоев с *lateralis* (слои 6–14), слоев с *explanatoides* (верхняя половина сл. 14 и выше). Наиболее древние слои средневожской аммонитовой зоны *randeri* установлены раскопками на руч. Кашпировка, где найден также вид-индекс региональной белемнитовой зоны *magnificus*. Верхи средневожского подъяруса (зона *nikitini*), верхневожский подъярус и рязанский ярус охарактеризованы исключительно представителями родов *Acroteuthis* и *Liobelus*. В рязанском ярусе ощутимая смена комплексов белемнитов наблюдается в середине сл. 13 и особенно в сл. 14: появляются сразу несколько новых видов.

Предварительное изучение коллекции двустворок показало, что в сл. 9 обнаружен комплекс бухий, типичный для бухиазоны *unschensis*. Помимо вида-индекса бухиазоны здесь встречены *Buchia terebratuloides* и *B. fischeriana* в сопровождении представителей *Entolium*, *Lima*, *Arctica* и др. В этом же слое многочисленны аммониты *Craspedites nodiger* и др. Таким образом, этот слой относится к нижней (вожской) части бухиазоны *unschensis*. В слоях 10 и 11 двустворки не обнаружены. В сл. 12 найдены многочисленные бухии, комплекс которых характерен для бухиазоны *okensis*. Если в подошве слоя обнаружены только *B. volgensis*, то непосредственно выше найдены многочисленные *B. okensis* и *B. volgensis*. Следовательно, сл. 12 – это уже заведомо рязанский ярус. Тогда слои 10 и 11 могут отвечать верхней части бухиазоны *unschensis*. В вышележащей части разреза (сл. 13 и низы сл. 14) из бухий встречаются только *B. volgensis*.

Работа выполнена при поддержке программы 28 Президиума РАН, гранта РФФИ № 12-05-00453 и является вкладом в проект IGCP608.

Литература

Блом Г.И., Кузнецова К.И., Месежников М.С. 1984. Пограничные слои юры и мела в Среднем Поволжье и Рязанской области. Экскурсия 060 // 27-й МГК, Москва, 1984. Центральные районы Европейской части РСФСР. Сводный путеводитель экскурсий 059, 060, 066. М.: Наука. С. 38-49.

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

Ефимов Д.В. 2009. Ихтиозавры Самарской области // 200 лет отечественной палеонтологии / И.С. Барсков, В.М. Назарова (ред.). М.: ПИН РАН. С. 38.

Кейси Р., Месежников М.С., Шульгина Н.И. 1977. Сопоставление пограничных отложений юры и мела Англии, Русской платформы, Приполярного Урала и Сибири // Изв. АН СССР, Сер. геол. №7. С. 14-33.

Молостовский Э.А., Еремин В.Н. 2008. Магнитостратиграфическая схема юрских отложений Нижнего и Среднего Поволжья // Бюл. МОИП. Отд. геол. Т. 83, вып. 4. С. 43-53.

Сазонова И.Г. 1971. Берриасские и нижневаланжинские аммониты Русской платформы. М.: ВНИГНИ. 148 с.

Gröcke D.R., Price G.D., Ruffell A.H., Mutterlose J., Baraboshkin E. 2003. Isotopic evidence for Late Jurassic–Early Cretaceous climate change // *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. Vol. 202. P. 97-118.

Hantzpergue P., Baudin F., Mitta A., Olfieriev A., Zacharov V.A. 1998. The Upper Jurassic of the Volga Basin: ammonite biostratigraphy and occurrence of organic-carbon rich facies. *Correlations*

between Boreal-subboreal and submediterranean provinces // Crasquin-Soleau S., Barrier É. (Eds.). Peritethys Memoir 4: Epicratonic Basins of Peri-Tethyan Platforms. Mémoires du Museum national d'Histoire naturelle 179. P. 9-33.

Harding I.C., Smith G.A., Riding J.B., Wimbledon W.A.P. 2011. Inter-regional correlation of Jurassic/Cretaceous boundary strata based on the Tithonian-Valanginian dinoflagellate cyst biostratigraphy of the Volga Basin, western Russia // Rev. Palaeobot. Palynol. Vol. 167. N 1-2. P. 82-116.

Kessels K., Mutterlose J., Ruffell A. 2003. Calcareous nannofossils from late Jurassic sediments of the Volga Basin (Russian Platform): evidence for productivity-controlled black shale deposition // Int. J. Earth Sci. (Geol. Rundsch). Vol. 92. P. 743-757.

Pestchevitskaya E., Lebedeva N., Ryabokon A. 2011. Uppermost Jurassic and lowermost Cretaceous dinocyst successions of Siberia, the Subarctic Urals and Russian Platform and their interregional correlation // Geologica Carpathica. Vol. 62. N 3. P. 189-202.

Riding J.B., Fedorova V.A., Ilyina V.I. 1999. Jurassic and lowermost Cretaceous dinoflagellate cyst biostratigraphy of the Russian Platform and northern Siberia, Russia // American Association of Stratigraphic Palynologists Contributions Series, 36. 183 p.

СПЕЦИФИКА ФОРМИРОВАНИЯ И ТРАНСФОРМАЦИИ СИНСДВИГОВОГО ТУРБИДИТОВОГО БАСЕЙНА МЕЛА-ПАЛЕОЦЕНА ОКРАИНЫ ВОСТОКА АЗИИ

Н.И. Филатова

Геологический институт РАН, Москва, filatova@ilran.ru

PECULIARITY OF GENESIS AND TRANSFORMATION OF THE SYNSTRIKE-SLIP CRETACEOUS-PALEOCENE BASIN ON THE EAST MARGIN OF ASIA

N.I. Filatova

Geological Institute RAS, Moscow, filatova@ilran.ru

Генезис расположенного в южной Корьяки (Восток Азии) Ватыно-Укэляятского турбидитового бассейна, при геолого-съёмочных работах (Ермаков, Супруненко, 1975 и др.) выделявшегося в качестве флишевого прогиба или зоны, представляет объект дискуссии. Преобладающим является мнение (Тектоническая карта..., 2000; Шапиро и др., 2008 и др.) о присклонном (по отношению к азиатскому континенту) накоплении этих турбидитов, хотя относительно геодинамической обстановки этого участка единогласия пока не достигнуто. Неоднократно приводятся данные о сложном фациальном составе этих накоплений, включающих, кроме турбидитов, осадочные породы с резко различным литологическим и гранулометрическим составом обломочного материала, а также туфогенные и пирокластические разности. При этом в породах бассейна выделяются единые многокилометровой мощности стратиграфические разрезы широкого возрастного диапазона с различного рода границами, включая и стратиграфически согласные (Геологическая карта..., 1985 и др.). Подобным воззрениям противоречат материалы о сложных тектонических деформациях рассматриваемых отложений и широком развитии в них складчатых и чешуйчато-надвиговых структур (Митрофанов, 1977; Шапиро и др., 2008 и др.), что обусловлено позицией турбидитовых отложений в зоне эоценовой коллизии края азиатского континента с Ачайваям-Валагинской островной дугой и оформлением разделяющего их Лесновско-Ватынского надвига.

Проведенные исследования показали, что зона турбидитов имеет важное индикационное геодинамическое значение, занимая в пространстве и во времени пограничное положение между двумя орогенными поясами: составлявшим меловую окраину среднемеловым Охотско-Корякско-Западнокамчатским (перекрытым Охотско-Чукотским вулканическим поясом, ОЧВП) и шарьированным на эту окраину эоценовым Олюторско-Камчатским (ОКОП). В результате турбидиты, вкупе с другими разнородными и разновозрастными породами, образуют широкую, сложных дислокаций, эоценовую сутуру, расшифровка которой позволила выявить степень однородности слагающих ее пород, а также генезис и область питания этих терригенных пород.

Ватынско-Укэляятская сутура образована пакетом вергентных в северных румбах пластин. В тектоностратиграфических разрезах сутуры совмещены породы различного генезиса и возраста – от позднего мела до начала эоцена включительно. Характерна нередкая повторяемость по вертикали пластин и чешуй с породами одинакового состава и стратиграфического диапазона, причем мощности этих тектонических единиц весьма разнообразны – от нескольких см до первых сотен м. Плоскости надвигов, разделяющие пластины, формировались, как правило, вдоль напластования терригенных пород, и это создает зачастую иллюзию согласного залегания генетически разнородных толщ.

В целом тектоностратиграфические разрезы сутуры включают пластины и чешуи трех типов пород: турбидитов кампан-раннеэоценового возраста, палеоцен-эоценовую молассоидную толщу и терригенно-кремнисто-вулканогенные породы верхнего мела.

Пластины различных частей разреза турбидитов, многократно повторяющиеся в тектоностратиграфических разрезах сутуры (и нередко рассматривавшиеся как различные свиты – тавенская, мильгернайская, ляпганайская), образованы ритмичным чередованием песчаников, алевролитов и аргиллитов, содержащих весьма редкие ископаемые организмы. В отложениях обнаружены фораминиферы позднего кампана, маастрихта и раннего палеоцена в бассейнах рек Куйвиеем, Уйвиваям и Мильгернайваям (Геологическая карта..., 1985; Чехович и др., 2008). Наиболее молодая часть турбидитов включает эоценовые моллюски и фораминиферы. Согласно U-Pb датированию (Hourigan et al., 2009) турбидиты структурно верхних пластин сутуры, вблизи Ватынско-Вывенского надвига, наряду с детритовыми цирконами интервала докембрий-мел (с преобладанием меловых датировок), содержат единичные зерна цирконов палеоцена (61.3-56.2 млн. лет) и раннего эоцена (54.2-50.3 млн. лет). Таким образом, наиболее вероятен позднекампан-раннеэоценовый возраст турбидитов. Установить их истинную мощность из-за тектонических контактов затруднительно; обычно она исчисляется 3-4 км. Ранее подчеркивался исключительно кварцево-полевошпатовый состав турбидитов, в связи с чем областью их размыва считалась континентальная кора. Однако изучение большого количества шлифов турбидитов (любезно предоставленных нам А.В. Соловьевым) показало, что резко доминирующими в их составе являются обломки вулканических и субвулканических пород кислого состава: кварцево-полевошпатовая фельзитовая и фельзит-микролитовая основная масса (нередко флюидалной или миндалекаменной текстуры), осколки зерен кварца и полевого шпата, их гломеропорфировые сростки, характерные для пород субвулканов, чешуйки биотита, реже мусковита (дополняющиеся пластинками терригенных пород). Логично предположить, что областью питания турбидитов являлись кислые вулканы Охотско-Чукотского пояса, обширные и мощные поля которых были сформированы в интервале сенон-кампан. Присутствие в турбидитах редких прослоев кислых пепловых туфов – свидетельство того, что осадконакопление в турбидитовом бассейне происходило частично синхронно с эксплозивной деятельностью последних стадий этого вулканического пояса.

Второй тип пород, неоднократно чередующихся с турбидитовыми пластинами в тектоностратиграфических разрезах Ватынско-Укэляятской сутуры, представлен субаквальной и наземной молассой (вальэнская свита и ее аналоги), состоящей из конгломератов, гравелитов

и песчаников, нередко битуминозных и угленосных, с растительным детритом. Состав обломочного материала полимиктовый, включая вулканиты основного состава, свойственные аллохтонам южнее расположенного Олюторско-Камчатского орогенного пояса. В гальке встречены иноцерамы и аммониты сантона-маастрихта (Геологическая карта..., 1985). Мощность молассы, которую можно оценить лишь ориентировочно, считается в пределах 3400-5100 м, что, возможно, завышено из-за тектонического удвоения разрезов. Возраст толщи дискусионен. Обычно по фораминиферам он считается палеоценовым, однако, вероятнее возраст молассы палеоцен-эоценовый на основании находок также и эоценовых фораминифер (Геологическая карта..., 1985).

Третий тип пород сутуры – пластины и чешуи (нередко трактуемые как линзы в турбидитах и молассе) терригенно-вулканогенных и кремнисто-вулканогенных океанических, окраинно-морских и островодужных пород, по составу и возрасту аналогичных альб-маастрихтским аллохтонным образованиям Олюторско-Камчатского орогенного пояса. Показательно, что количество подобных чешуй, а также олистоплаков и глыб этих пород в молассе резко возрастает в южной части сутуры с приближением к фронту орогенного пояса, с которым эти породы имеют непосредственную возрастную и генетическую связь. Все породы, слагающие Ватынско-Укэляятскую сутуру, подверглись интенсивному динамометаморфизму, милонитизации и будинажу, а также зеленосланцевому изменению. Плоскости надвигов обычно сопровождаются бластомилонитами.

Расшифровка строения Ватынско-Укэляятской сутуры и состава входящих в нее вещественных комплексов позволила уточнить первоначальные геодинамические условия накопления составляющих ее пород. Приведенные данные свидетельствуют о существовании в конце кампана-раннем эоцене приконтинентального (относительно азиатской окраины) турбидитового бассейна, в который поступал материал (вначале пирокластический, а затем обломочный) из Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. Эти отложения заполняли ограничивавший азиатский континент синсдвиговый бассейн, типичность которого для континентальных окраин Азии в целом была установлена ранее (Ханчук, 2000). Турбидитовый синсдвиговый бассейн сформировался в зоне трансформной границы континент-океан, возникшей в конце мела в результате периокеанического сжатия. Режим компрессии прекратил формирование активной континентальной окраины и обусловил взаимное скольжение по системе левосторонних сдвигов континента и плит Пацифики.

Интенсивная дислоцированность турбидитов синсдвигового бассейна и их тектоническое микширование с фрагментами аллохтонов Олюторско-Камчатского орогенного пояса, а также с молассой растущего орогена произошли в среднем эоцене при обдукции образованиями этого орогена в пределы закрывшегося турбидитового бассейна и еще далее на север – на окраину азиатского континента.

Таким образом, выделявшаяся ранее в качестве единой турбидитовая (флишевая) зона представляет результат тектонического совмещения разнородных и разновозрастных образований, обусловленного среднеэоценовыми аккреционно-коллизийными событиями на краю азиатского континента. Что касается собственно турбидитов, то они являются индикатором позднемелового палеоценового синсдвигового бассейна, возникшего в зоне трансформной границы азиатского континента – плиты Пацифики.

Литература

Геологическая карта СССР. М-б 1: 1 000 000. 1985. Лист Р-58, 59. Объясн. зап. / В.В. Ковалева (Ред.). Л.: Мингео СССР. 182 с.

Ермаков Б.В., Супруненко О.И. 1975. Строение и условия формирования позднемеловых и миоценовых флишевых образований Корьяско-Камчатской складчатой области // Советская геология. № 12. С. 53-65.

Митрофанов Н.П. 1977. Ватынский тектонический покров в Центрально-Корякской складчатой зоне // Геология и геофизика. № 4. С. 144-149.

Тектоническая карта Охотоморского региона М-ба 1: 2 500 000. 2000 // Н.А. Богданов, В.Е. Хаин (Ред.). М.: ИЛОВМ, 2 л. Объясн. зап.

Ханчук А.И. 2000. Палеогеодинамический анализ формирования рудных месторождений Дальнего Востока России // А.И. Ханчук (Ред.). Рудные месторождения континентальных окраин. Владивосток: Дальнаука. С. 5-34.

Чехович В.Д., Паланджян С.А., Сухов А.Н., и др. 2008. Геодинамическая обстановка формирования бассейнов терригенного осадконакопления Центрально-Корякского террейна (поздне-меловая-палеогеновая активная континентальная окраина Азии) // Геотектоника. № 1. С. 58-76.

Шапиро М.Н., Соловьев А.В., Хоуриган Дж.К. 2008. Латеральная изменчивость тектонических структур в зоне эоценовой коллизии островной дуги с континентом (Камчатка) // Геотектоника. № 6. С. 70-91.

Hourigan J.K., Brandon M.T., Soloviev A.V. et al. 2009. Eocene arc-continent collision and crustal consolidation in Kamchatka, Russian Far East // Amer. J. Sci. Vol. 309. P. 333-396.

