

## ПРОБЛЕМЫ СТРАТИГРАФИИ И ПАЛЕОГЕОГРАФИИ ПАЛЕОГЕНА СРЕДНИХ ШИРОТ ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЕВРАЗИИ

М.А. Ахметьев

*Геологический институт РАН, 119017, Москва, Пыжевский пер., 7, Россия*

Современные представления о геологической истории, палеогеографии и палеобиогеографии средних широт Центральной Евразии в палеогене были заложены во второй четверти прошлого столетия А.Л. Яншиным. Рассмотрены основные этапы геологического развития Западно-Сибирской и Туранской плит, а также Тургайского прогиба. В палеоцене и эоцене они являлись ключевыми звеньями единой меридиональной морской коммуникационной системы, связывающей Арктический океан с Тетисом. До возникновения широтного Альпийско-Гималайского орогенного пояса Тетис с его окраинными морями образовывали единую шельфовую акваторию. Наиболее тесные связи водных масс и биотического обмена между ними были в танете и первой половине ипра. Это сопровождалось активным теплопереносом из тропических в высокие широты по всей системе внутренних шельфовых морей и проливов. С конца палеоцена меридиональная система была дополнена и осложнена широтной системой проливов, обеспечивающей связь морей Северного Перитетиса с Североморским бассейном и Атлантикой. Сочетание двух морских коммуникационных систем до конца эоцена определяло динамику климата этого региона. Влияние Арктического бассейна в большей степени отражалось на составе холодноводного бентоса, а Тетиса — на планктонной биоте фотического слоя. В заключительный этап морского осадконакопления в тавдинский век Западно-Сибирский внутренний бассейн был уже полностью изолирован от Арктического и открыт через Тургайский пролив только в Туранское море. В периоды низкого стояния уровня Мирового океана происходило формирование «азолловых» слоев в условиях опреснения поверхностных вод и дизоксии придонных, населенных угнетенной бентосной биотой. На рубеже эоцена и олигоцена с исчезновением тавдинско-чеганского моря на обширных пространствах Западной Сибири, Тургай и Северного Приаралья начала формироваться речная сеть. Она была ориентирована с севера на юг в условиях нестабильного умеренно-теплого (до субтропического) климата с переменной влажностью. Окончательное становление мезофитной листопадной хвойно-широколиственной флоры тургайского экотипа завершилось к концу раннего олигоцена.

*Палеоген, палеоцен, эоцен, олигоцен, климат, меридиональная и широтная коммуникационные системы проливов, азолловые слои, диноцисты, прасинофиты, диатомовые водоросли, радиолярии, крупные и мелкие бентосные фораминиферы, споры и пыльца, растительные мегафоссилии, Западно-Сибирская плита, Туранская плита, Тургайский пролив.*

## PROBLEMS OF PALEOGENE STRATIGRAPHY AND PALEO GEOGRAPHY IN THE MIDDLE LATITUDES OF EURASIA

M.A. Akhmet'ev

The present-day notions of the Paleogene history, paleogeography, and paleobiogeography of Central Asia middle latitudes are based on studies carried by A.L. Yanshin in the second quarter of the 20th century. Here, main phases in the geologic history of the West Siberian and Turan Plates and Turgai depression are considered. In the Paleocene and Eocene, these regions were key links of a continuous meridional marine communication system connecting the Tethys and Arctic Oceans. Before the emergence of the latitudinal Alpine-Himalayan orogenic belt, the Tethys and its marginal seas formed a united shelf area. The closest linkage of the water bodies and biota exchange between them existed in the Thanetian and in the first half of the Ypresian. There was intense heat transfer from tropical to higher latitudes through the entire system of epeiric seas and straits. From the end of the Paleocene, this system was supplemented and complicated by latitudinal straits that ensured the connection of the seas of the Northern Peri-Tethys with the Northern Sea basin and the Atlantic. The combination of two sea systems determined the climatic history of this region from the Paleocene till the Late Eocene. The Arctic Basin influenced mainly the structure of cold-water benthos, and the Tethys, the composition of planktonic biota in the photic zone. During the Bartonian and Priabonian, in the last phase of marine sedimentation, the West Siberian epeiric sea was completely isolated from the Arctic Basin and connected only with the Turan sea through the Turgai strait. The Azolla beds accumulated during the low stand of the World Ocean in desalted surface waters and in disoxic bottom waters inhabited by depauperated benthos. At the Eocene/Oligocene boundary, the drainage of the Tavda-Chegan sea was followed by the formation of an N-S-directed river network in the vast areas of West Siberia, Turgai, and the northern cis-Aral region. The climate was unstable, moderately warm to subtropical, with variable humidity. The formation of the Turgai ecotype of mesophytic conifer-broadleaved flora was completed by the end of the Early Oligocene.