СЕНОМАНСКИЕ ДЕЛЬТОВЫЕ ПРИРОДНЫЕ РЕЗЕРВУАРЫ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ (НА ПРИМЕРЕ ПЛАСТА ПК₁³ МЕССОЯХСКОЙ ГРУППЫ МЕСТОРОЖДЕНИЙ)

Е.Р. Чухланцева¹, О.С. Чернова²

¹ООО «Газпромнефть НТЦ», Тюмень, *Chukhlantseva.ER@gazpromneft-ntc.ru*

²Томский политехнический университет, Томск, *Chernovaos@hw.tpu.ru*

CENOMANIAN DELTAIC RESERVOIRS OF THE WEST SIBERIA (CASE OF THE FORMATION ПК₁³ MESSOYAKHA GROUP OF THE OIL FIELDS)

E.R. Chukhlantseva¹, O.S. Chernova²

¹ООО «Gazpromneft-NTC», Tyumen, *Chukhlantseva.ER@gazpromneft-ntc.ru*

²Tomsk Polytechnic University, Tomsk, *Chernovaos@hw.tpu.ru*

Дельты, являющиеся неизбежным продолжением речных систем, присутствуют в разрезах практически всех известных геологических эпох. Дельтовые отложения слагают толщи кембрия и нижнего силура центральных горных сооружений Азии, встречаются в палеозойских и мезозойско-кайнозойских отложениях Русской платформы и Западно-Сибирской плиты, в угленосных толщах верхнего палеозоя Европы, входят в состав многих терригенных комплексов кайнозойского возраста.

Интерес к шнурковым или рукавообразным залежам, являющимся типовыми для аллювиально-дельтовых природных резервуаров, со стороны нефтяников возник более шестидесяти лет тому назад и не утихает по сей день. Традиционно залежи стратиграфического и литологического типов, обнаруженные во многих нефтегазоносных регионах мира, являются наиболее сложными объектами для разработки месторождений нефти и газа с их характерной рукавообразной, шнурковой или линзовидной геометрией ловушек нефти и газа, пятнистым локальным размещением в разрезе фациальных комплексов, значительной анизотропией фильтрационно-емкостных параметров. Успех обнаружения и оконтуривания залежей подобного типа зависит, в первую очередь, от знаний условий формирования и внутренней морфологии аллювиальных и неразрывно с ними связанных дельтовых фациальных комплексов (Бруссард, 1979).

В большинстве «старых» нефтегазодобывающих районов антиклинальный фонд разведанных объектов практически исчерпан. Наиболее перспективным направлением для его наращива-

ния в настоящее время был и остается поиск нетрадиционных (стратиграфических и литологических) ловушек углеводородов (УВ), добыча из которых в ряде нефтегазодобывающих районах мира составляет до 80% от общего объема.

Основным методом для прогнозирования аллювиально-дельтовых природных резервуаров является фациальный анализ, использующий на современном этапе развития седиментологических исследований широкий арсенал методов и приемов, которые, тем не менее, осуществляются на одномерных данных: геофизических исследованиях скважин (каротажные диаграммы) и каменном материале (керне скважин) (Селли, 1980).

В пределах Мессояхской группы месторождений главные объекты для разработки – аптальб-сеноманские линзовидные и пластово-массивные, преимущественно газовые залежи, содержащие до 80% начальных запасов свободного газа Западной Сибири и образующие покурский нефтегазоносный комплекс. Комплекс приурочен к мощной толще (до 1000 м) сероцветных пород покурской серии ($K_1a-al-K_2s$), выделяемой в объеме одноименной свиты – наиболее изменчивой в литологическом плане и трудно-коррелируемой части меловых отложений. Свита сложена неравномерным переслаиванием песков и слаболитифицированных песчаников, алевритовых глин и глинистых известняков, получивших распространение на значительной территории центральных, северных и, частично, южных районов Западной Сибири. Стратиграфически она включает в себя отложения от позднего альба до сеномана и по вещественному составу делится на три подсвиты (Решения..., 1991).

Нижнепокурская подсвита представлена крепко-цементированными светло-серыми песчаниками и аргиллитоподобными темно-зелеными с буроватым оттенком глинами аптского возраста, содержащими обильный растительный детрит, обугленные обрывки растений, линзы бурых углей, включения и присыпки пирита, конкреции сидерита (пласты ПК₁₇₋₂₂).

Среднепокурская подсвита (альб) содержит крупные пачки глин или глинистых алевритов, иногда углистых темно-серых, чередующихся в сложном сочетании с тонкозернистыми, каолинитизированными серыми песчаниками, горизонтально-слоистыми, реже косо- и волнисто-слоистыми, содержащими растительный детрит, остатки растений, включения сидерита и глауконита и единичные пласты бурых углей (пласты ПК₇₋₁₆).

Верхняя подсвита (сеноман) сложена уплотненными песками, серыми песчаниками, алевритистыми темно-серыми глинами, насыщенными обрывками отдельных частей растений и растительным детритом, прослоями ракушников, гравелитов и конгломератов (пласты ПК₁₋₆).

В качестве объекта исследования была выбрана прикровельная сеноманская часть покурской свиты (песчано-алевритовые пласты ПК₁³) Западно-Мессояхского и Восточно-Мессояхского поднятий, содержащая крупные по запасам скопления нефти и газа. Объектом литофациального моделирования являлись проградационные песчаники и глинистые сланцы, сформировавшиеся в условиях регрессивного этапа развития Западно-Сибирского осадочного бассейна. По поводу генезиса, которых, существуют различные точки зрения.

В качестве основных приемов исследования использованы лито- и биостратиграфический, литолого-палеогеографический, ихнологический, текстурный и электрометрический виды анализа. Изучено 26 разрезов скважин, с подробным послойным макро- и микроскопическим описанием керна. Внимание акцентировалось на текстурных и структурных особенностях пород, на взаимоотношении и последовательности смены текстур и следов жизнедеятельности. По комплексу генетических признаков были выделены литогенетические типы пород и их ассоциации, характеризующие фации прибрежно-морской и дельтовой обстановок седиментации. Составлен атлас текстур, содержащий седиментационные колонки по скважинам, примеры типовых текстур, описания выделенных литогенетических типов и фаций. По результатам гранулометрического анализа для 1114 образцов керна построены и проанализированы гранулометрические кривые. Вещественный состав отложений уточнен в шлифах (180 шлифов).

Проведенных комплекс исследований позволил установить определенные типы фаций и проследить закономерности их смены; выполнить детальные реконструкции палеогеографических обстановок для Мессояхского района на сеноманское время. Выполненная попластовая корреляция разрезов скважин по материалам ГИС позволила уточнить геометрию природных резервуаров.

В результате седиментологического анализа выявлено преимущественное распространение мелкомасштабной пологоволнистой и волнистой слоистости, что свидетельствует о преобладании волновой деятельности, о слабой и часто меняющейся динамике водной среды. Местами отмечаются комбинированные текстуры: рябь течения и рябь волнения, что свидетельствуют о близости моря. Прослой пород с текстурами оползания осадка и микродвижениями, с характерной косою слоистостью свидетельствуют в пользу дельтового генезиса изучаемых отложений (Ботвинкина, 1962). В нижней части изученных разрезов чаще встречаются остатки морской фауны. Солоноватоводные и пресноводные формы сконцентрированы, преимущественно в верхних частях разрезов, с одновременным присутствием обугленного растительного детрита и обрывков континентальной флоры.

Ихнологический анализ показал присутствие разнообразных следов жизнедеятельности в керне скважин, идентифицированных по методике Дж. Пембертона (Pemberton, 2006). Глинистые и алевроитистые отложения часто подвержены разной степени биотурбации и содержат ходы *Planolites* (*P*), *Palaeophycus* (*Pt*), *Phycosiphon* (*Phy*), моноспецифический вид *Chondrites* (*Ch*), редкие следы *Terebellina* (*Tr*). Востаточных прослоях темпеститов встречены ходы жизнедеятельности *Cylindrichnus* (*Cl*). Присутствие следов мелких илоедовых фауны *Skolithos* (*Sk*): *Arenicolites* (*Ar*) свидетельствуют о колебаниях солености воды, имевших место в период накопления пласта ПК₁³ в прибрежных дельтовых условиях и обстановках залива. Животные, создавшие описанные следы жизнедеятельности, предпочитали преимущественно песчаные субстраты, представляющие собой намывные косы или банки, либо проксимальные части авандельты и песчаные береговые склоны морских сред седиментации (Pemberton, 2006).

Частое переслаивание глинистых пород, содержащих одновременно ходы жизнедеятельности, остатки корешков растений и прослой углей, подчеркнутое обилием углефицированных, иногда пиритизированных остатков растений свидетельствует о существовании условий равнинной суши. В ее пределах в результате дельтовой деятельности на береговой полосе шло формирование илистых песков и алевролитов с прослоями морского генезиса.

Характерной особенностью пластов ПК₁³ является присутствие в керне ряда скважин Мессояхской группы месторождений мелких включений янтаря, являющихся показателем специфической фоссилизации смолы древних хвойных деревьев, произошедшей в результате поликонденсации смоляных кислот и терпенов (Решения..., 1991). Последующее отложение и захоронение комочков смолы происходило, скорее всего, в прибрежно-морских лагунах и дельтовых донных слоях со слабо окислительной щелочной средой. На прибрежные мелководные условия также указывает наличие трещин синерезиса, образовавшихся при смешении соленых и пресных вод.

Таким образом, посредством литофациального моделирования продуктивных пластов ПК₁³ Восточно-Мессояхского газоконденсатнонефтяного и Западно-Мессояхского нефтегазового месторождений установлены обстановки осадконакопления, действующие на протяжении сеноманского века и обусловившие конфигурацию крупных песчаных тел с преобладанием субширотных форм дельтового генезиса.

Для пластов ПК₁³ установлен частично прибрежно-морской, частично дельтовый генезис, предопределивший морфологию природных резервуаров. Дан прогноз зон развития коллекторов с улучшенными фильтрационно-емкостными свойствами и предложена морфогенетическая классификация типовых ловушек нефти и газа, учитывающая палеогеографические условия

их формирования, что позволяет по новому оценить перспективные запасы УВ сеноманского нефтегазоносного комплекса в пределах Мессояхских месторождений Западной Сибири.

Литература

- Ботвинкина Л.Н. 1962. Слоистость осадочных пород. М.: Изд-во АН СССР. 254 с.
- Бруссард Д. 1979. Дельты-модели для изучения. М.: Недра. 323 с.
- Региональные стратиграфические схемы мезозойских отложений Западно-Сибирской равнины // Тюмень, 1991.
- Решения 5-го Межведомственного регионального стратиграфического совещания по мезозойским отложениям Западно-Сибирской равнины: Объяснительная записка // Тюмень, 1991.
- Селли Р.Ч. 1980. Дельтовые фации и геология нефти и газа // Г.Д. Хобсон (Ред.). Достижения в нефтяной геологии. М.: Недра. С. 201-227.
- Pemberton S.G., MacEachern J.A. 2006. Applied Ichnology Short Course: The Use of Trace Fossils in Sequence Stratigraphy, Exploration and Production Geology: SEPM Short Course 18. Houston. TX, 274 p.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ РЕГИОНАЛЬНЫХ РЕЗЕРВУАРОВ АПТ-АЛЬБ – СЕНОМАНА СЕВЕРНЫХ И АРКТИЧЕСКИХ ОБЛАСТЕЙ ЗАПАДНО-СИБИРСКОЙ НЕФТЕГАЗОНОСНОЙ ПРОВИНЦИИ И ОСОБЕННОСТИ РАСПРОСТРАНЕНИЯ В НИХ ЗАЛЕЖЕЙ УГЛЕВОДОРОДОВ

М.Н. Шапорина, В.А. Казаненков

*Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН, Новосибирск,
ShaporinaMN@ipgg.sbras.ru*

GEOLOGICAL STRUCTURE OF APTIAN-ALBIAN-CENOMANIAN REGIONAL RESERVOIRS IN THE NORTHERN AND ARCTIC AREAS OF THE WEST SIBERIAN PETROLEUM PROVINCE AND SPECIFICITY OF HYDROCARBON POOL DISTRIBUTION

M.N. Shaporina, V.A. Kazanenkov

*Trofimuk Institute of Petroleum Geology and Geophysics SB RAS, Novosibirsk,
ShaporinaMN@ipgg.nsc.ru*

В северных и арктических областях Западно-Сибирской нефтегазоносной провинции (ЗСНП) крупные и уникальные по запасам залежи нефти и газа приурочены к определенным стратиграфическим уровням. Так на территории Ямальской и Гыданской НГО основные запасы газоконденсата находятся в верхнеаптском проницаемом комплексе, а южнее, на территории Надым-Пурской и Пур-Тазовской НГО уникальные по запасам «сухого» газа залежи расположены в сеноманском проницаемом комплексе. Такая закономерность обусловлена различным геологическим строением апт-альб-сеноманского мегарезервуара в арктических и северных областях Западной Сибири (Казаненков и др., 2014).

Песчано-алевритовые отложения апт-альб-сеномана ЗСНП слагают проницаемый комплекс одноименного мегарезервуара (Конторович и др., 1975; Нефтегазоносные бассейны..., 1994), который перекрыт сложно построенным верхнемеловым–палеогеновым мегарегиональным флюидоупором (рис. 1).

В составе апт-альб-сеноманского проницаемого мегакомплекса в западной части территории выделяется два региональных резервуара – средне-верхнеаптский и альб-сеноманский,

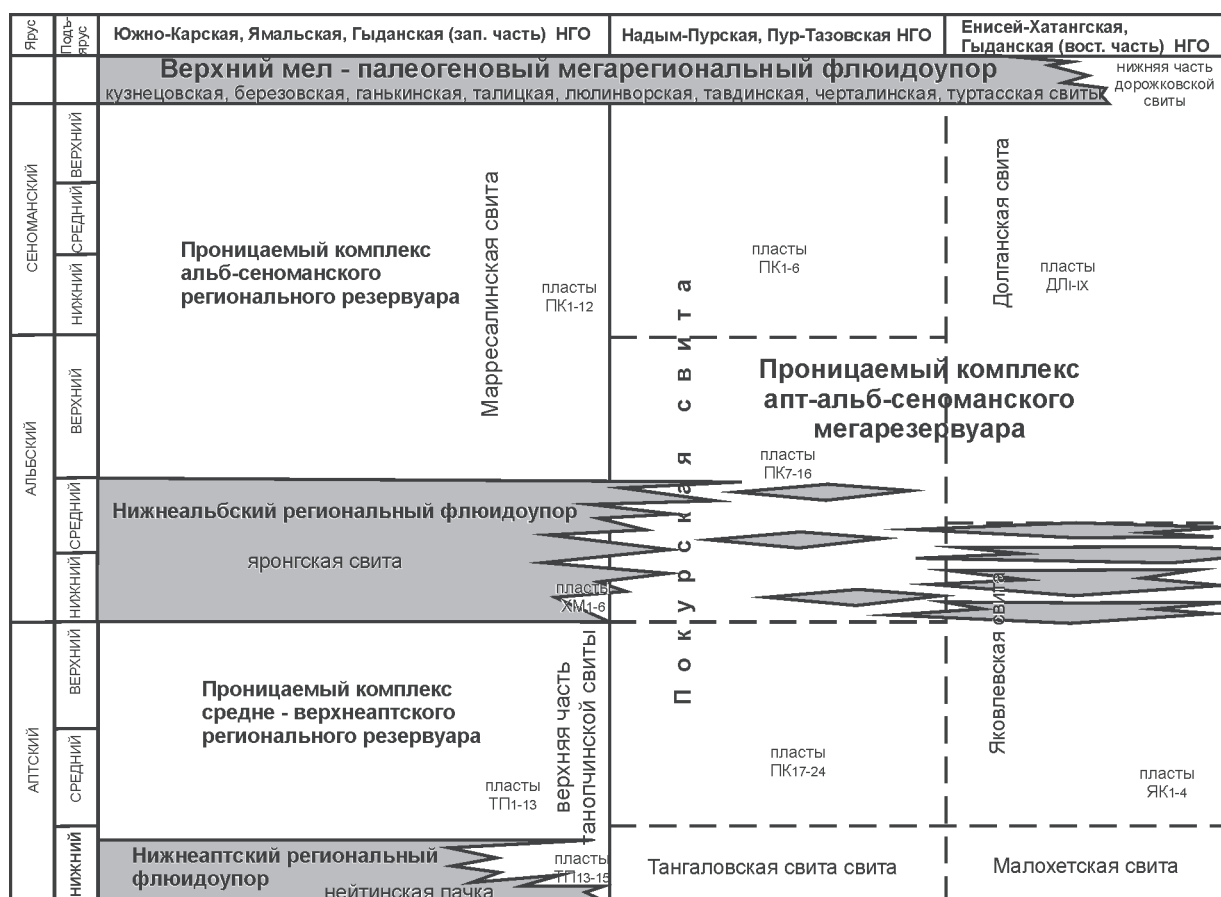


Рис. 1. Принципиальная схема строения апт-альб-сеноманского мегарезервуара в северных и арктических областях Западно-Сибирской НГП.

разделенные глинистой толщей нижнего и среднего альба яронгской свиты (рис. 1). В восточном направлении этот флюидоупор теряет свои экранирующие свойства из-за существенного увеличения количества песчано-алевритового материала в его составе. В Надым–Пур–Тазовском междуречье отложения апт-альб-сеномана представляют собой единый проницаемый мегакомплекс (пласты ПК₁₋₂₄ покурской свиты). Еще восточнее, в Таз–Енисейском междуречье и в восточной части Гыданского полуострова вновь выделяется два региональных резервуара, которые (условно) разделены зонально распространенными пачками глин верхней части яковлевской свиты.

На территории **Ямальской, Гыданской и Южно-Карской** нефтегазоносных областей (НГО), проницаемый комплекс *средне-верхнеаптского резервуара* представлен верхней частью танопчинской свиты с продуктивными пластами ТП₁-ТП₁₃. Выше по разрезу залегает проницаемый комплекс *верхний альб-сеноманского* регионального резервуара, который представлен марресалинской свитой (песчаные пласты ПК₁-ПК₁₂) (рис. 1). В районах замещения глинистых пород яронгской свиты на песчаники в ее составе появляются пласты ХМ₁-ХМ₆.

В Южно-Карской НГО в резервуаре *средне-верхнего апта* выявлено 8 крупных по запасам газоконденсата залежей. Одна залежь на Ленинградском и семь на Русановском месторождениях. В *альб-сеноманских отложениях* все ресурсы газа выявлены только на Ленинградском месторождении, а отсутствие в них залежей углеводородов на Русановском месторождении, возможно, связано с его недостаточной разведанностью.

На территории **Ямальской НГО** в резервуаре *средне-верхнего апта* на 18 месторождениях открыто 138 залежей углеводородов, преимущественно газоконденсатных. Основные запасы газа сконцентрированы на Бованенковском, Харасавэйском, Северо- и Южно-Тамбейском месторождениях. Залежи с нефтью приурочены к нижним пластам резервуара на Западно-Тамбейском месторождении. В отложениях *альб-сеномана* открыты преимущественно газовые залежи на Бованенковском, Западно-Тамбейском, Крузенштернском и других месторождениях.

В **Гыданской НГО** на 11 месторождениях открыто 64 залежи газа и 1 газоконденсата, наиболее крупные - на Минховском, Салмановском (Утреннее) и Северо-Парусовом месторождениях. В *альб-сеноманском резервуаре* газовые залежи открыты на Антипаютинском, Геофизическом, Салмановском (Утреннее) и других месторождениях. В пластах ПК_{1,3} на Западно- и Восточно-Мессояхском месторождениях выявлены уникальные по запасам залежи нефти.

В восточных частях Гыданской и Пур-Тазовской НГО и западной части Енисей-Хатангской НГО проницаемая часть средне-верхнеаптского резервуара представлена пластами алевролитов Як₁-Як₄ яковлевской свиты. Флюидоупором для залежей в этих пластах служат зонально распространенные пачки глин верхней части этой же свиты. Альб-сеноманский проницаемый комплекс представлен долганской свитой (пласты ДЛ) (рис. 1).

Основные запасы углеводородов в продуктивных пластах средне-верхнеаптского резервуара выявлены в Ванкорско-Сузунской нефтегазоносной зоне Пур-Тазовской НГО. Севернее, в западной части Енисей-Хатангской НГО, выявлено только 6 мелких по запасам залежей газа на Северо-Соленинском и на Южно-Соленинском месторождениях. В восточной части Гыданской НГО к настоящему времени залежей углеводородов в отложениях средне-верхнего апта не выявлено. В Енисей-Хатангской НГО средняя по запасам залежь выявлена в *альб-сеноманском резервуаре* на Мессояхском месторождении.

В Надым-Пурской НГО выделены два региональных газоносных резервуара: аптский и альб-сеноманский. Согласно схеме структурно-фациального районирования западная часть территории Надым-Пурского междуречья входит в состав Тазовско-Уренгойского подрайона Омско-Уренгойского района, а северо-западная часть относится к Полуиско-Ямало-Гыданскому структурно-фациальному району (Решения..., 2004).

Аптский региональный резервуар. Проницаемый комплекс на северо-западе Надым-Пурского НГО представлен верхней частью таноупчинской свиты, а в западной части – нижней подсвитой покурской свиты (песчаные пласты ПК₁₇-ПК₂₂). С северо-запада на юг, юго-восток постепенно увеличивается общая песчаность разреза всего проницаемого комплекса. При этом наиболее мощные и выдержанные по составу песчаные пласты выделяются в основании комплекса. Подстилают аптский комплекс глинистые отложения кошайской (нейтинской) пачки неравномерно выдержанной по толщине.

В западной части Надым-Пурского междуречья открыто пять средних по запасам залежей газа и одна мелкая (Ныдинский участок Медвежьего месторождения и Юбилейное месторождение). Запасы в залежах закономерно уменьшаются от верхнего пласта к нижнему. Согласно результатам интерпретации материалов ГИС коллектора аптского регионального резервуара, как правило, водонасыщены.

Флюидоупор аптского регионального резервуара представлен двумя типами разреза: локально распространенные глины яронгской свиты с маломощными пластами песчано-алевролитового состава (ХМ₆-ХМ₉) на северо-западе территории и нижняя половина среднепокурской подсвиты (пласты ПК₁₃-ПК₁₆) на востоке. Для песчаных пластов флюидоупора характерны средние и мелкие по запасам залежи газа и газоконденсата (Ныдинский участок Медвежьего месторождения и пласт ПК₁₆ Юбилейного месторождения). На остальной территории западной части Надым-Пурского междуречья песчаные пласты, выделяемые в разрезе флюидоупора – водонасыщенны.

Альб-сеноманский региональный резервуар. Проницаемый комплекс в северо-западной части исследуемой территории представлен маррессалинской свитой (песчаные пласты ПК₁-ПК₁₂). К югу и юго-востоку развита верхняя подсвита покурской свиты. Отложения сеноманского комплекса характеризуются многочисленными углистыми, углисто-глинистыми прослоями.

Уникальные по запасам газа залежи в отложениях пласта ПК₁ открыты на Медвежьем, Юбилейном и Ямсовейском месторождениях. На Ныдинском участке Медвежьего месторождения выявлено три залежи газа в пластах ПК₈-ПК₉ и одна в пласте ПК₆. Отличительной особенностью всех залежей в этом резервуаре является отсутствие конденсата.

Таким образом, в западной части Надым-Пурского междуречья главными объектами добычи газа являются уникальные по запасам залежи в кровле апт-альб-сеноманского комплекса. Ниже по разрезу в этом комплексе открыты значительно меньшие по запасам залежи газа и газоконденсата. Севернее, на полуостровах Ямал и Гыданский к настоящему времени наиболее крупные, в том числе и уникальные по запасам залежи преимущественно газоконденсата приурочены к нижней части апт-альб-сеноманского комплекса, что обусловлено особенностями геологического строения разреза комплекса (количество и толщина угольных пластов, латерально изменяющееся качество флюидоупора аптского регионального резервуара).

Литература

Казаненков В.А., Ершов С.В., Рыжкова С.В., Борисов Е.В., Пономарева Е.В., Попова Н.И., Шапорина М.Н. 2014. Геологическое строение и нефтегазоносность региональных резервуаров юры и мела в Карско-Ямальском регионе и прогноз распределения в них ресурсов углеводородов // Геология нефти и газа. № 1. С. 27–50.

Конторович А.Э., Нестеров И.И., Салманов Ф.К., Сурков В.С., Трофимук А.А., Эрвье Ю.Г. 1975. Геология нефти и газа Западной Сибири. М.: Недра. 680 с.

Нефтегазоносные бассейны и регионы Сибири. 1994. Вып. 2. Западно-Сибирский бассейн / А.Э. Конторович, В.С. Сурков, А.А. Трофимук и др. Новосибирск: ОИГГиМ СО РАН. 201 с.

Решения 6-го межведомственного стратиграфического совещания по рассмотрению и принятию уточненных стратиграфических схем мезозойских отложений Западной Сибири, Новосибирск, 2003 г. (объяснительная записка). 2004. Новосибирск. СНИИГГиМС. 114 с.

ПРОБЛЕМЫ БИОСТРАТИГРАФИИ КОНТИНЕНТАЛЬНОГО МЕЛА СЕВЕРО-ВОСТОКА АЗИИ

С.В. Щепетов¹, А.Б. Герман²

¹Ботанический институт им. В.Л. Комарова РАН, Санкт-Петербург, shchepetov@mail.ru

²Геологический институт РАН, Москва, alexeiherman@hotmail.com

PROBLEMS OF THE CONTINENTAL CRETACEOUS BIOSTRATIGRAPHY IN NORTH-EASTERN RUSSIA

S.V. Shchepetov¹, A.B. Herman²

Komarov Botanical Institute RAS, Saint Petersburg, shchepetov@mail.ru

Geological Institute RAS, Moscow, alexeiherman@hotmail.com

Северо-Восток Азии изучался геологами и палеонтологами на протяжении многих десятилетий. Остатки ископаемых растений в первую очередь были нужны для стратиграфических и геолого-съёмочных работ, поэтому их целенаправленно искали и собирали. В итоге был накоплен огромный палеоботанический и стратиграфический материал, который нашёл отражение во

многих научных публикациях и решениях региональных стратиграфических совещаний (МРСС) 1957, 1975 и 2002 гг.

Согласно истории геологического развития, в меловом периоде территория Северо-Востока Азии подразделяется на три крупных физико-географических района (Похиалайнен, 1994; Белый, 1997) или субрегиона (Герман, 1993, 1999) (рис. 1).



Рис. 1. Палеогеографическая схема Северо-Востока Азии в позднем мелу (по В.Ф. Белому (1994), с изменениями) и ботанико-палеогеографические субрегионы: ВЧСР – Верхояно-Чукотский, ОЧСР – Охотско-Чукотский, АКСР – Анадырско-Корякский; положение континентов показано для середины позднего мела (Smith et al., 1981).

Верхояно-Чукотский субрегион (ВЧСР) представлял собой несколько изолированных бассейнов седиментации, в некоторых из которых происходило угленакопление. Однако здесь нет возможности наблюдать в едином разрезе смены флористических комплексов. Анадырско-Корякский субрегион (АКСР) значительно более информативен. Здесь флороносные слои чередуются с морскими отложениями, содержащими стратиграфически важные остатки морской фауны. В разрезах можно наблюдать смену ископаемых флор и, при этом, достаточно надежно их датировать, привязав к общей стратиграфической шкале.

Охотско-Чукотский субрегион (ОЧСР), по сути, представляет собой единую геологическую структуру – Охотско-Чукотский вулканогенный пояс. В меловом периоде огромные объёмы вулканитов были извергнуты здесь на дневную поверхность. Значительная часть их сохранилась, не была уничтожена эрозией за прошедшие миллионы лет. Этот феномен, вероятно, можно объяснить тем, что после очередной активизации вулканизма возникали вулканические плато – выровненные поверхности без локализованного стока, которые очень устойчивы против эрозии. Остатки флоры этих плато – отличной от той, что существовала на низменностях по-соседству – представлены в вулканогенно-осадочных слоях Охотско-Чукотского пояса.

Решениями МРСС 2002 г. была принята унифицированная региональная стратиграфическая схема для АКСР (Пенжино-Анадырско-Корякский регион), а для Верхояно-Охотско-Чукотского региона, включившего ВЧСР и ОЧСР, принято две рабочих схемы, составленные В.Ф. Белым и Г.Г. Филипповой (рис. 2), а также схема стратиграфии ОЧВП, основанная на K/Ar и Rb/Sr данных, составленная И.Н. Котляром и Т.Б. Русаковой.

За последние годы по результатам полевых работ и изучения ранее собранных коллекций были опубликованы описания янской, карамкенской, аликской, чинганджинской, холоховчанской, усть-эмунерэтской и ульинской флор ОЧСР (Головнёва, Щепетов, 2013; Головнёва, 2013; Щепетов, Герман, 2013; Головнёва, Щепетов, 2011; Головнёва и др., 2011; Щепетов, Головнёва, 2010; Моисеева, Соколова, 2014). Стратиграфическое положение ископаемых флор и их сопоставление с надежно датированными флорами (этапами развития древней флоры) АКСР показаны на рис. 3.

Морских отложений в ОЧСР нет, остатки пыльцы и спор обычно не сохраняются. Сравнение комплексов растительных остатков с датированными флорами соседнего АКСР затруднено, поскольку во многих случаях даже заведомо одновозрастные равнинные и горные

Возраст, век	Охотско-Чукотский субрегион	
	По Белый, 2008	По Филиппова, 2009
Маастрихт		
Кампан		Аркагаалинская флора
Сантон		
Коньяк	Аркагаалинская флора и локальные тафофлоры	Чаунская флора
Турон		Арманская флора
Сеноман	Аркинская флора	
Альб	Арманская, чаунская, чинганджинская флоры	Флора буор-кемюсского типа
	Флора буор-кемюсского типа	

Рис. 2. Возрастные соотношения меловых флор Северо-Востока Азии по рабочим схемам, принятым МРСС 2002-го года.

Флоры ОЧСР происходят из вулканогенных образований, что даёт возможность использовать изотопное датирование для определения их возраста. Данные о возрасте вулканогенных и вулканогенно-осадочных пород (Акинин, Миллер, 2011; Тихомиров и др., 2006; Hourigan, Akinin, 2004; Kelley et al., 1999) в целом неплохо согласуются с представлениями палеоботаников, основанными на сравнении ископаемых флор. На современном уровне изученности материала предложенную схему (рис. 3) можно считать наиболее обоснованной. В этой схеме фиксируется перерыв с конца альба по начало турона включительно. В АКСР в это время существовала гребенкинская флора – одна из наиболее представительных и надежно датированных средне меловых флор Северной Пацифики (Щепетов и др., 1992; Герман, 2011). В ней доминируют покрытосеменные, а участие реликтовых элементов невелико. В соседнем ОЧСР аналогов этой флоры до сих пор не установлено, а геологическими наблюдениями не выявлено признаков длительного перерыва между слоями, вмещающими буор-кемюсскую и арманскую флоры (рис. 3).

Современные представления о палеонтологическом возрасте пород Охотско-Чукотского пояса основываются главным образом на датировке чинганджинской флоры. Она происходит из трёх местонахождений в основании вулканогенного разреза и, при этом, практически ничем не отличается по составу от равнинных пенжинской и кайваямской флор АКСР (Герман, 2011; Головнёва и др., 2011).