*Paleogene, Paleocene, Eocene, Oligocene, climate, meridional and latitudinal communication systems of straits, Azolla beds, dinoflagellates, prasinophytes, diatoms, radiolarians, large and small benthonic and planktonic foraminifera, spores and pollen, plant megafossils, West Siberian Plate, Turan Plate, Turgai strait*

## ВВЕДЕНИЕ

Наиболее ранние научно-обоснованные сведения о мезозойско-кайнозойской истории развития средних широт Центральной Евразии на примере Туранской плиты были опубликованы А.Л. Яншиным [1953] в виде крупного регионального обобщения. В этой работе впервые в практике советских геологов на основе многолетних картировочных, поисковых и разведочных (на бокситы и агропромышленные руды) исследований были подробно изложены данные о последовательности свит, об их латеральном распространении, фациальных изменениях и колебаниях их мощностей. Эти представления А.Л. Яншина были уточнены и дополнены новыми данными в двух коллективных работах [Геология..., 1970; Геология..., 1971], вышедших под его редакцией. Не потеряли своей научной значимости материалы А.Л. Яншина и на современном этапе. Так, в одной из последних по времени разработок геологов Казахстана и России по северной части Прикаспийской впадины и смежной с ней частью Туранской плиты вместе с Тургайским прогибом они, в виде историко-геологических колонок, являются базовыми для всех литолого-палеогеографических, структурных и палинспастических реконструкций [Атлас..., 2002].

### СТРАТИГРАФИЧЕСКАЯ ОСНОВА ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИХ ПОСТРОЕНИЙ

А.Л. Яншин [1953] одним из первых на основе анализа стратиграфических данных обратил внимание на многие черты сходства в формировании мезозойско-кайнозойских осадочных чехлов Туранской и Западно-Сибирской плит и особенно их палеогеновых частей. Его представления об этом сходстве основывались на всестороннем изучении мезозойских, главным образом меловых, а также кайнозойских отложений Туранской плиты с Тургайским прогибом, Прикаспийской впадины и Южного Урала. Оно заключалось в установлении стратиграфической последовательности толщ осадочного чехла, уточнения их возраста, литологии, фациальных обстановок формирования, а также воссоздании геологической истории и описании палеогеографии этой обширной территории. При изучении морского верхнего мела приаральской части Туранской плиты А.Л. Яншиным было установлено последовательное фронтальное развитие морской трансгрессии с юго-запада на северо-восток начиная с сеномана. Более значительное развитие бассейн получил в кампане, когда впервые произошло соединение Тетического и Арктического бассейнов через Тургайский пролив. Максимальных же размеров морской бассейн достиг в первой половине маастрихта. Континентальные фации к этому времени почти повсеместно заместились морскими. А.Л. Яншин [1953] доказал отсутствие датских отложений в Приаралье и зафиксировал размыв меловых толщ в основании морского палеогена. Это направление исследований по морским позднемеловым и палеогеновым отложениям продолжает плодотворно развиваться в настоящее время учениками и последователями А.Л. Яншина, в том числе и на разрезах южной части Сибири [Беньямовский и др., 2002].

Стратиграфическая схема палеогена Приаралья, разработанная А.Л. Яншиным [Яншин, 1943, 1948, 1953; Яншин и др., 1961], так же как и возрастные аналоги всех ее подразделений в других регионах Туранской плиты, включая Тургайский прогиб, выдержала проверку временем. Незыблемой осталась установленная им морская триада палеогена: глинистая (с песками и песчаниками в нижней части) тасаранская свита, впервые описанная в работе [Яншин, 1953], и глинистая чеганская свита, выделенная О.С. Вяловым [Стратиграфический словарь..., 1956], практически повсеместно разделенные песчаным литостратоном — саксаульской свитой, предложенной А.Л. Яншиным [1953], и имеющим в составе кроме песчаников конгломераты.

Дискуссионность положения границы эоцена и олигоцена в Северном Приаралье и Устюрте относительно границ местных стратоноров морского генезиса подробно рассмотрена в крупной обобщающей сводке [Стратиграфия..., 1975]. Современные данные по стратотипам тасаранской (г. Тасаран), саксаульской (г. Терменбес у ст. Саксаульская) и чеганской (в долине р. Чеган, Северный Устюрт) свит, по мнению В.Н. Беньямовского с соавторами [1995] и других специалистов, проводивших геологическую съемку Туранской плиты, позволяют определенно говорить о принадлежности тасаранской свиты частично ипрскому, а частично лютетскому ярусам эоцена (но не бартонскому). Основная часть саксаульской свиты имеет бартонский возраст, а ее базальные слои, возможно, еще лютетский. Чеганская свита, за исключением базальных слоев в Тургае, относится к приабонскому ярусу верхнего эоцена. В типовом разрезе ащеайрыкской свиты (овраг Ащеайрык, Северный Устюрт) граница эоцена и олигоцена совпадает с подошвой этой свиты (соответственно, с кровлей чеганской) [Стратиграфия..., 1975; Цирельсон и др., 1996], что не позволяет предполагать возраст даже слоев кровли чеганской серии раннеолигоценным. Ранее [Стратиграфический словарь..., 1956; Стратиграфия..., 1975] чеганскую свиты различные исследователи относили к переходному интервалу верхнего эоцена — нижнего олигоцена. Необходимо подчеркнуть, что уточнения коснулись возраста тасаранской, саксаульской и чеганской свит в значительной степени в связи с переходом российских биостратиграфов при хроностратиграфическом расчленении палеогена с российской версии Общей стратиграфической шкалы [Стратиграфия..., 1975] на Международную стратиграфическую шкалу этой системы [Корень, Грундан, 2009].

В современной трактовке сейсмостратиграфических данных геологическое строение палеогеновых отложений Северного Приаралья и Северо-Восточного Устюрта [Антипов и др., 2011] представляет собой две типичные клиноформы — тасаранскую и саксаул-чеганскую. Автор настоящей статьи также наблюдал в саксаул-чеганском комплексе характерные фациальные замещения по площади (и в стратиграфическом разрезе) глинистых пачек песчаными, а песчаных глинистыми. Такие фациальные переходы в пограничном интервале саксаульской и чеганской свит фиксировались и ранее [Стратиграфия..., 1975]. Возникает вопрос, можно ли по этим данным судить о значительном латеральном скольжении возраста отдельных элементов разреза внутри этих осадочных комплексов, что должно проявляться в типичных клиноформах, и отказываться от употребления выделенного А.Л. Яншиным трехчленного морского литокомплекса — глинистой тасаранской, песчаной саксаульской и глинистой чеганской свит? По-видимому, такое решение преждевременно. Если считать доказанным такую изохронность границ, то возникает и второй вопрос — об объемах перерывов между отдельными элементами комплексов и между самими комплексами. Подчеркнем, что, учитывая отмеченные выше возрастные датировки тасаранской, саксаульской и чеганской свит, объемы такого хроностратиграфического скольжения границ этих стратонтов должны быть относительно кратковременными.

Еще меньше трансформаций по сравнению со стратиграфическими схемами А.Л. Яншина претерпела континентальная часть палеогеновой шкалы. Впервые предложенные четыре местных стратиграфических подразделения [Формозова, 1949], ранее объединенные О.С. Вяловым [1934] в континентальную тургайскую серию, были детально изучены А.Л. Яншиным [1953] в разрезах Приаралья. Он установил закономерности их распределения по латерали и доказал одновозрастность с морскими комплексами. Это фациально-изменчивые кутанбулакская (глины, алевролиты, оолитовые железные руды) и чиликтинская (глины с прослоями песков и алевролитов) свиты, солоновато-водная — жаксыкыльчская (возрастной аналог соленовского горизонта — алевролиты, пески, песчаники) и перекрывающая их с размывом чаграйская свита (пески, линзы песчаников и конгломератов). Последовательный набор этих стратонтов неизменно переходит из одной унифицированной схемы этого региона в другую, с каждым разом более совершенную [Стратиграфия..., 1975].

В отношении возраста тургайской серии следует отметить следующее. В Международной геохронологической шкале олигоцен всегда был двучленным. В нашей (советской и российской) шкале по недоразумению олигоцен до 1989 г. был трехчленным [Стратиграфия..., 1975], а ныне рассматривается в объеме только двух ярусов: нижнего — рюпельского и верхнего — хаттского [Стратиграфический кодекс..., 2006]. Датировки континентальных свит палеогена Туранской плиты и ныне принимаются в трактовке А.Л. Яншина с учетом современного двучленного, а не трехчленного деления олигоцена. С ликвидацией «среднего олигоцена» нижние три члена тургайской серии целиком относятся к нижнему олигоцену.

### **О СВЯЗЯХ ТУРАНСКОГО И ЗАПАДНО-СИБИРСКОГО ПАЛЕОГЕНОВЫХ МОРЕЙ С ОТКРЫТЫМИ АКВАТОРИЯМИ**

Любые попытки разобраться в палеогеновой истории средних широт Центральной Евразии, определяющей развитие природной обстановки азиатского континента, кроме Притихоокеанской окраины, в той или иной степени связаны с именем А.Л. Яншина. Его пионерные работы 1930—1940-х годов в Тургае, Приаралье и Южном Урале уже в начале 50-х годов прошлого столетия были положены в основу исследований сотрудников ВСЕГЕИ (г. Санкт-Петербург) во главе с Н.К. Овечкиным, алма-атинских геологов под руководством В.В. Лаврова и группы Н.Н. Ростовцева во ВСЕГЕИ. Для Башкирии и Южного Урала исследования А.Л. Яншина до сих пор являются основным источником информации при выяснении соотношения морских и континентальных фаций палеогена. При площадных съемках региональными управлениями и трестом «Аэрогеология» в легенды к геологическим картам м-ба 1:200 000 были введены все литостратоны палеогена, выделенные А.Л. Яншиным [1953] и Л.Н. Формозовой [1949].

Все перечисленные регионы, особенно Тургайский прогиб, в раннем палеогене являлись ключевыми звеньями единой коммуникационной системы, связывающей Тетис через Туранское и Западно-Сибирское внутреннее море с Арктическим бассейном. Сквозной характер этой системы для раннего палеогена и прерывистый со встречными векторами направленности связей в лютете позже были более убедительно обоснованы и неоднократно подтверждены. Это отражено в публикациях [Зальцман, 1968; Мартынов, 1973; Шацкий, 1978, 1984], в работах авторов последней региональной стратиграфической схемы палеогена Западной Сибири — В.С. Волковой с соавторами [2002a], а также членов комиссии по палеогеновой системе МСК России [Ахметьев и др., 2001a,б, 2004, 2008, 2010; Ахметьев, Беньямовский, 2006]. Особую актуальность проблема морских коммуникаций приобретает в настоящее время из-за геополитических противоречий в установлении принадлежности Арктического шельфа к структурам окружающих континентов.