Кроме В.В. Акинина и его соавторов, выяснению возраста вулканитов Охотско-Чукотского пояса методами изотопного датирования посвящён ряд работ И.Н. Котляра, И.Л. Жулановой и Т.Б. Русаковой (Котляр, Русакова, 2004; Жуланова и др., 2007). Если основываться на выводах этих исследователей, то биостратиграфическая схема неморского мела Северо-Востока Азии должна выглядеть иначе (рис. 4). При таком подходе проблема альб-туронского перерыва в ОЧСР

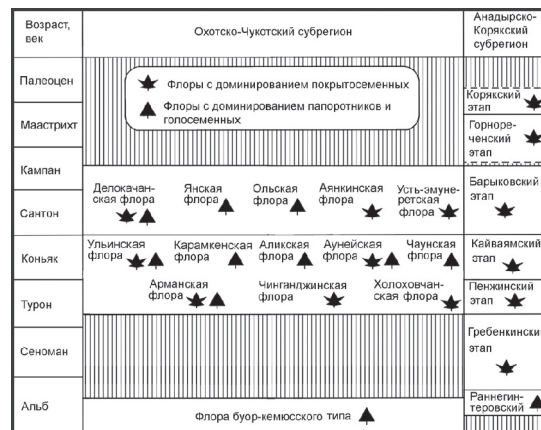


Рис. 3. Корреляция ископаемых флор Северо-Востока Азии по данным Германа А.Б., Головнёвой Л.Б., Моисеевой М.Г., Щепетова С.В. на 2014 г.

флоры имеют мало общего по систематическому составу. Исключение составляют некоторые ископаемые флоры ОЧСР, существовавшие, вероятно, на небольшой высоте над уровнем моря в межгорных впадинах: так, чинганджинская флора по составу входящих в нее растений вполне надежно сопоставляется с пенжинской и кайваямской, произраставшими на приморской низменности.

снимается. Кроме того, получают подтверждение представления В.П. Похиалайна (1989, 1990, 1994) о возрасте и корреляции морских и флороносных толщ АКСП. Однако встаёт вопрос о турон-коньякском перерыве в ОЧСР, который также не подтверждён геологическими наблюдениями (Белый, Самылина, 1987). Кроме того, из такой интерпретации возраста флороносных толщ следует, что флористические комплексы буор-кемюсского типа с доминированием голосеменных, папоротников и очень редкими мелколистными покрытосеменными (Самылина, 1974, 1976, 1988), практически мгновенно (в масштабе геологического времени) сменились флорами, в которых покрытосеменные уже стали доминантами или субдоминантами.

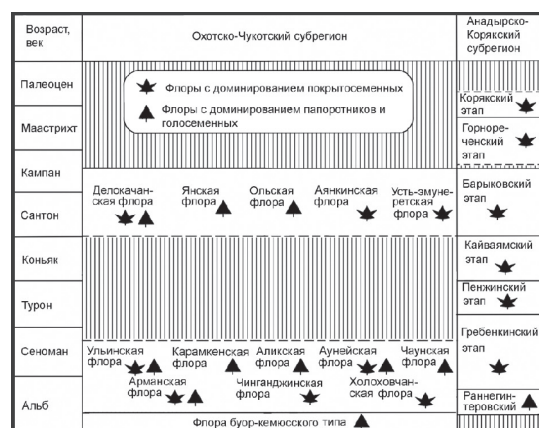


Рис. 4. Корреляция ископаемых флор Северо-Востока Азии по альтернативной схеме И.Н. Котляра и Т.Б. Русаковой (2004).

Мы надеемся, что дальнейшие полевые и лабораторные исследования позволят получить убедительные данные в пользу одной из представленных схем или создать новую. Нельзя исключать, что смена мезофитных растительных сообществ кайнофитными действительно где-то произошла очень быстро, а где-то имело место длительное сосуществование тех и других. Возможно, разнообразие систематического состава региональных флор на границе мезо- и кайнофита было значительно выше, чем нам представляется ныне. Для решения этих вопросов в первую очередь необходимо выполнить монографическое описание арманской и чаунской флор Охотско-Чукотского субрегиона.

Литература

- Акинин В.В., Миллер Э.Л. 2011. Эволюция известково-щелочных магм Охотско-Чукотского вулканогенного пояса // *Петрология*. Т. 19. № 3. С. 249-290.
- Белый В.Ф. 1977. Стратиграфия и структуры Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. М.: Наука. 171 с.
- Белый В.Ф. 1997а. Северо-Тихоокеанский рефугиум и проблемы палеофлористики середины мела на Северо-Востоке Азии // *Тихоокеанская геология*. Т. 16. № 6. С. 102-113.
- Белый В.Ф. 1997б. К проблеме фито-стратиграфии и палеофлористики среднего мела Северо-Восточной Азии // *Стратиграфия. Геол. корреляция*. Т. 5. № 2. С. 51-59.
- Белый В.Ф. 1994. Геология Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН. 76 с.
- Белый В.Ф. 2008. Проблемы геологического и изотопного возраста Охотско-Чукотского вулканогенного пояса // *Стратиграфия. Геол. корреляция*. Т. 16. № 6. С. 64-75.
- Белый В.Ф., Самылина В.А. 1987. О заключительном этапе развития Охотско-Чукотского вулканогенного пояса по наблюдениям в бассейнах рек Армани, Олы и Малтана // *Тихоокеанская геология*. № 5. С. 76-85.
- Герман А.Б. 1993б. Этапность и цикличность развития поздне меловой флоры Анадырско-Корякского субрегиона (Северо-Восток России) и их связь с климатическими изменениями // *Стратиграфия. Геол. корреляция*. № 1. С. 87-96.
- Герман А.Б. 1999а. Меловая флора Анадырско-Корякского субрегиона (Северо-Восток России): Систематический состав, возраст, стратиграфическое и флорогенетическое значение. М.: ГЕОС. 122 с. (Тр. ГИН РАН; Вып. 529).

Герман А.Б. 2011б. Альбская – палеоценовая флора Северной Пацифики. М.: ГЕОС. 280 с. (Тр. ГИН РАН; вып. 592)

Головнёва Л.Б. 2013. Новые данные о поздне меловых флорах Ульинского прогиба (Западное Приохотье). Палеоботаника. Т. 4. СПб: Марафон. С. 148-167.

Головнёва Л.Б., Щепетов С.В., Алексеев П.И. 2011. Чинганджинская флора (поздний мел, Северо-Восток России): систематический состав, палеоэкологические особенности и стратиграфическое значение // Чтения памяти А.Н. Криштофовича. Вып. 7. С. 37-61.

Головнёва Л.Б., Щепетов С.В. 2013. Янский флористический комплекс из верхнемеловых вулканогенных отложений Северного Приохотья // Палеоботаника. Т. 4. СПб: Марафон. С. 5-35.

Жуланова И.Л., Русакова Т.Б., Котляр И.Н. 2007. Геохронология и геохронометрия эндогенных событий в мезозойской истории Северо-Востока Азии. М.: Наука. 358 с.

Котляр И.Н., Русакова Т.Б. 2004. Меловой магматизм и рудоносность Охотско-Чукотской области: геохронологическая корреляция. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН. 152 с.

Моисеева М.Г., Соколова А.Б. 2014. Новые данные о составе и возрасте усть-эмунарэльской флоры бассейна р. Энмываам (Центральная Чукотка) // Стратиграфия. Геол. корреляция. Т. 22. № 3. С. 45-63.

Похиалайнен В.П. 1989. Соотношения морских и континентальных меловых образований Северо-Востока Азии // В.А. Красилов (Ред.). Вулканогенный мел Дальнего Востока. Владивосток: БПИ АН СССР. С. 56-64.

Похиалайнен В.П. 1990. К вопросу о возрасте валижгенской свиты и валижгенской флоры // Валижгенская свита и ископаемая флора мыса Конгломератового (Северо-Западная Камчатка). Магадан: СВКНИИ ДВО АН СССР. С. 27-33.

Похиалайнен В.П. 1994. Мел Северо-Востока России. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН. 37 с.

Самылина В.А. 1974. Раннемеловые флоры Северо-Востока СССР (К проблеме становления флоры кайнофита). 27 Комаровские чтения. Л.: Наука. 56 с.

Самылина В.А. 1976. Меловая флора Омсукчана (Магаданская область). Л.: Наука. 207 с.

Самылина В.А. 1988. Аркагалинская стратофлора Северо-Востока Азии. Л.: Наука. 131 с.

Тихомиров П.Л., Акинин В.В., Исполатов В.О., Александер П., Черепанова И.Ю., Загоскин В.В. 2006. Возраст северной части Охотско-Чукотского вулканогенного пояса: новые данные и геохронологии // Стратиграфия. Геол. корреляция. Т. 14. № 5. С. 67-81.

Филиппова Г.Г. 2009. О возрасте меловых флористических комплексов Верхояно-Охотско-Чукотского региона (Северо-Восток Азии) // Вестн. СВНЦ ДВО РАН. № 2. С. 14-22.

Щепетов С.В., Герман А.Б., Белая Б.В. 1992. Среднемеловая флора правобережья реки Анадырь (стратиграфическое положение, систематический состав, атлас ископаемых растений). Магадан: СВКНИИ ДВО АН СССР. 166 с.

Щепетов С.В., Герман А.Б. 2013. Холоховчанский флористический комплекс позднего мела Охотско-Чукотского вулканогенного пояса (Северо-Восток Азии) // Палеоботаника. Т. 4. СПб: Марафон. С. 116-147.

Щепетов С.В., Головнёва Л.Б. 2010. Поздне меловая флора из вулканогенных образований Северного Приохотья (Охотско-Чукотский вулканогенный пояс) // Палеоботаника. Т. 1. С. 45-95.

Hourigan J.K., Akinin V.V. 2004. Tectonic and chronostratigraphic implications of new $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronology and geochemistry of the Arman and Maltan-Ola volcanic fields, Okhotsk-Chukotka volcanic belt, northeastern Russia // Bull. Geol. Soc. Am. Vol. 116. N 5/6. P. 637–654.

Kelley S., Spicer R. A., Herman A.B. 1999. New $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dates for Cretaceous Chauna Group tefra, Northeastern Russia, and their implications for the geologic history and floral evolution of the North Pacific region // Cretaceous Res. Vol. 20. N 1. P. 97-106.

Smith A.G., Hurley A.M., Briden J.C. 1981. Phanerozoic paleocontinental world maps. Cambridge; Ldn; N.Y.; New Rochelle; Melbourne; Sydney: Cambridge Univ. Press. 102 p.

ТЕРМИНАЛЬНЫЙ МААСТРИХТ РАЗРЕЗА РЕКИ ДАРЬЯ (ПРЕДКАВКАЗЬЕ)

Е.В. Яковичина¹, А.А. Одинцова¹, М.Н. Овечкина², Л.Ф. Копаевич¹, С.И. Бордунов¹

¹Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, Москва, yakovishina@mail.ru

²Университет КваЗулу-Натал, Дурбан, ЮАР, saccamina@gmail.com

TERMINAL MAASTRICHTIAN OF THE DARIYA RIVER (PRECAUCASUS)

E.V. Yakovishina¹, A.A. Odintzova¹, M.N. Ovechkina², L.F. Kopaevich¹, S.I. Bordunov¹

¹Lomonosov Moscow State University, Moscow, yakovishina@mail.ru

²University of KwaZulu-Natal, Durban, saccamina@gmail.com

Терминальный маастрихт характеризуется рядом событий на рубеже мела и палеогена. Это значительное (свыше 100м) падение уровня Мирового океана, нарушение связей окраинных морских систем с открытыми океаническими бассейнами, смена седиментационных режимов, похолодание с падением среднегодовых температур на 4-7°C, импактное событие, масштабная реорганизация биоты.

В результате комплексных исследований маастрихтских отложений разреза реки Дарья (район Минеральных Вод) уточнено его стратиграфическое положение по данным изучения фораминифер и наннопланктона, реконструированы палеогеографические обстановки осадконакопления.

Характерной особенностью этих отложений является литологическая однородность состава пород, представленных светло-серыми, часто белыми мелоподобными плитчатыми трещиноватыми известняками. Изучаемый разрез представляет собой ритмичное чередование известняков и мергелей в русле реки Дарья (рис. 1). Общая мощность отложений составляет около 58 м. Контакт с нижележащими породами не обнаружен (задернован). Верхняя граница с датскими отложениями представлена как стратиграфическим, так и структурным несогласием.

Для уточнения стратиграфической привязки был детально изучен известковый наннопланктон с использованием стандартной методики (Bown, Young, 1998; Овечкина, 2007). Его комплекс характеризуется богатым видовым разнообразием и насчитывает 60 видов. Стратиграфическое распространение наннофоссилий по разрезу представлено на рис. 1.

В целом, комплекс наннофоссилий типичен для верхней части верхнемаастрихтских отложений, для которого характерны многочисленные крупные *Arkhangelskiella cymbiformis*, *A. specillata*, *Cribrosphaerella ehrenbergii*, *Prediscosphaera grandis*, а также участие *Eiffelithus parallelus*, *Lithraphidites quadratus*, *Micula praemurus* и *M. murus*. В верхней части комплекса отмечены *Nephrolithus frequens*, *Markalius inversus*, *Cribrosphaerella daniae*, *Rhombolithion rhombicum*, *Rhagodiscus asper*, а так же *Cyclagelosphaera reinhardtii*, начиная с уровня обр. 207/1. По шкале Сиссинха нижняя часть разреза (обр. 190/3–196/1) относится к верхнемаастрихтской подзоне CC25c по появлению *Lithraphidites quadratus*, маркирующего нижнюю границу подзоны. На уровне обр. 193/2 зафиксировано появление *Micula murus*. Верхняя часть разреза (обр. 196/3–205/1) соответствует зоне CC26 (терминальный маастрихт), нижняя граница которой устанавливается по появлению *Nephrolithus frequens* (обр. 196/3).

По бореальной шкале отложения можно расчленить более подробно. Нижняя часть (обр. 190/3–196/1) разреза соотносится с верхнемаастрихтской подзоной UC20a по присутствию *Lithraphidites quadratus*, появление которого фиксирует нижнюю границу подзоны. Выше (обр. 196/3–198/3) выделяется нерасчлененный интервал подзон UC20b-с верхнего маастрихта по присутствию *Nephrolithus frequens* (обр. 196/3), появление которого маркирует нижнюю границу подзоны UC20b. Подзону UC20c в данном разрезе выделить не удастся, поскольку зональный

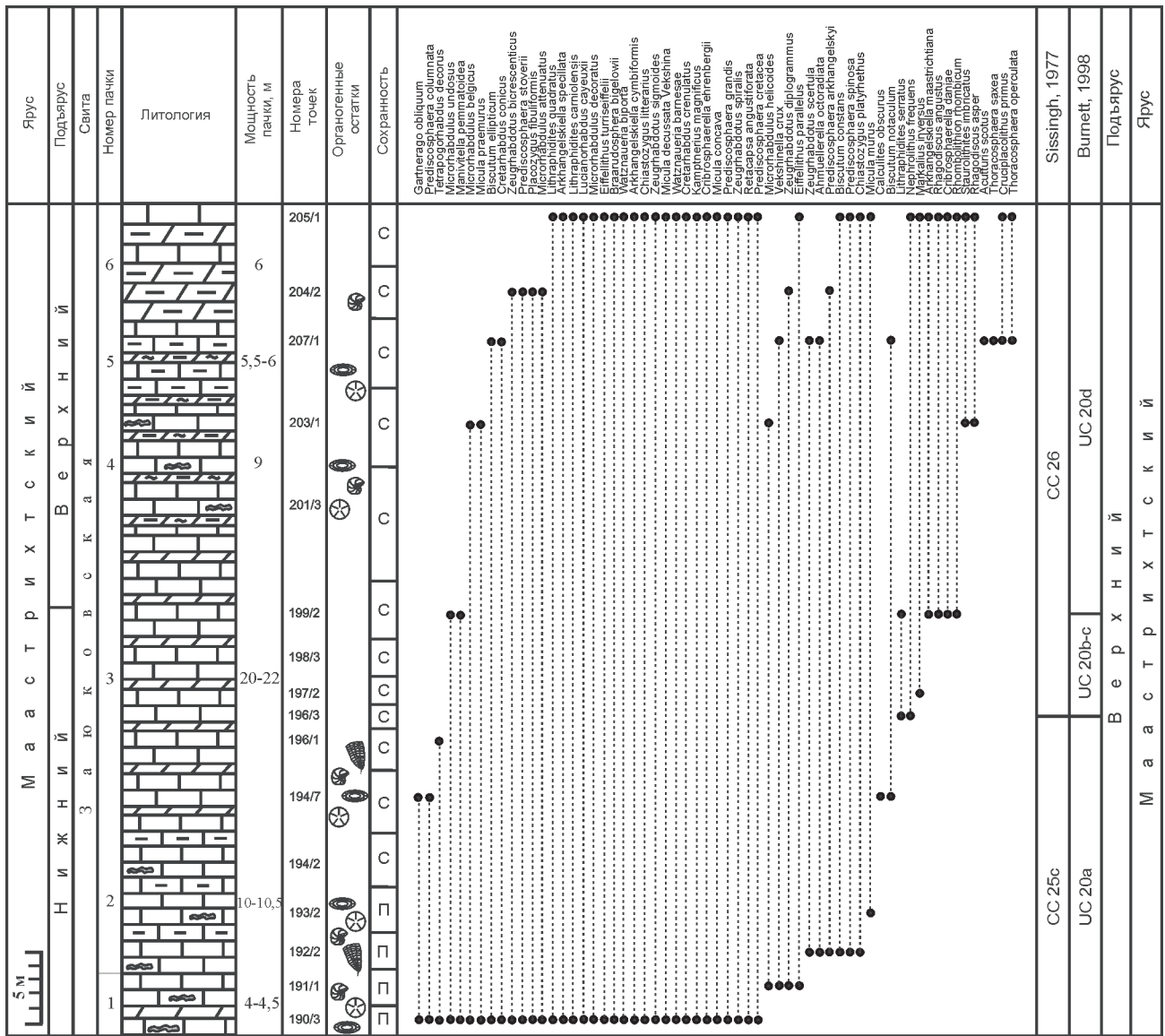


Рис. 1. Стратиграфическое распространение известкового наннопланктона в разрезе реки Дарья.