Сформировавшись в позднем мелу как активно функционирующая меридиональная морская система между Арктикой и Тетисом, она после глобального перерыва на рубеже мела и палеогена вновь восстановилась со среднего дания и просуществовала до лютета. С эоцена она была дополнена и осложнена широтной системой проливов, связавшей окраинные и внутренние моря Северного Перитетиса с Атлантикой.

Таким образом, палеогеографический рисунок Центральной Евразии с пограничного рубежа палеоцена и эоцена до лютета определялся двумя одновременно действующими системами связей внутренних акваторий с открытыми океаническими. На протяжении палеоцена и эоцена влияние Арктического бассейна в большей степени отражалось на составе холодноводного бентоса, а Тетиса — на биоте фотического слоя, особенно в позднем палеоцене и раннем эоцене. Со среднего эоцена, по мере развития коллизии Индостанской плиты с азиатским континентом, планктонная микробиота распространялась с юга уже не из Тетиса, а из окраинного Туранского моря в Тургайский пролив, а через него в Западно-Сибирское море. Холодноводная бентосная фауна последнего была более эндемичной [Ахметьев, Беньямовский, 2006; Ахметьев и др., 2010].

В отличие от представлений о непрерывности палеогенового морского осадконакопления в пределах Западно-Сибирской плиты, последними исследованиями установлен ряд перерывов, связанных с блоковыми подвижками фундамента и эвстатическими колебаниями, а также обнаружены признаки частичных размывов ранее сформированных осадков в период перестройки режимов седиментации. Это подтверждается не только литологическими наблюдениями, но и появлением переотложенных палиноморф в базальных пачках более молодых литостратонов. Перерывы приводили к ослаблению или напротив усилению влияния на гидрологический режим и осадконакопление во внутреннем бассейне открытых акваторий, расположенных к северу и югу от Западно-Сибирского моря.

Наибольших амплитуд морские трансгрессии эвстатической природы достигали в ипрском веке, особенно в раннем ипре, а также в середине лютета, в начале второй половины бартонского века и в позднем приабоне. Ипрские и лютетские трансгрессии имели встречные векторы направленности, были сквозными, соединяя Арктический бассейн и Тетис. В ипрский век из-за большей открытости на осадконакопление оказывал заметное влияние Арктический бассейн, в лютетском — Тетический. Об этом свидетельствует биогеографический анализ различных групп микрофауны и палиноморф.

С направлением трансгрессий были связаны и морские течения. Южная и восточная части Западно-Сибирской плиты находились в зоне теплого южного течения, распространявшегося через Тургайский пролив вдоль ее восточного борта. Оно оказало влияние на бокситообразование в правобережье Енисея. В Ишимской, Барабинской и других южных и юго-восточных структурно-фациальных зонах плиты на разных уровнях морского палеогена установлены наиболее теплолюбивые комплексы планктонных фораминифер и других групп микропланктона, а также палинокомплексы с высоким таксономическим разнообразием пыльцы теплолюбивых растений. В зоне влияния течений из Тетиса в раннем палеогене формировалась глинисто-кремнистая люлинворская свита (s.str.), выделенная П. Ли [Тезисы..., 1956]. Более глинистая верхняя подсвита этой свиты лютетского возраста, с перерывом в основании, в центральных и восточных структурно-фациальных зонах Западно-Сибирской плиты выделена в нюрольскую свиту [Шацкий, 1969]. Под влиянием холодного течения из Арктики, распространявшегося на юг вдоль западного борта плиты, в палеоцене накапливались опоки, а в эоцене — диатомиты (серовская и ирбитская свиты) — возрастные аналоги люлинворской свиты [Тезисы..., 1956, с. 25].

В заключительный этап морского осадконакопления в бартоне и приабоне формировалась тавдинская свита [Ростовцев, 1955]. Ее возрастным и фациальным аналогом в Тургае и Приаралье была чеганская свита. В тавдинский век Западно-Сибирский внутренний бассейн был уже полностью изолирован от Арктического и открыт через Тургайский пролив только в Туранское море. В северной Ямало-Тазовской структурно-фациальной зоне плиты кроме крайнего юга ее тавдинская свита была повсеместно замещена континентальной песчаной юрковской свитой.

Море покинуло Западно-Сибирскую плиту и Тургайский прогиб на рубеже эоцена и олигоцена в результате глобальной регрессии гляциологической природы. Это произошло после кратковременной, но повсеместно проявленной позднеприабонской трансгрессии, сменившей затянувшуюся высокоамплитудную регрессию в конце бартона — первой половине приабона в период формирования пограничных слоев нижне- и верхнетавдинской подсвит. В раннем олигоцене море еще дважды ингрессировало в пределы плиты. Следы курганской ингрессии впервые убедительно описал А.И. Коробков [1965] в разрезе оз. Кушмурун. Позже об этой ингрессии была опубликована статья по результатам работ на восточной окраине г. Курган сотрудниками ГИН РАН (г. Москва) и ИГГ УрО РАН (г. Екатеринбург) [Ахметьев и др., 2002].