вид *Arkhangelskiella maastrichtiana* довольно редок и найден в обр. 199/2 одновременно с другим зональным видом *Cribrosphaerella daniae*, появление которого устанавливает нижнюю границу подзоны UC20d (терминальный маастрихт). Самая верхняя часть разреза (обр. 199/2–205/1) относится к подзоне UC20d по присутствию *Cribrosphaerella daniae*.

Комплексные исследования позволили выделить следующие фации в разрезе: *Фация мелководного шельфа*. Отложения сложены известняками типа вакстоун-пакстоун. Они накапливались в умеренно-активной гидродинамической обстановке, ниже базиса волновой эрозии, что позволяло карбонатному веществу (96-98%) и тонкой глинистой взвеси с одной стороны, выпадать в осадок и литифицироваться, а с другой – равномерно рассеиваться. Тонкая горизонтальная или слабоволнистая слоистость также подтверждает умеренную гидродинамику. Резкое увеличение количества фораминифер от 5-10 до 30% свидетельствует о непостоянстве водной среды, связанной, возможно, со сменой умеренно-активной гидродинамической обстановки на затишную (недостаточность данных не позволяет сделать конкретных выводов). Присутствие иглокожих и брахиопод подтверждают нормальную соленость бассейна. Находки кокколитофорид рода *Rhagodiscus* свидетельствуют об условно тепловодных условиях (Овечкина, 2007).

Кислородный режим бассейна, вероятно, был достаточно благоприятный, на что указывает состав биоценоза, однако следы ожелезнения мергелей указывают на то, что имел место дефицит кислорода.

Умеренно-глубоководная фация с глинисто-карбонатным осадконакоплением. Отложения данной фации представлены глинистыми известняками (мадстоун-вакстоун) с фораминиферами и раковинным детритом. На фоне общей карбонатности (75-80%) содержание глинистой компоненты колеблется в пределах 21-25%, наблюдается доломитизация (до 1%). Основной процесс, отвечающий за формирование этих отложений – гравитационное осаждение при незначительном влиянии придонных вод. Присутствие губок и иглокожих подтверждают умеренную соленость и нормальное содержание растворенного в воде кислорода. Фораминиферы представлены двумя формами сохранности: в первом случае – планктонные и бентосные фораминиферы средней сохранности в количестве 12%, во втором – тонкостенные фораминиферы плохой сохранности в количестве до 3% (приурочены к слоям верхней частей разреза, в которых макрофаунистические находки также практически отсутствуют). Это говорит об эпизодической смене благоприятных условий для существования на неблагоприятные и связано, возможно, с кратковременным дефицитом растворенного в воде кислорода, что также подтверждается наличием следов пиритизации и ходов роющих организмов.

Умеренно-глубоководная фация с терригенным осадконакоплением. К отложениям рассматриваемой фации относятся песчано-глинистые отложения с подчиненными прослоями алевритистых глинистых песчаников. В данном случае – песчаник глауконит-кварцевый с карбонатно-глинистым цементом и редким детритом. Основной процесс образования отложений связан с механической аккумуляцией, которой способствует активная гидродинамика на фоне общего понижения уровня моря. На то, что осадконакопление происходило в водах с нейтральной реакцией, указывают глинистые минералы группы гидрослюд (в нашем случае – иллит) (Рухин, 1962). Присутствие хлорита свидетельствует о начальной стадии диагенеза первичных слюд и повышенном содержании FeO и MgO.

В верхней части разреза (пачка 5) отмечается импульс максимальной трансгрессии (терминальный маастрихт), характеризующийся появлением глинистых прослоев. Характерное углубление бассейна известно и для Русской плиты, и для Крымско-Кавказского региона (Алексеев и др., 2005). Наличие терминального маастрихта подтверждено и исследованиями фораминифер и наннопланктона.

Работы выполнены при финансовой поддержке грантов РФФИ №№ 12-05-00263а и 12-05-00169а.

Литература

Алексеев А.С., Алексеев А.С., Копаевич Л.Ф., Барабошкин Е.Ю., Габдуллин Р.Р., Олферьев А.Г., Яковишина Е.В. 2005. Палеогеография юга Восточно-Европейской платформы и ее складчатого обрамления в позднем мелу. Статья 2. Палеогеографическая обстановка // Бюл. МОИП. Отд. геол. Т. 80. Вып. 4. С. 30–44.

Овечкина М.Н. 2007. Известковый наннопланктон верхнего мела (кампан и маастрихт) юга и востока Русской плиты. М.: Наука, (Тр. Палеонтол. ин-та РАН. Т. 288.) 352 с.

Рухин Л. Б. 1962. Основы общей палеогеографии. Л.: Гостоптехиздат. 628 с.

Bown P.R., Young J.R. 1998. Techniques // Bown P.R. (ed.). Calcareous Nannofossil Biostratigraphy. British Micropalaeontological Society Publication Series. London: Chapman & Hall; Kluwer Academic. P. 16–28.

Burnett J.A. 1998. Upper Cretaceous // Bown P.R. (ed.). Calcareous nannofossil biostratigraphy. British Micropalaeontological Society Publication Series. London: Chapman & Hall; Kluwer Academic. P. 132–198.

Sissingh W. 1977. Biostratigraphy of Cretaceous calcareous nannoplankton // Geologie en Mijnbouw. Vol. 56. N 1. P. 37–65.

ВЕРХНЕМЕЛОВОЙ СТРОМАТОЛИТОВЫЙ БИОСТРОМ (ЮЖНАЯ МОНГОЛИЯ)

М. Чулуун¹, Х. Грант², Б. Овгон², Т. Гантомор²

¹Монгольский университет науки и технологии, Улан-Батор, Монголия, *c_minjin@yahoo.com*

²ООО IBEX Land Mongolia

UPPER CRETACEOUS STROMATOLITE BIOSTROME FROM SOUTH MONGOLIA

M. Chuluun¹, H. Grant², B. Ovgon², T. Gantomor²

¹Mongolian University of Science and Technology, Ulan Bator, Mongolia, *c_minjin@yahoo.com*

²IBEX Land Mongolia LLC

Introduction

During the field study in 2013, for first time in Mongolia, we discovered several stromatolite biostromes in the Tsogt-Ovoo Formation (Nemegt Horizon) in south Mongolia (Fig.1). This discovery was in an area being mapped as part of a mineral exploration program. The stromatolites are known in world mostly from the Vendian to Early Cambrian, but our stromatolites discovery is interesting for understanding of the Late Cretaceous paleoenvironments in Mongolia.



Fig. 1. Location map of Upper Cretaceous Stromalits.

General information about stromatolites

The stromatolites are carbonate rocks made by microbes. More recent definition is «...organic-sedimentary structures produced by sedimentary trapping, and / or precipitation [of carbonate muds and silts] as a result of the metabolic activity of micro-organisms, principally cyanobacteria...» (Walter, 1976).

Activity of the stromatolites is known from the Precambrian to recently. Modern stromatolites occur in Australia (Shark Bay) and Bahamas. Dominate fossil stromatolites in world known from the Neoproterozoic time, including Mongolia. In the Phanerozoic time stromatolites occur more occasionally.

The stromatolites are forming in water, occupied from supratidal through intertidal and deeper water regions within the photic zone of continental shelves. Besides it stromatolites are forming in fresh water and in hypersaline lakes or in lagoon. Shape of stromatolites is a result of two main factors, firstly the environments and secondly the genetic make up of the stromatolite mate community. Initially stromatolites were named after their overall form: flat forms – *Stratifera*, domed forms – *Collenia*, conical forms – *Conophyton*, columnar forms – *Gymnosolen* (Fig. 2).

Stromatolites mats are produced by microbes, such as Cyanobacteria, Chlorooxybacteria, and also by microscopic green and red algae.

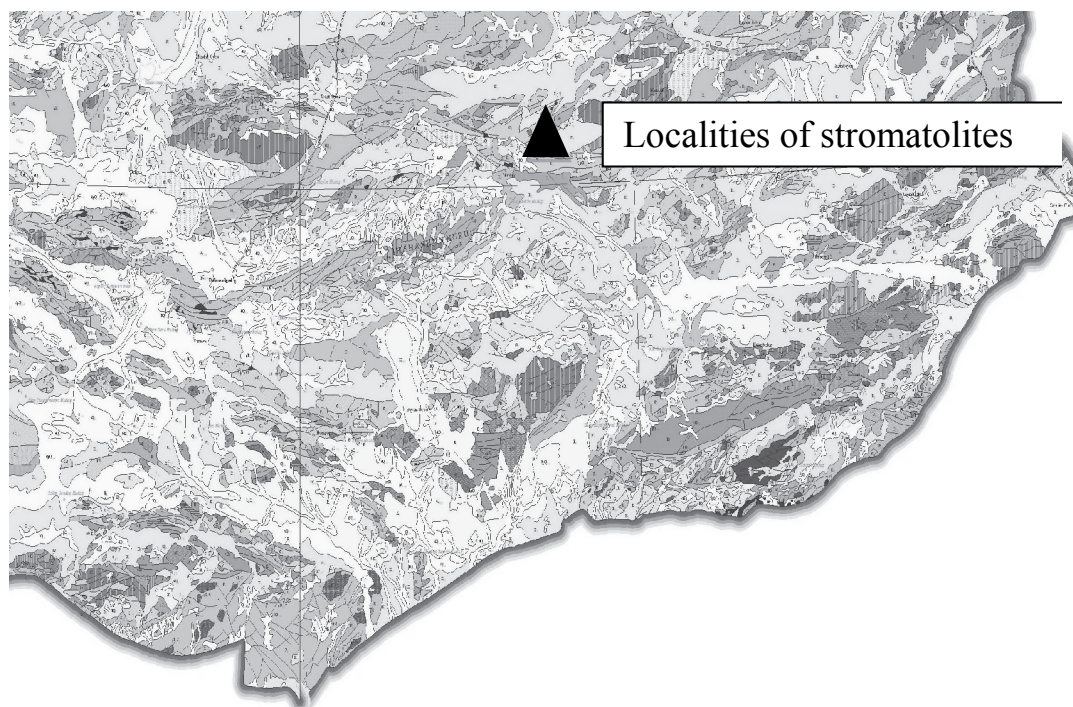


Fig. 2. Stromatolites localities in South Mongolia.

The Cretaceous sediments with stromatolites

The Cretaceous rocks of Mongolia are represented by continental sediments, such as sandstones, conglomerates and mudstones, which contain a rich variety of fossil fish, dinosaurs, crocodiles, turtles, mammals, plants, and freshwater invertebrates. Study of these fossils make it possible to determine ages and depositional environments of the host beds. These studies made up establish Regional Stages (Horizons) which can be correlated with international standard stages (Shuvalov, 2000). One of main feature of the Cretaceous rocks in Mongolia is the lack or very limited amount of contained carbonate (marl) layers.

Lithology of sections with stromatolites

Stromatolites were found in the Tsogt-Ovoo Formation. Sediments of this formation are represented mainly by red coloured sandstone, conglomerates, and sandy mudstones. At some places in this section we also revealed green, gray, and yellow sandstone beds. Thickness of the formation varies between 50 to 100 meters. Stromatolite biostromes are located mainly in the green sandstone and also rare in thin red muddy sandstone beds and which are about 1 to 1.5 meters thick. The shape of the stromatolites is as domed forms (*Collenia*) and individual sizes are maximum 40-50 cm high and 50-60 cm in diameter (Photo 1). The preservation of these stromatolites is excellent and in the colony of stromatolites we often

find many tubes 4-5 cm high and 0.5 cm in diameter (Photo 2). Origin of these tubes is unknown, but may belong to annelid worms. These stromatolites appear to have grown on thin (10-60 cm) carbonate layers.



Photo 1. The tubes in stromatolite.



Photo 2. Outcrops of stromatolites.

Discussion

In the search of the publications for comparisons we don't find much information about the same age of stromatolite biostromes in the world. We note the close age information about another type of bioherms from the Eocene Fossil Lake in Wyoming, USA (Leggitt, Loewen, 2002) and bioherms in the Early Cretaceous Jinju Formation, Korea (Paik, 2005) where stromatolites have been found with imbedded insect fossils. Our new discovery of the stromatolite biostrome in Mongolia is important as new information for the fossil record and clearly more detail study will be required to determine better information on the depositional and paleoenvironmental situation during the Late Cretaceous Epoch of the Central Asia.

References

Paik I.S. 2005. The oldest record of microbial-caddisfly bioherms from the Early Cretaceous Jinju Formation, Korea: occurrence and palaeoenvironmental implications // *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. Vol. 218. P. 301–315.

Leggitt V.L., Loewen M.A. 2002. Eocene Green River Formation «Oocardium tufa» reinterpreted as complex arrays of calcified caddisfly (Insecta: Trichoptera) larval cases // *Sedimentary Geology*. Vol. 148. P. 139–146.

Shuvalov V.F. 2000. The Cretaceous stratigraphy and palaeobiogeography of Mongolia // M.J. Benton, M.A. Shishkin, D.M. Unwin, and E.N. Kurochkin (Eds). *The Age of Dinosaurs in Russia and Mongolia*. Cambridge: Cambridge University Press. P. 256–278.