В Тургае прослой белых мергелей в одном из разрезов северного борта чинка Челкар-Нура над слоями с *Indricotherium transuralicum* Pavlova и битиниевыми ракушками отражает следы второй ингрессии на север Туранского моря. Богатый палинокомплекс с участием диноцист, празиофитов, спор

и пыльцы был выявлен Н.И. Запорожец [2011] из мергелей Челкар-Нуры и отнесен к переходному интервалу раннего и позднего олигоцена. Не исключено, что следы именно этой ингрессии отразились на составе диатомовых и конъюгат в туртасском «озере-море», как назвал его С.Б. Шацкий [Шацкий, 1978; Волкова и др., 2000].

Из основных вех геологической истории региона на осадках палеогена Западно-Сибирской плиты в большей мере отразилась меридиональная система коммуникаций. Она сочетала влияние эвстатических флуктуаций, эпейрогении и проявления региональной тектоники. Это определяло динамику функционирования «морских клапанов», регулировало перестройку и разнообразие биоты [Ахметьев, Беньямовский, 2006].

Остается открытым предположение о возможности существования в палеогене еще одного меридионального морского пролива между окраинными морями Перитетиса и Арктическим бассейном западнее Урала. Он, возможно, соединял раннепалеогеновые морские заливы Башкирии и бассейна Печоры. Наличие морских палеоцен-эоценовых осадков, вскрытых бурением юго-западнее Воркуты, подтверждено изучением фораминифер, диатомовых и палинокомплексов [Орешкина и др., 1998]. Впервые идея о существовании западного пролива была высказана Г.В. Вахрушевым [1940]. По устному сообщению А.Л. Яншина, он относился к представлениям Г.В. Вахрушева нейтрально, считая, что фактов, подтверждающих его существование в то время, было мало. Находки эоценовых диатомовых водорослей в южной излучине Печоры при проведении геолого-съёмочных работ (данные производственных отчетов Р.Б. Крапивнера и других 1960-х годов), а также публикация уральских геологов о вскрытии слоистых пачек морских диатомитов эоцена при поисках алмазов в карстовых полостях в долине р. Вишера свидетельствуют скорее в пользу существования пролива. Однако для окончательного решения вопроса необходима постановка дополнительных исследований.

С системой окраинных морей Северного Перитетиса: Туранского, Южно-Русского и других, с их выходом в открытые акватории Центральной и Западной Европы с конца палеоцена была связана широтная коммуникационная система. Она включала Днепровско-Донецкое море, Припятский пролив и Польские «ворота», соединявшие западные и восточные моря Северного Перитетиса [Ахметьев, Беньямовский, 2006]. Эти проходы обеспечивали водообмен внутренних бассейнов Центральной Евразии с Атлантикой и Североморским бассейном, а также миграцию бентосной биоты на запад из Приаралья и Тургая. Общность состава центрально-азиатской и западно-европейской эоценовых биот не раз подчеркивалась А.Л. Яншиным [1953]. Сочетанием двух морских коммуникационных систем в палеоцене и эоцене определялись и изменения климата.

Ниже, на материалах исследований последнего десятилетия, на юге Западной Сибири уточнены представления о развитии природной обстановки в средних широтах центральных регионов внетропической Евразии в палеоцене и эоцене.

## **ПАЛЕОЦЕНОВАЯ И РАННЕЭОЦЕНОВАЯ СТАБИЛЬНАЯ МЕРИДИОНАЛЬНАЯ МОРСКАЯ СИСТЕМА ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЕВРАЗИИ, СВЯЗЫВАЮЩАЯ ТЕТИС С АРКТИКОЙ**

В этом разделе основное внимание будет уделено терминальному палеоцену и раннему эоцену — этапу экстремального развития морских трансгрессий в средних широтах Центральной Евразии, когда площадь покрытия морем Западно-Сибирской плиты была наибольшей (более 60 %). Максимальных размеров в раннем эоцене достигали и акватории Туранского моря, Тургайского пролива, а также морских заливов в Средней Азии. Широко проявились раннеэоценовые трансгрессии и в Афганистане: на севере страны — в Бактрийской впадине, а на востоке — в отрогах Сулеймановых гор, в Пактии и у г. Джелалабад. По представлениям автора, ранее смыкающиеся палеогеновые поля на севере и юге Афганистана за счет альпийского орогенеза ныне разделены хребтами Западного Гиндукуша.

Особый интерес представляет ситуация, сложившаяся в период биосферного кризиса на рубеже палеоцена и эоцена (эпизод РЕТМ), когда температура поверхностной оболочки планеты была наиболее высокой за весь кайнозой. По имеющимся сведениям, температура поверхностных вод в Полярном секторе на хр. Ломоносова достигала 20°C и более [Backman et al., 2006]. О максимальных среднегодовых температурах в приполярной области можно судить по находкам в высокоширотных флорах листьев и пыльцы пальм (Аляска, Корякия, Камчатка), листьев и репродуктивных органов миртовых, а также магнолиевых, лорантовых, лавровых и альтингиевых (хр. Хараулах, низовья Лены, междуречье низовьев Яны и Индигирки) [Akhmetiev, 2010]. В это время происходило продвижение к северу тепловодных планктонных фораминифер и органикостенного фитопланктона в южные и восточные структурно-фациальные зоны Западно-Сибирской плиты. Известно, что биосферный кризис РЕТМ отразился на составе бентосных фаун, некоторых групп некарбонатного микропланктона открытого океана и внутренних бассейнов, крупных наземных млекопитающих и высших растениях суши. Он отличался отрицательными изотопными аномалиями по  $\delta^{13}\text{C}$  (до 2—4 ‰ и более), а также  $\delta^{18}\text{O}$ . В то же время этот биосферный

кризис не был предопределен, как некоторые другие фанерозойские, предшествовавшим оледенением, инверсией геомагнитного поля или импактными событиями [Ахметьев и др., 2008].

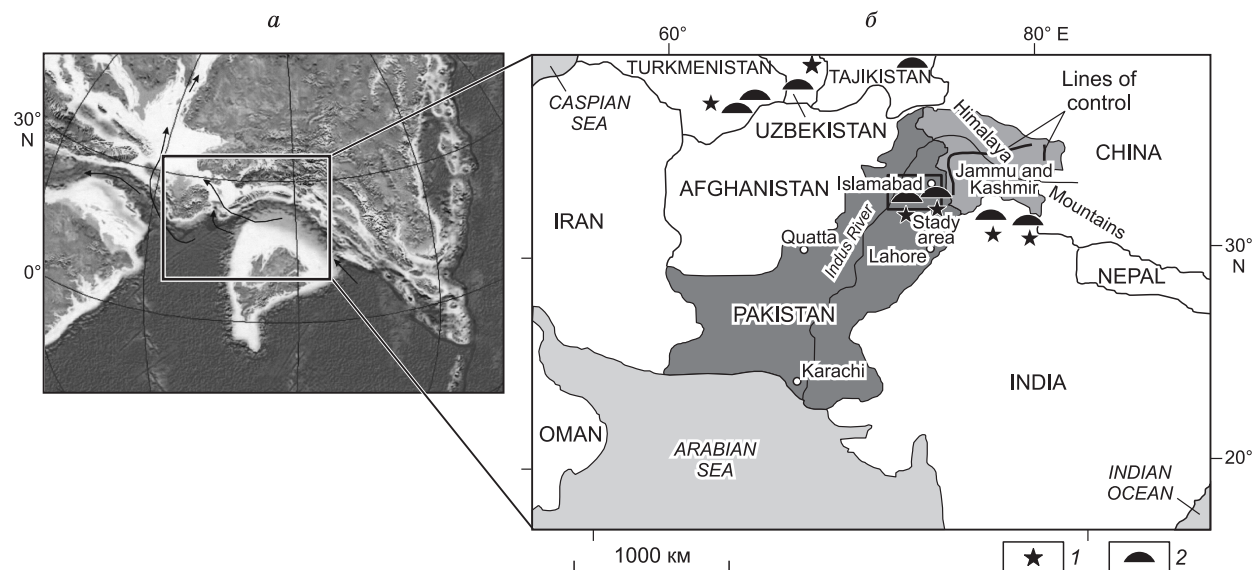
По представлениям автора, высокие температуры морских вод и воздуха в высоких широтах над азиатским континентом не могут быть обеспечены только массовым поступлением тепла при дестабилизации газогидратных скоплений. Не менее важной причиной является перенос тепла в Арктический бассейн меридиональными течениями и воздушными потоками из тропиков.

Ниже предпринята попытка доказательства возможности переноса тепла центрально-азиатской меридиональной системой в Арктику непосредственно из Тетиса.

Основанием для этого является однородность шельфовых обстановок седиментации, а также высокая степень литологического сходства и мощностей осадков терминального палеоцена и раннего эоцена к северу и к югу от Альпийско-Гималайского орогенного пояса. Об этом же свидетельствуют признаки единства не только планктонной, но и некоторых групп бентосной биоты перитетических разрезов Бактрийской и Среднеазиатских впадин с биотой Тетиса разрезов Сулеймановых гор, Соляного хребта и Передних Гималаев.

Проблемы, о которых идет речь, еще далеки от своего решения.

Несколько десятилетий назад, в период господства фиксистских парадигм, о каком-либо сходстве тетических и перитетических, особенно бентосных, биот по обе стороны Альпийско-Гималайского орогенного пояса не могло быть и речи. Появившиеся новые палинспастические модели тектонических реконструкций, в том числе и для пограничного интервала палеоцена и эоцена, позволяют с большим основанием обратиться к обсуждению проблем теплопереноса из тропиков в высокие широты. При реконструкции рассматриваемого этапа геологической истории использована модель Х.Р. Скотезе [Scotese, 2002] с ее палеогеографической модификацией. Эта модель положена в основу построения международной тектонической карты мира, создаваемой под патронатом Международного союза геологических наук (рис. 1). Модель, хотя и мало похожа, но в определенной степени унаследует существовавшие модели для конца мелового периода [Gordon, 1973; Найдин, 2007] (рис. 2), с располагавшейся как и в раннем эоцене зоны высокого давления в Арктическом секторе Северного полушария [Parish, Curtis, 1982]. Для сравнения приведена схема палеотечений, предложенная для маастрихтского века (см. рис. 2). На этой модели хорошо видны шельфовые пространства (оставшиеся без закрашки) между древними блоками, связывающие Тетис с окраинными бассейнами. В соответствии с ней обосновывается существование самостоятельной северной ветви пассатного течения, распространявшего из Тетиса через его окраинные моря в Тургайский пролив, Западно-Сибирское внутреннее море и далее в Арктический бассейн.