ОТКРЫТИЕ РАННЕМЕЛОВЫХ РАСТЕНИЙ И МОРСКИХ ДВУСТВОРОК В СЕВЕРО-ЗАПАДНОМ ХЕЙЛУНЦЗЯНЕ И ЕГО ПАЛЕОКЛИМАТИЧЕСКОЕ И ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКОЕ ЗНАЧЕНИЕ

Ч.-Л. Сунь

*Исследовательский центр палеонтологии и стратиграфии университета Цзилиня,
Чанчунь, КНР, cls5788@qq.com*

THE DISCOVERY OF THE EARLY CRETACEOUS PLANTS AND MARINE BIVALVES FROM NORTHWESTERN HEILONGJIANG AND ITS PALEOCLIMATIC AND PALEO GEOGRAPHICAL IMPLICATIONS

Chunlin Sun

*Research Center of Palaeontology and Stratigraphy, Jilin University, Changchun, China,
cls5788@qq.com*

The Upper Mesozoic deposits are widely distributed in Heilongjiang province of China. Especially in eastern Heilongjiang region, well known Lower Cretaceous deposits are mainly represented by the Longzhaogou Group distributed in Mishan, Hulin, Baoqing, and Raohe areas and the Jixi Group in Jixi, Muling, Boli, Shuangyashan, Suibin, and Jixian basins. Both groups are characterized by bearing coal and the alternation of marine and non-marine deposits. Abundant marine bivalves, ammonites, dinoflagellates, freshwater bivalves, and plants have been reported from both groups which were previously attributed to the Middle-Late Jurassic in age on the basis of marine bivalves etc. Gu et al. (1997) assigned these fossils to the Early Cretaceous taxa based upon their revision for bivalves identified as the Jurassic forms.

The Longzhaogou Group consists mainly of conglomerate, sandstone, siltstone, and mudstone with thin coal seams and volcanic rocks in non-marine deposits. Its subdivision has always been a controversial issue. In ascending order, it was suggested to be subdivided into the Dongshengcun, Peide and Yunshan formations (Zheng et al., 2005), or the Peide, Qihuling, Yunshan (including Lower and Upper Yunshan formations), and the Zhushan formations (Gu, 1982; Sha et al., 1994; Sha, 1999), or the Peide, Yunshan (including Lower and Upper Yunshan formations), and the Zhushan (Sun et al., 1992; Gu, 1992a). The Jixi Group is a set of coal-bearing sediments that mainly composed of sandstone, siltstone, mudstone, and coal beds, and contains the Didao, Chengzihe, and Muling formations in ascending order (Zheng et al., 2005).

The fossil plants were mainly recorded from the Early Cretaceous Chengzihe and Muling formations of Jixi Group (Zhou et al., 1980; Zhang et al., 1980; Zheng, Zhang, 1982, 1983; Cao, 1992a, b; Sun et al., 1992; Yang, 2003; Sun, Liu, 2007). The general features of the floras indicate the Early Cretaceous age. The ferns and gymnosperms are predominant in the floras. Some of ferns are widely distributed in the Early Cretaceous of Eurasia, such as *Acanthopteris gothani*, *Ruffordia goeppertii*, *Onychiopsis elongata* and diverse *Coniopteris*. The appearance of early angiosperm leaves from the Chengzihe Formation is of significance in determination of the middle Early Cretaceous age (Sun et al., 1992).

Since 1980s, abundant marine bivalves (Li, Yu, 1982; Gu et al., 1984, 1987; Sha, 1990, 1991, 1992a, b, 1999, 2002; Sha, Fursch, 1994; Jiang, 2003) ammonites (Liang, 1982; Kelly et al., 1994; Futakami et al., 1995) and dinoflagellates (He et al., 1999, 2000; Cheng et al., 2001; Sha et al., 2002; Yang et al., 2003; Zhu, He, 2003) were known from the marine intercalations of the Peide, Yunshan, and Chengzihe formations. The early Cretaceous freshwater bivalves were mainly found from the Chengzihe and Muling formations (Gu, 1982a, b; Gu et al., 1997). Based upon *Aucellina* et al. (marine bivalves) and *Pseudohaploceras*, *Silesites* (ammonites), the geological age of the Longzhaogou and Jixi groups were mainly considered to be Barremian-Albian (Sha, 1992a, b, 1999; Sha, Fursch, 1993; Matsukawa et al., 1993; Sha et al., 1994; Gu et al., 1997; Sun et al., 1999).

The evidence of marine fossils discovered in both groups seems to imply that the marine transgression or sea flooding from the eastern Paleo-Pacific Ocean happened many times along the line of Yunshan, Hulin, Peide, and Jixi of eastern Heilongjiang during the Early Cretaceous time. The sea level frequent changes possibly controlled regional climate, geography, animal and plant ecological environments, even the coal accumulating environments.

Although abundant Early Cretaceous fossil plants, freshwater and marine bivalves have been documented in eastern Heilongjiang of China previously, no record of these fossil remains were reported from northwestern Heilongjiang. More recently, some fossil plants, freshwater and marine bivalves were firstly found from the Sunwu-Jiayin Basin of northwestern Heilongjiang, adjacent to the southern part of the Zeya-Bureya Basin, Russia. The Sunwu-Jiayin Basin is also considered as a component part of the Zeya-Bureya Basin. The fossil locality is situated at the Sijitun area of southern bank of Heilongjiang River (Amur River), Sunwu County of Heilongjiang Province. The fossil-bearing stratum is a set of coal-bearing sediments and consists mainly of grey, grayish-white sandstone, grayish-dark and black siltstone, mudstone and coal beds. The fossil specimens were found from the black mudstone from the drilling cores. The plant remains are represented by leaves, leafy shoots preserved as impression, including ferns (*Coniopteris*, *Onychiopsis*, and *Acanthopteris*), a few bennettitaleans and nilssonialeans (*Pterophyllum*, *Nilssonia*), ginkgoaleans (*Ginkgo*, *?Sphenobaiera*), czekanowskialeans (*?Phoenicopsis*), and conifers (*Cephalotaxopsis*, *Sphenolepis*, *Elatocladus*). In general, the plant composition is similar to the Early Cretaceous floras from the Chengzihe and Muling formations. The freshwater and marine bivalves were also found from the same drilling cores. They are identified as freshwater *Arguniella* cf. *ventricosa* Kolesnikov and marine *Aucellina* ex gr. *aptiensis* (d'Orbigny). They are common bivalve member in the Longzhaogou and Jixi groups and the geological age should be assigned to the Hauterivian-Aptian, mostly Aptian. The new data are crucial for a better understanding of the Early Cretaceous paleofloristics,

paleoclimate and paleogeography of northwestern Heilongjiang. According to Vachrameev (1991), the flora from Heilongjiang belonged to the floras of the Siberian-Canadian Palaeofloristic Region in the Early Cretaceous and existed under conditions of a humid, moderately warm and seasonal climate. The humidity of the climate and the abundance of swamps are evidenced by the wide distribution of coal-bearing deposits. On the other hand, the presence of freshwater bivalve and the coal beds indicates that the alluvial plain with rivers, lakes and swamps developed in this area. The discovery of marine bivalves provides the evidence that in northwestern Heilongjiang margin and even in the Zeya-Bureya Basin there was a shallow bay and the seawater ingression possibly from the north happened during the Early Cretaceous.

References

- Cao Zh.Y. 1992a. Fossil plants from Chengzihe Formation in Shuangyashan-Suibin region of eastern Heilongjiang // *Acta Palaeontologica Sinica*. Vol. 31. N 2. P. 206-231 (in Chinese)
- Cao Zh.Y. 1992b. Fossil Ginkgophytes from Chengzihe Formation in Shuangyashan-Suibin region of eastern Heilongjiang // *Acta Palaeontologica Sinica*. Vol. 31. N 2. P. 232-248 (in Chinese)
- Cheng J.H., He Ch.Q. 2001. Early Cretaceous dinoflagellates from the Didao Formation in the Jixi Basin, Eastern Heilongjiang, NE China // *Acta Palaeontologica Sinica*. Vol. 40. N 1. P. 127-133 (in Chinese)
- Futakami M., Matsukawa M., Chen P.G. et al. 1995. Barremian ammonites from the Longzhaogou Group in east Heilongjiang, Northeast China // *The Journal of the Geological Society of Japan*. Vol. 101. N 1. P. 79-85.
- Gu Zh.W., Chen J.H., Sha J.G. 1984. Preliminary study on Jurassic and Cretaceous bivalves of eastern Heilongjiang Province, in China // *Fossils from the Middle-Upper Jurassic and the Lower Cretaceous in eastern Heilongjiang Province, China. Part 2*. Harbin: Heilongjiang Science and Technology Publishing House. P. 49-220 (in Chinese)
- Gu Zh.W., Sha J.G., Li Z.Sh., Yu Q.Sh. 1987. Occurrence of marine Jurassic bivalves in eastern Northeastern China and its significance to the non-marine Jurassic-Cretaceous boundary in east and central Asia // *Acta Palaeontologica Sinica*. Vol. 26. N 1. P. 1-7 (in Chinese)
- Gu Zh.W. 1988. Jurassic Longzhaogou Group and Jixi Group in the east Northeast China and their significance // *Geoscience*. Vol. 2. N 3. P. 299-304 (in Chinese)
- Gu Zh.W., Li Z.Sh., Yu X.H. 1997. Lower Cretaceous bivalves from the eastern Heilongjiang Province of China. Beijing: Science Press. 301 p.
- He Ch.Q., Wan Ch.B., Yang M.J. 1999. Hauterivian-Barremian dinoflagellates from the Longzhaogou Group of the H87-3 well in Hulin Basin eastern Heilongjiang, NE China // *Acta Palaeontologica Sinica*. Vol. 38. N 2. P. 183-202 (in Chinese)
- He Ch.Q., Sun X.K. 2000. Late Hauterivian dinoflagellates from the lower part of the Chengzihe Formation in Jixi Basin eastern Heilongjiang, NE China // *Acta Palaeontologica Sinica*. Vol. 39. N 1. P. 46-62 (in Chinese)
- Jiang B.Y. 2003. Bivalve fossils from the Qihulin Formation in eastern Heilongjiang Province // *Chinese Journal of Zoology*. Vol. 38. N 4. P. 85-100 (in Chinese)
- Kelly S.R.A., Wang Y.G., Zhang J. 1994. A revised Cretaceous age for Ammonites, originally identified as Middle Jurassic, from east Heilongjiang, China // *Acta Palaeontologica Sinica*. Vol. 33. N 4. P. 509-517.
- Liang Zh.F. 1982. Middle Jurassic ammonites from eastern Heilongjiang province // *Bulletin of Shenyang Institute of Geology and Resources*. Vol. 5. P. 63-69 (in Chinese)
- Li Z.Sh., Yu X.H. 1982. Fossil Bivalves from the Middle-Late Jurassic of eastern Heilong-jiang // *Bulletin of Shenyang Institute of Geology and Resources*, Vol. 5. (in Chinese)
- Matsukawa M., Kalinin E., Futakami M. et al. 1993. Palaeogeography and palaeocurrents of the

Barremian strata in Japan, NE China and Sikhote-Alin (Russia) // Palaeogeography, Paleoclimatology, Paleoecology. Vol. 105. P. 71-81.

Sha J.G. 1990. Discovery of *Aucellina* (Bivalve) from eastern Heilongjiang // J. Stratig. Vol. 14. N 3. P. 226-230 (in Chinese)

Sha J.G. 1992a. On the distinction between *Aucellina* and *Buchia* // Geological Review. Vol. 38. N 2. P. 131-139 (in Chinese)

Sha J.G. 1992b. A different opinion on the geological age of the Longzhaogou and Jixi groups of eastern Heilongjiang, China // Acta Geologica Sinica. Vol. 5. N 2. P. 209-218 (in Chinese)

Sha J.G., Fursch F.T. 1993. Biostratigraphy of the Upper Jurassic-Lower Cretaceous bivalves *Buchia* and *Aucellina* of eastern Heilongjiang, Northeast China // Geological Magazine. Vol. 130. N 4. P. 533-542.

Sha J.G., Fursch F.T. 1994. Bivalve faunas of east Heilongjiang, northeastern China. 2. The Late Jurassic and Early Cretaceous buchiid fauna // Beringeria. Vol. 12. P. 3-93.

Sha J.G., Fursch F.T., Grant-Mackie J.A., 1994. Revised Cretaceous age for the Longzhaogou and Jixi Groups of eastern Heilongjiang, China, previously considered Jurassic: palaeogeographic implications // Newsletters on Stratigraphy. Vol. 31. N 2. P. 101-104.

Sha J.G. 1999. A very noticeable revision: comments on the Lower Cretaceous bivalves from the eastern Heilongjiang Province of China // Acta Palaeontologica Sinica. Vol. 38. N 3. P. 403-406 (in Chinese)

Sha J.G., Chai H.W., He Ch.Q. et al. 2002. Studies on the Early Cretaceous Longzhaogou and Jixi groups of eastern Heilongjiang, Northeast China, and their bearing on the age of supposedly Jurassic strata in East Asia // J. Asia Earth Scien. Vol. 20. N 2. P. 141-150.

Sha J.G. 2002. Major achievements in studying the Early Cretaceous Biostratigraphy of Eastern Heilongjiang // Earth Science Frontiers. Vol. 9. N. 3. P. 95-101 (in Chinese)

Sun G., Guo Sh.X., Zheng Sh.L., Piao T.Y., Sun X.K. 1992. First discovery of the earliest angiospermous megafossils in the world // Science in China (B). P. 543-548 (in Chinese)

Sun G., Liu F.X. 2007. Discovery of *Tyrmia* from lower Cretaceous Chengzihe Formation in Jixi coal-bearing basin of Heilongjiang, China // Coal Geology and Exploration. Vol. 35. N 2. P. 1-5 (in Chinese)

Sun G., Zheng Sh.L., Jiang J.H., He Ch.Q. et al. 1999. Recent advance in study of Early Cretaceous biostratigraphy from Jixi coal-bearing Basin, Heilongjiang, China // Coal Geology and Exploration. Vol. 27. N 6. P. 1-3 (in Chinese)

Vachrameev V.A. 1991. Jurassic and Cretaceous floras and climates of the Earth. Cambridge: Cambridge University Press, 318 p.

Yang X.J. 2003. New material of fossil plants from the Early Cretaceous Muling Formation of the Jixi Basin, eastern Heilongjiang Province, China // Acta Palaeontologica Sinica. Vol. 42. N 4. P. 561-584.

Yang X.J., He Ch.Q., Li W.B., Piao T.Y. 2003. The discovery of marine dinoflagellates from the Early Cretaceous Muling Formation and its paleoenvironment // Chinese Science Bulletin. Vol. 48. N 14. P. 1553-1556 (in Chinese)

Zhang W., Zhang Zh.Ch., Zheng Sh.L. 1980. Paleontological atlas of Northeast China (Mesozoic and Cenozoic volume). Beijing: Geological Publishing House. P. 222-307 (in Chinese)

Zheng Sh.L., Zhang W. 1982. Fossil plants from Longzhaogou and Jixi groups in eastern Heilongjiang region // Bulletin of Shenyang Institute of Geology and Resources. Vol. 5. P. 277-382 (in Chinese)

Zheng Sh.L., Zhang W. 1983. A new genus of Pteridiaceae from the Late Jurassic, eastern Heilongjiang Province // Acta Botanica Sinica. Vol. 25. N 4. P. 380-384 (in Chinese).

Zhou Zh.Y., Chen G.Y., Shan W., Zhang Ch.B., Zhang Q.B., Zhang W., Pu R.G. 1980. Late Mesozoic stratigraphy and aspect of fossil plants of Jixi and Muling, Heilongjiang province // Bulletin of Nanjing Institute of Geology and Palaeontology. Vol. 1. P. 56-75 (in Chinese)

Zhu Y.H., He Ch.Q. 2003. The Middle Jurassic to the Early Cretaceous dinoflagellates assemblage sequence from eastern Heilongjiang // J. Stratig. Vol. 27. N 4. P. 282-288 (in Chinese).