**Рис. 1. Палинспастическая реконструкция Южной Азии для раннего эоцена (55.8 млн лет), по [Scotese, 2002] с небольшими дополнениями.**

Темно-серым показаны более глубоководные части океанов и окраинных морей, белым — шельфовые моря, светло-серым — суша. *а* — стрелками показано направление миграции планктонной биоты пассатными течениями; *б* — единство биоты, находящейся ныне по обе стороны широтного Альпийско-Гималайского орогенного пояса [Edwards, 1992; Weiss, 1993]. 1 — *Lockhartia* и другие крупные фораминиферы; 2 — *Apectodinium augustum* и другие виды рода *Apectodinium* (диноцисты).

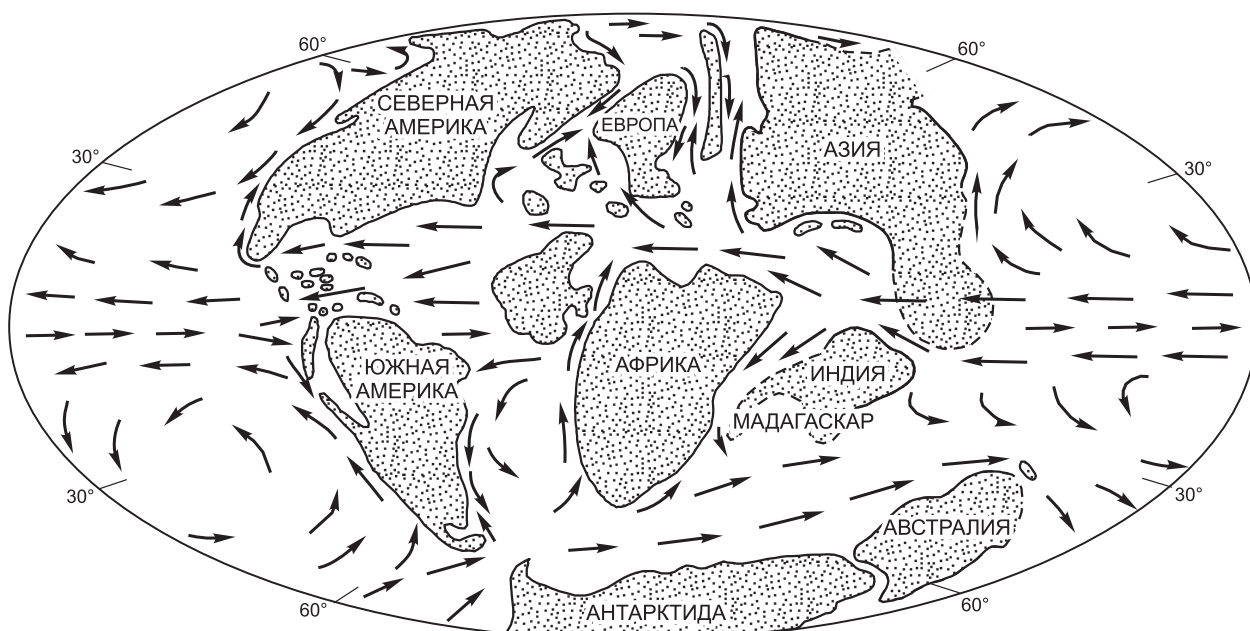


Рис. 2. Палеоциркуляция поверхностных вод Мирового океана в конце мелового периода (маастрихт) [Gordon, 1973].

Главными причинами трудностей использования палинспастических реконструкций при сравнительном изучении раннепалеогеновых разрезов в последние десятилетия были следующие.

1. Традиционные, связанные с проведением полевых исследований в высокогорных областях.
2. Геополитические, осложняющие организацию полевых работ из-за территориальных споров между Индией и Пакистаном, а также ситуации в Афганистане.
3. Свертывание биостратиграфических исследований в республиках Средней Азии после распада СССР; в Таджикистане в связи с уходом из жизни лидеров регионального кайнозоя — Р.М. Давидзона и Н.Х. Салибаева.

Рассмотрим особенности раннепалеогеновой седиментации и биоты северной окраины Тетиса, бассейнов Перитетиса и Западно-Сибирского внутреннего моря, уделив, в первую очередь, внимание обоснованию возможности существования самой южной части меридиональной системы.

Судя по публикациям конца прошлого столетия, морские отложения палеогена, формировавшиеся в зоне северных пассатных течений Тетиса, направленных с востока на запад, обнажаются ныне в тектонических клиньях Передних Гималаев в узкой полосе длиной не менее 1500 км. От Непала на запад через штаты Химачал-Прадеш, Джамму и Кашмир эта полоса протягивается в Пакистан. Вся площадь между Индостанским блоком и южной окраиной азиатского континента в период, предшествовавший коллизии, принадлежала единой акватории Тетиса с накоплением в позднем палеоцене и раннем эоцене преимущественно карбонатно-терригенных, реже — рифогенных осадков [Saxena, Sargar, 1983; Loyal, Gupta, 1990]. В периоды трансгрессий море заходило в глубь Южно-Азиатской окраины.