СОВРЕМЕННЫЕ УСПЕХИ В ИЗУЧЕНИИ ВЕРХНЕГО МЕЛА И МЕЛ-ПАЛЕОГЕНОВОЙ ГРАНИЦЫ В РАЙОНЕ ЦЗЯИНЯ ПРОВИНЦИИ ХЕЙЛУНЦЗЯН, СЕВЕРО-ВОСТОК КИТАЯ

Г. Сунь^{1,2,3}, М.А. Ахметьев⁴, В.С. Маркевич⁵, Е.В. Бугдаева⁵, Ч.-Л. Сунь^{2,6}

¹Палеонтологический колледж, Шэньянский Педагогический Университет, Шэньян, КНР

²Ключевая лаборатория Эволюции древней жизни С-В Азии, Университет Цзилиня, Чанчунь, КНР

³Ключевая лаборатория Палеонтологии С-В Азии, Шэньян, КНР

⁴Геологический институт РАН, Москва

⁵Биолого-почвенный институт ДВО РАН, Владивосток

⁶Исследовательский Центр Палеонтологии и Стратиграфии, Университет Цзилиня, Чанчунь, КНР

RECENT ADVANCE IN STUDY OF UPPER CRETACEOUS AND THE K-PG BOUNDARY IN JIAYIN OF HEILONGJIANG, NE CHINA

G. Sun^{1,2,3}, M.A. Akhmetiev⁴, V.S. Markevich⁵, E.V. Bugdaeva⁵, C.-L. Sun^{2,6}

¹College of Paleontology, Shenyang Normal University, Shenyang, China

²Key-Lab for Evolution of Past Life in NE Asia, MOEC, (Jilin University), Changchun, China

³Key-Lab of Paleontology in NE Asia, MLRC, Shenyang, China

⁴Geological Institute RAS, Moscow

⁵Institute of Biology and Soil Science FEB RAS, Vladivostok

⁶Research Center of Paleontology and Stratigraphy, Jilin University, Changchun, China

The middle-upper Upper Cretaceous non-marine strata are well exposed in the right bank of the Heilongjiang (Amur) River in Jiayin of Heilongjiang, Northeast China, where is nearby the Zeya-Bureya Basin of Far Eastern Russia (Fig.1). There were two problems in the study of the Upper Cretaceous and its Cretaceous-Paleogene boundary (KPgB) for many years including (1) the age of previous «Furao Formation», and (2) how to find the KPgB in the Jiayin area. During 2002-2011, the authors and their collaborators had studied these subjects and with great progress.

The «Furao Formation» was named in 1981 by the Regional Geological Survey of Heilongjiang, China (RGSJ). Previously, the formation was determined as the deposits along the right bank of the Heilongjiang (Amur) River, as steep ridge shape in outcrop, nearby the village Xiaoheyuan of Wuyun, western Jiayin, with fine-grained sandstone, siltstone, carbonate mudstone intercalated a tuff bed ca. 0.9 m thick and conglomerate in the upper part of the formation. However, the age of the formation was argued as the Maastrichtian-Paleocene (Liu, 1990) or Maastrichtian only (BGMRH, 1993; Chen et al., 2004).

Since 2002, the authors and their collaborators have found a lot of fossil plants including palynomorphs in the siltstone and carbonate mudstone, and made radiometric dating the acid tuff, which revealed the age of the upper part of the formation as Danian (Sun et al., 2002, 2005; Markevich et

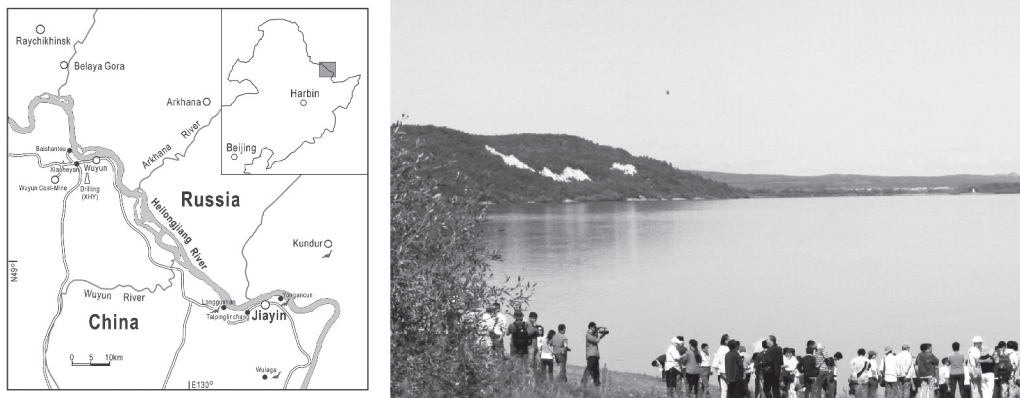


Fig. 1. Sketch map showing Xiaoheyuan of Jiayin, China and its neighboring Russian areas.

al., 2006; Suzuki et al., 2011). The results include (1) the upper part of the formation we found the plants *Ginkgo adiantoides* (Ung.) Heer, *Taxodium olrikii* (Heer) Brown, *Nyssa* sp., *Trochodendroides arctica* (Heer) Berry, *Archaeampelos acerifolia* (Newb.) Berry, *Tiliaephyllum tsagayanicum* (Krysht. et Baik.) Krassilov, *Platanus raynoldsii* (Newb.) Brown, etc., which are quite similar in floral characters of the lower Upper Tsagayan Subformation in the Belaya Gora of Zeya-Bureya Basin, Russia, indicating the Danian age; (2) palynologically, we found *Laevigatosporites*, *Triatriopollenites confusus* Zakl., *T. plicoides* Zakl., *Triporopollenites plicatus* Krutz., *Juglanspollenites* sp., *Caryapollenites* sp., *Carya gracilis* Mart., *Pterocaryapollenites* sp., etc. The «unica»- and «oculata»-type pollen suffer a sharp decrease in amount, *Aquilapollenites* with a few species. This assemblage (i.e. assemblage of *Triatriopollenites confusus*-*Aquilapollenites spinulosus*) is represented by *Triatriopollenites confusus*, *Momipites tenuipolus* Anders, *Rhoipites pissinus* Stanl., *Anacolosidites subtrudens* Zakl., *Aquilapollenites spinulosus* Funkh., and *A. procerus* Samoil., indicating the early Danian age also (Markevich et al., 2006, 2011); (3) newly radiometric dating showed the ages 61.7 ± 2.1 Ma (Fission-trace) and 64.1 ± 0.7 Ma (U-Pb) indicating the acid tuff aged in Paleocene (Suzuki et al., 2004; 2011).

While for uncovering the lower part of the Furao Formation, we made 3 drilling boreholes (XHY-2005, 2006, 2008) in the Xiaoheyuan area during 2005-2008 (Fig.2) and found the palynomorphs in the lower part of the «Furao Formation», including abundant monolete spores *Laevigatosporites*, taxodiaceous

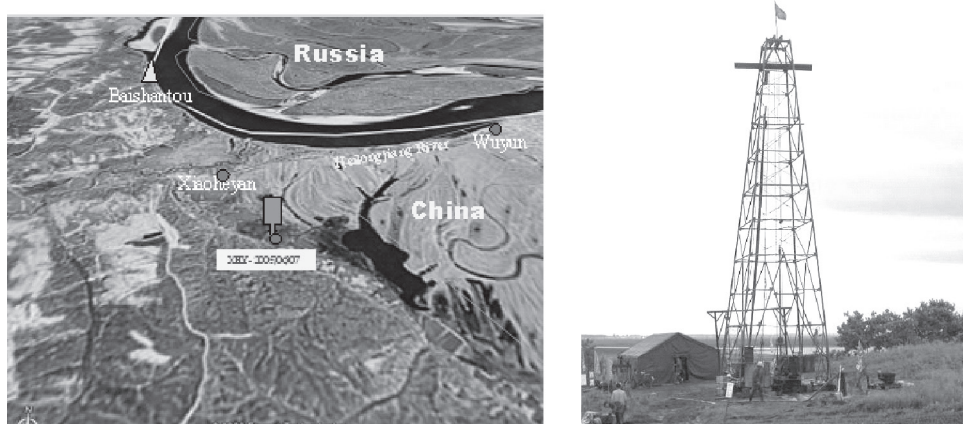


Fig. 2. Drilling site in Xiaoheyuan of Wuyun, Jiayin (2005-2008).

pollen, and rather diverse angiospermous pollen. The diversity of «unica»-type pollen increases, indicated by various *Aquilapollenites*, such as *A. attenuatus* Funkh., *A. rigidus* Nort., *A. spinulosus* Funkh., *A. stelckii* Sriv., *A. catenireticulatus* Sriv., *A. striatus* Funkh., *A. conatus* Nort., *A. insignis* N. Mtch., *A. subtilis* N. Mtch., *A. reductus* Nort., *A. procerus* Samoil., *A. amurensis* (Bratz.), *A. quadricretaceus* N. Mtch., and *A. rombicus* (Samoil.) Stanl. The other taxa include *Integricorpus bertillonites* N. Mtch., *I. bellum* N. Mtch., *Pseudointegricorpus clarireticulatum* (Samoil.) Takah., *Triprojectus amoenus* (Liu) Zhao. The most typical taxa *Marsypiletes cretacea*, *Aquilapollenites stelckii*, *Integricorpus bellum*, *Pseudointegricorpus clarireticulatum*, etc. are markable in the assemblage *Aquilapollenites stelckii*-*Pseudointegricorpus clarireticulatum*. The assemblage is nearly equivalent with the upper part of the Middle Tsagayan Subformation in Zeya-Bureya Basin, indicating the late Maastrichtian age (Markevich et al., 2006, 2011). Thus, the previous «Furao Formation» is divided into two geological parts, i.e. the upper part is the «Baishantou Member» belonging to the Wuyun Formation (Paleocene), while the lower part is the Furao Formation newly restricted with its biostratigraphic contents (Sun et al., 2002; 2005; 2011) (Fig.3).



Fig. 3. Working in Baishantou Member of Wuyun Fm (ex-upper Furao Fm) in Xiaoheyuan area.

Through the drilling work in the Xiaoheyuan nearby the Wuyun Town of Jiayin, the palynological study was very successful (Markevich et al., 2006, 2011). Mainly with the palynological evidences, combined with the analyses of paleomagnetism, geochemistry, radiometric dating, and other work, the K-Pg boundary in the Xiaoheyuan of Jiayin is defined within the interval of 20.00 m – 20.05 m in the borehole XHY-2006 (as a standard boundary), which is just between the top of Furao Formation (the uppermost Maastrichtian) and the base of Baishantou Member (the lowest Danian) (Fig. 4) (Sun et al., 2011). The definition of the K-Pg boundary in Jiayin is the first well documented non-marine K-Pg boundary in China and would be very significant for further study of the stratigraphic correlation with the neighboring Zeya-Bureya Basin of Russia, and also for better understanding the mass extinctions of dinosaurs in this area, even in the NE Asia.

References

- BGMRH. 1993. Regional geology of Heilongjiang Province. Geol Mem. 33. Beijing. P. 1-734
- Chen P.J., Wan X.Q., Jiang J.H., Li X.H., Cao L., et al. 2004. Search for the stratotype of the Furaoan Stage in Heilongjiang Province, Northeast China // J. Stratig. Vol. 28. N 2. P. 97-104.
- Godefroit P., Lauters P., Van Itterbeeck J., Bolotsky Yu.L., Dong Z.M., et al. 2011. Recent advances on the study of hadrosaurid dinosaurs in Heilongjiang (Amur) River area between China and Russia // Global Geology. Vol. 13. N 4. P. 160-191.

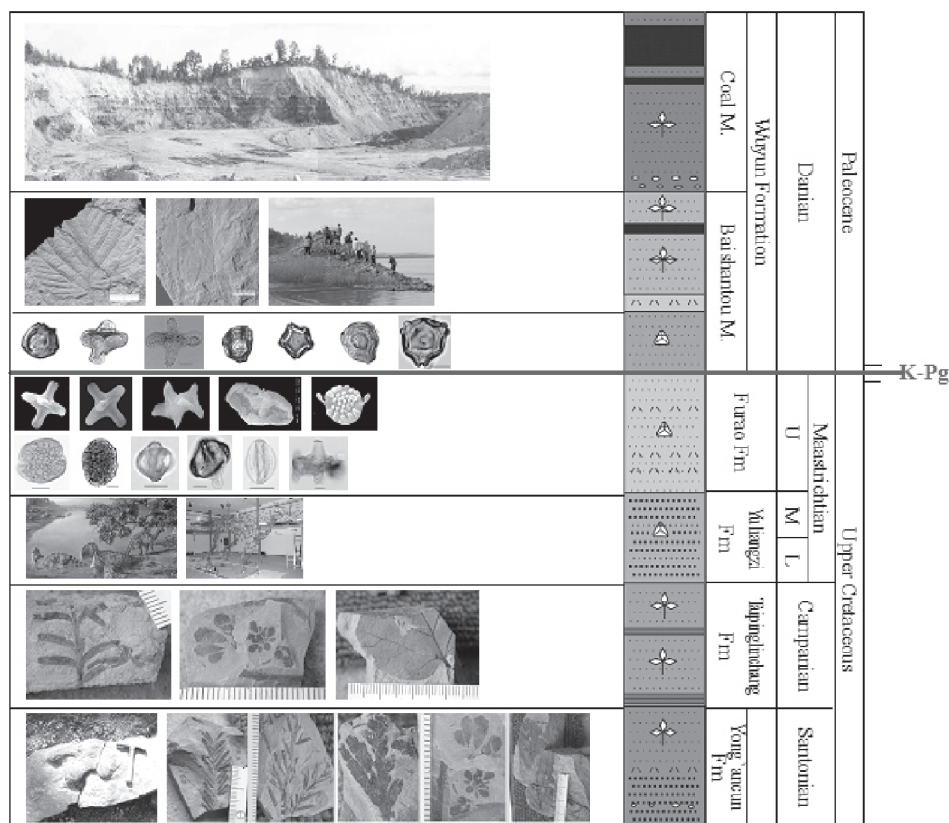


Fig. 4. Sketch stratigraphic column showing the K-Pg boundary in Jiayin of Heilongjiang, China.

Liu M.L. 1990. Upper Cretaceous and Tertiary palynofossil sequences in Northeast China // *J. Stratig.* Vol. 14. N 4. P. 277-285.

Markevich V.S., Sun G., Ashraf A.R., Bugdaeva E.V. 2006. The Maastrichtian-Danian palynological assemblages from Wuyun of Jiayin nearby the Heilongjiang (Amur) River // *Abstracts of the 2nd IPC, Beijing.* P. 526-527.

Markevich V.S., Bugdaeva E.V., Ashraf A.R., Sun G. 2011. Boundary of Cretaceous and Paleogene continental deposits in Zeya-Bureya Basin, Amur (Heilongjiang) River region // *Global Geology.* Vol. 14. N 3. P. 144-159.

Sun G., Akhmetiev M., Ashraf A.R., Sun Y.W., Bugdaeva E., Dilcher D.L., et al. 2002. In search of the Cretaceous-Tertiary boundary in Heilongjiang River area of China // *J. Geosci. Res. NE Asia.* Vol. 5. N 2. P. 105-113.

Sun G., Quan C., Sun C.L., Sun Y.W., Luo K.L., Lu J.S. 2005. Some new knowledge on subdivisions and age of Wuyun Formation in Jiayin of Heilongjiang, China // *J. Jilin Univ. (Earth Science Edition).* Vol. 35. N 2. P. 137-142.

Sun G., Akhmetiev M., Golovneva L., Bugdaeva E., Quan C., et al. 2007. Late Cretaceous plants from Jiayin along Heilongjiang River, Northeast China // *CFS.* Vol. 258. P. 75-83.

Sun G., Akhmetiev M., Markevich V., Ashraf A., Bugdaeva E., et al. 2011. Late Cretaceous biota and the K-Pg boundary in Jiayin of Heilongjiang, China // *Global Geology.* Vol. 14. N 3. P. 115-143.

Suzuki S., Sun G., Knittel U., Danhara T., Iwano H. 2011. Radiometric zircon ages of a tuff sample from the Baishantou Member of Wuyun Formation, Jiayin // *Acta Geol. Sinica.* Vol. 85. N 6. P. 1351-1358.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие	7
Акинин В.В. Изотопно-геохронологическое изучение мелового вулканизма Охотско-Чукотского вулканогенного пояса	9
Алексеев В.П. О некоторых моделях осадконакопления нижнемеловых отложений Западной Сибири	13
Алексеев В.П., Валеев Р.А., Генераленко О.С., Лац С.А., Щергина Е.А. Фациальный состав нижнемеловых отложений широтного Приобья (Западная Сибирь)	16
Алексеев П.И. Позднемеловые растения из местонахождения Обжоринский яр (Красноярский край, Чулымо-Енисейский район)	20
Алифанов В.Р. Этапы эволюции динозавров в позднем мелу Азии	23
Аркадьев В.В., Барабошкин Е.Ю., Гужиков А.Ю. О границе юры и мела	27
Аркадьев В.В., Барабошкин Е.Ю., Багаева М.И. и др. Новые данные по био- и магнитостратиграфии берриасских отложений Центрального Крыма	31
Аухатов Я.Г. Надвиговые движения в Западной Сибири и некоторые вопросы нефтеносности ачимовских отложений в разрезах баженовской свите	34
Афонин М.А. Ископаемые древесины <i>Protocedroxylon</i> и <i>Xenoxylon</i> из нижнемеловых (апт-альбских) отложений российского Дальнего Востока	37
Афонин М.А., Попов А.М. Первая находка ископаемой древесины <i>Taxaseoxylon</i> в нижнемеловых отложениях российского Дальнего Востока	40
Барабошкин Е.Е., Барабошкин Е.Ю. Строение и условия образования альбского каменного дна в районе с. Черноречье (ЮЗ Крым)	42
Барабошкин Е.Ю., Барабошкин Е.Е., Стародубцева И.А. О так называемых «медузах» из берриасских отложений Рязанской области (Русская плита)	45
Басов В.А., Преображенская Э.Н., Быстрова В.В. Фораминиферы позднего валан- жина-готерива в разрезе картировочной скважины на Земле Бунге (Новосибирские острова)	48
Бейзель А.Л. Значение опорных разрезов нижнего мела Сибири в познании клиноформного строения неокома Западной Сибири	52
Бирюков А.В. Комплекс эласмобранхий (<i>Chondrichthyes</i>) из нижнего сеномана Поволжья	55
Благовещенский И.В. Эпитонииды (<i>Gastropoda, Epitoniidae</i>) из нижнего мела Ульяновского Поволжья	58
Бойко Н.И. Литолого-фациальные особенности и условия образования сеноманско- нижнетуронской терригенно-карбонатной формации Северного Кавказа	61
Болотский И.Ю. Необычная зубная коронка тираннозаврида из верхнемеловых отложений Амурской области	64
Бондаренко Н.А., Любимова Т.В. Одномерные статистические модели в стратигра- фии маастрихта Северо-Западного Кавказа	67
Бугдаева Е.В., Маркевич В.С., Волынец Е.Б. и др. Раннемеловые растения- углеобразователи Раздольненского бассейна (Южное Приморье)	70
Вишневская В.С. Руководящие и маркирующие меловые таксоны радиолярий тихоокеанской провинции России	72
Вишневская В.С., Копаевич Л.Ф. Верхнемеловые зональные подразделения для Крымско-Кавказского региона по радиоляриям и фораминиферам	75
Волынец Е.Б. Среднемеловая флора Раздольненского бассейна Приморья	78
Волынец Е.Б., Маркевич В.С. Вклад биостратиграфов в изучение мела Приморья	81
Вукс В.Я. Пограничные юрско-меловые отложения Западного Кавказа	84

Габдуллин Р.Р., Самарин Е.Н., Иванов А.В. и др. Астрономо-климатические циклы в разрезе верхнемеловых отложений Саратовского Поволжья	87
Герман А.Б. Парниковый климат мелового периода: гипотезы и противоречия	90
Головнёва Л.Б. Развитие и пространственная дифференциация позднемеловых флор Охотско-Чукотского вулканогенного пояса	92
Голозубов В.В. Геодинамические обстановки при формировании меловых комплексов Сихотэ-Алиня	96
Горовая М.Т. Палинофлора котиковской серии полуострова Терпения (Восточный Сахалин)	97
Грабовский А.А. Разнообразие голосеменных растений в позднемеловой анадырской флоре Восточной Чукотки	100
Гужиков А.Ю., Беньямовский В.Н., Барабошкин Е.Ю. и др. К вопросу о нижней границе маастрихта в Саратовском Поволжье	103
Гужиков А.Ю., Барабошкин Е.Ю., Беньямовский В.Н. и др. Предварительные био- и магнитостратиграфические данные по кампану-маастрихту плато Актолагай (Казахстан) . . .	107
Гужикова А.А., Цельмович В.А., Гужиков А.Ю. и др. Петромагнитные данные, как возможный индикатор повышенных концентраций космогенных частиц в маастрихте карьера «Большевик» (г. Вольск, Саратовская обл.)	110
Гусев В.В. Перспективы нефтегазоносности юрских и меловых отложений Самарской области	114
Гусев В.В., Бортникова М.П., Коновалова А.А. Изучение опорных разрезов Самарской области в рамках полевых практик	117
Дербекко И.М. Роль вулканогенной составляющей при корреляции разрезов нижнего мела Бурей-Цзямусинского супертеррейна	120
Жуланова И.Л., Гульпа И.В., Котляр И.Н. К проблеме трехчленного деления меловой системы: новые геохронометрические и геохимические данные о флороносной тыльпэгыргынайской свите (хребет Пекульней, Чукотка)	124
Зуева И.Н., Чалая О.Н., Каширцев В.А. и др. Геохимия органического вещества меловых отложений Индигиро-Зырянского прогиба	127
Зябрев С.В. Меловая аккреционная система Сахалина	131
Игольников А.Е. О подзональном делении берриаса Сибири	132
Калинин Е.А. Схема биостратиграфического расчленения ярусного и зонального уровней морского нижнего мела на севере Сихотэ-Алиня на основе слоев с <i>Bivalvia</i> и <i>Ammonoidea</i> (Дальний Восток России)	136
Карогодин Ю.Н. Стратиграфический фактор, как один из важнейших (и общих) в формировании залежей и месторождений-гигантов битумов, нефти и газа бассейнов мира (на примере мела)	139
Карогодин Ю.Н., Эпов М.И., Ухлова Г.Д., Хакимов Э.М. Нефтегазоносные комплексы в моделях литмостратиграфии и сиквенс-стратиграфии (на примере мела Западной Сибири)	142
Кириллова Г.Л. Меловые экосистемы юго-восточной континентальной окраины России и их эволюция	145
Киселева А.А., Рождествина В.И., Сорокин А.П. Метод газовой хроматографии в решении вопросов палеорекострукции и определения растений-углеобразователей	148
Коваленко С.В. Структурно-формационные особенности нижнемеловых отложений Сихотэ-Алиня	151
Кодрул Т.М., Маслова Н.П., Теклева М.В., Головнева Л.Б. Комплекс меловых платаноидных репродуктивных структур и листьев из местонахождения Кундур, Амурская область	155

Кобаевич Л.Ф., Никишин А.М., Вишневская В.С. и др. Распределение водных масс и динамика палеогеографии Крымско-Северо-Кавказского региона в позднем мелу	158
Коромыслова А.В., Пахневич А.В., Барабошкин Е.Ю. Микротомографическое исследование проблематичных сферических колоний из маастрихта Западного Казахстана .	161
Коромыслова А.В. Распространение мшанок <i>Onychochella inelegans</i> , <i>O. rowei</i> и <i>O. mimosa</i> в позднем мелу Евразии	164
Косенко И.Н. Позднеюрские и раннемеловые устрицы (<i>Bivalvia</i> , <i>Ostreoidea</i>) Сибири: систематика, распространение, палеоэкология	167
Котляр И.Н., Жуланова И.Л., Русакова Т.Б. Возможности использования данных цирконометрии в стратиграфии неморского мела (на примере Охотско-Чукотского вулканогенного пояса)	171
Крапивенцева В.В. Состав и цикличность меловых отложений Буреинского бассейна в связи с нефтегазоносностью (Дальний Восток России)	174
Куриленко А.В., Ядрищенская Н.Г. Проблемы стратиграфии нижнемеловых отложений Юго-Восточного Забайкалья	177
Лебедева Н.К. Палинофлоры среднего и позднего мела Западной Сибири: структура, географическая дифференциация, этапность развития	181
Лызганов А.В., Волюнец Е.Б. Памяти А.В. Олейникова – геолога, стратиграфа	185
Маленкина С.Ю. Строение уникальной нижнемеловой фосфоритовой плиты в Котельниках (Подмосковье)	188
Малиновский А.И. Павел Владимирович Маркевич – седиментолог, стратиграф (80 лет со дня рождения)	191
Манцурова В.Н. Нижний мел Среднего Каспия	193
Маринов В.А. Берриасские фораминиферы дельты реки Лена	197
Маркевич В.С., Бугдаева Е.В. Трипроектатная пыльца в позднемеловых и палеогеновых палинофлорах Востока Азии	201
Маркевич В.С., Ковалева Т.А., Нечаев В.П. и др. Палиностратиграфия Пореченского угольного разреза (Раздольненский бассейн, Приморье)	204
Маслова Н.П., Кодрул Т.М., Василенко Д.В. Меловые бактериоморфные структуры в головчатых соплодиях платаноидов из местонахождения Кундур, Амурская область	208
Медведева С.А. Нижнемеловые отложения Западного Сихотэ-Алиня: вещественный состав, геохимия	210
Микадзе Х.Э., Гавтадзе Т.Т., Менабде А.А., Чхаидзе З.М. Условия обитания фораминифер и наннопланктона в позднемеловом флишевом бассейне Восточной Грузии (Местиа-Тианетская зона)	213
Микерина Т.Б. Эволюция и нефтегазоносность мелового осадочного бассейна Западного Предкавказья и Северо-Западного Кавказа	216
Михайлова И.А., Барабошкин Е.Ю., Шумилкин И.А. Уникальные находки раннеаптских гетероморфных аммонитов Ульяновского Поволжья (Русская плита)	220
Моисеева М.Г., Соколова А.Б., Герман А.Б. Позднемеловая аянкинская флора Охотско-Чукотского вулканогенного пояса: новые данные	223
Нечаев В.П. Меловой поворот геологической эволюции	226
Палечек Т.Н. Меловые радиолярии Шипунского полуострова (Восточная Камчатка) . .	232
Первушов Е.М. Колониальные формы позднемеловых гексактинеллид (<i>Porifera</i>)	234
Первушов Е.М. Стратиграфическая приуроченность скелетных губок в породах верхнего мела Русской плиты	237

Пещевицкая Е.Б. Волжско-валанжинская последовательность спорово-пыльцевых комплексов в разрезе на р. Оленек (север Сибири): биостратиграфия и корреляция	240
Пинчук Т.Н. Микрофауна нижнемеловых отложений междуречья Убин-Абин (Северо-Западный Кавказ)	243
Платонов Е.С. Тинтиниды из берриасских отложений Восточного Крыма (бассейн реки Тонас)	247
Плетнев С.П., Мельникова М.Е., Смирнова О.А. и др. Геологическое развитие гайотов Магеллановых гор и сопредельных районов в меловое время	251
Подобина В.М., Ксенева Т.Г. Фораминиферы и биостратиграфия сеномана-турона Западной Сибири	254
Подобина В.М., Татьянанин Г.М. Новые данные по биостратиграфии альба Западной Сибири (по фораминиферам)	256
Пономаренко А.Г. Граница юра-мел в континентальных отложениях Восточной Азии: свидетельства эволюции насекомых	259
Попов Е.В., Бирюков А.В. Кархаринообразные акулы (Elasmobranchii: Carcharhini-formes) в сеномане Поволжья	262
Прохорова П.Н., Развозжаева Е.П. Оценка перспектив нефтегазоносности меловых отложений Буреинского бассейна на основе моделирования термической истории	264
Ревенок Я.Н., Рождествина В.И. Рентгеноструктурные исследования аутигенных минералов верхнемеловых костеносных отложений Приамурья	267
Рождествина В.И., Ревенок Я.Н. и др. Минералого-геохимические индикаторы литогенеза верхнемеловых костеносных отложений Среднего Приамурья	271
Рязанова Т.А. Нефтегазообразование в меловых толщах осадочных бассейнов российского Дальнего Востока и Восточного Китая	274
Савельев С.В. Адаптивная эволюция головного мозга меловых динозавров	277
Савельева Ю.Н., Шурекова О.В., Аркадьев В.В. Биостратиграфическая характеристика (аммониты, остракоды, палиноморфы) пограничных альб-сеноманских отложений Юго-Западного Крыма	280
Сельцер В.Б. Полнота стратиграфической последовательности верхнемеловых отложений Вольских карьеров (Саратовская область) и вопросы совершенствования субрегиональной схемы	284
Смокотина И.В. Палинокомплексы валанжина и готерива юга Средней Сибири и Приенисейской части Западной Сибири	288
Снигиревская Н.С. Не является ли ошибочным представление о широком распространении рода <i>Nelumbo</i> в меловых флорах	292
Соколова Е.А., Кочетов О.Ю. Климатическая зональность Атлантического и Тихого океанов в сеномане по планктонным фораминиферам	295
Спайсер Р.Э., Герман А.Б., Спайсер Т.Э.В. База данных по макроостаткам меловых-палеогеновых растений Арктики	299
Стародубцева И.А. А.П. Павлов и его вклад в изучение меловых отложений европейской России	300
Тарарин И.А. Проблема стратиграфии меловых метаморфических комплексов Срединного хребта Камчатки	304
Теклева М.В., Маркевич В.С., Бугдаева Е.В., Ге Сунь. Морфология и ультраструктура <i>Aquilapollenites subtilis</i> N. Mtchedlishvili	307

Тибиллов И.В. К генезису меловых стратифицированных вулканитов Чукотки	309
Точилина С.В., Попова-Голл И.М., Василенко Л.Н. Переотложение меловых осадков по разрезам г. Детройт и западного склона хребта Витязь	312
Урман О.С., Дзюба О.С., Шурыгин Б.Н. Предварительные результаты изучения Кашпирского разреза (Среднее Поволжье)	318
Филатова Н.И. Специфика формирования и трансформации синсдвигового турбидитового бассейна мела-палеоцена окраины Востока Азии	322
Чухланцева Е.Р., Чернова О.С. Сеноманские дельтовые природные резервуары Западной Сибири (на примере пласта ПК ₁ ³ Мессояхской группы месторождений)	325
Шапорина М.Н., Казаненков В.А. Геологическое строение региональных резервуаров апт-альб-сеномана северных и арктических областей Западно-Сибирской нефтегазоносной провинции и особенности распространения в них залежей углеводородов	328
Щепетов С.В., Герман А.Б. Проблемы биостратиграфии континентального мела Северо-Востока Азии	331
Яковишина Е.В., Одинцова А.А., Овечкина М.Н. и др. Терминальный маастрихт разреза реки Дарья (Предкавказье)	336
Чулуун М., Грант Х., Овгон Б., Гантомор Т. Верхнемеловой строматолитовый биостром (Южная Монголия)	339
Сунь Ч.-Л. Открытие раннемеловых растений и морских двустворок в Северо-Западном Хейлунцзяне и его палеоклиматическое и палеогеографическое значение	342
Сунь Г., Ахметьев М.А., Маркевич В.С. и др. Современные успехи в изучении верхнего мела и мел-палеогеновой границы в районе Цзяиня провинции Хейлунцзян, северо-восток Китая	346
Оглавление	350

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

**Материалы
Седьмого Всероссийского совещания
с международным участием**

10-15 сентября 2014 г., г. Владивосток, о. Русский

Отпечатано с оригинал-макета
подготовленного Т.М. Михайлик
в Дальневосточном геологическом институте ДВО РАН,
минуя редподготовку в «Дальнауке» ДВО РАН

Обложка Е.Б. Волынец, ВП. Маркевич

Подписано в печать 25.08. 2014
Печать офсетная. Формат 60x84/8. Бумага мелованная.
Усл. п. л. 44,5. Уч.-изд. л. 42,93.Ртираж 150 экз. Заказ 74

Издательство «Дальнаука» ДВО РАН
690041, г. Владивосток, ул. Радио, 7

Отпечатано в Информационно-полиграфическом хозрасчетном центре
ТИГ ДВО РАН
690041, г. Владивосток, ул. Радио, 7