Из толщ нижнего палеогена, формировавшихся в зоне восточных пассатов Тетиса, заслуживает внимания формация Субатху (стратотип у г. Симла в штате Химачал-Прадеш). Отсюда она прослеживается в штат Джамму и Кашмир и в Пакистан. Из формации Субатху описан богатый комплекс диноцист. В переотложенном виде он встречается в неогеновой сиваликской серии Предгималайского прогиба. Формация представлена трансгрессивно-регрессивным комплексом шельфовых осадков мощностью до 100—150 м. Повсеместно сложена известняками (верхний палеоцен), а также мергелями и глинами (эоцен).

В Пакистане близкие по составу формации Субатху отложения нижнего палеогена, замещающие ее латерально, распространены в пределах Соляного хребта, а также Сулеймановых гор и в районах, пограничных с Восточным Афганистаном (хр. Суртхар и район Кохата в правобережье Инда) [Edwards, 1992]. В разрезах Соляного хребта (Наммал-Пасс и Наммал-Дам) верхний палеоцен представлен карбонатными осадками, а нижний эоцен — глинисто-мергелистыми разностями суммарной мощностью 225 м, из которых 125 м приходится на верхний палеоцен. Он подразделяется (снизу) на формацию Хангу (песчаники, глины, 25 м) с редкими диноцистами, включая *Adnatosphaeridium multispinosum* и формацию Локхарт (известняки, 55 м). Верхняя формация палеоцена — Патала (45 м) состоит из мергелей с

прослоями известняков. Терминальная более глинистая 15-метровая пачка этой формации характеризует эпизод PETM. Залегающая выше нижнеэоценовая формация Наммал представлена глинами и мергелями с редкими прослоями известняков.

Вероятно, нет смысла акцентировать внимание на сходстве состава зональных комплексов планктонных фораминифер и нанопланктона в разрезах палеоцена и нижнего эоцена Передних Гималаев и Соляного хребта с разновозрастными комплексами Средней Азии и Южного Казахстана. И те, и другие принадлежат одним и тем же тетическим шкалам по этим группам известкового микропланктона. Подобный состав имеют комплексы микробиоты близких по возрасту отложений Крымско-Кавказской области. В связи с этим однозначно получить ответ на вопрос, с южного (непосредственно из Тетиса) или западного (из Крымско-Кавказской области) направления проникли карбонатные микроорганизмы в средние широты Центральной Евразии, нельзя. Для этих целей более продуктивно рассмотрение состава двух других групп — диноцист, имеющих меньшую фациальную зависимость, и крупных фораминифер.

Л. Эдвардс [Edwards, 1992] изучила диноцисты из трех разрезов верхнего палеоцена — нижнего эоцена Соляного хребта, в том числе из Наммал-Пасс и Наммал-Дам (см. рис. 1), а А. Кете [Kothe, 1988] — из разновозрастных отложений Сулеймановых гор и района Кохата. Обращает на себя внимание сходство состава изученных комплексов диноцист с разновозрастными комплексами Западной Сибири.

Кроме характерных таксонов эпизода PETM — *Apectodinium augustum*, *A. paniculatum* и других, встречающихся в терминальных слоях палеоцена в разрезах Западной Сибири, в двух пробах из формаций Патала и Наммал разреза Наммал-Дам общими с западно-сибирскими таксонами являются: *Diphyes colligerum* (P), *Adnatosphaeridium multispinosum* (P, N), *Apectodinium paniculatum* (P), *A. homomorphum* (P), *Cordosphaeridium gracile* (P), *Polysphaeridium subtile* (P, N), *Muratodinium fibrianum* (P, N), *Cribrorperidinium giuseppi* (P), *Hafniasphaera septata* (P), *Melitasphaeridium pseudocurvatum* (P, N), *Homotrybium tenuispinosum* (P, N) (P и N означают принадлежность видов к формациям Патала и Наммал соответственно). Дополнительно с открытой номенклатурой установлен целый ряд родов, общих с западно-сибирскими: *Spiniferites* spp., *Operculodinium* spp., *Achillodinium* sp., *Lejeunecysta* sp., *Wetzelietta* sp. Особенно насыщенным оказался интервал эпизода PETM, содержащий до 20 таксонов. В разрезе скв. Башарат-34 обнаружены *Areoligera* sp. и *Wetzelietta astra*. Последний вид указывался из нижнелюлинворской подсвиты Западной Сибири [Кулькова, 1994]. В разрезе скв. Хайрпур-9 из мергелей формации Патала встречен еще один общий вид — *Thalassiphora pelagica*. Общее количество таксонов из разрезов верхнего палеоцена и нижнего эоцена Соляного хребта и Западной Сибири составляет не менее половины из всех установленных пока в Соляном хребте.

Параллельно с раннепалеогеновым фитопланктоном из тех же и некоторых дополнительных разрезов Соляного хребта и других пограничных районов Пакистана и Афганистана (Сулеймановы горы и район Кохат) изучены комплексы крупных фораминифер [Weiss, 1993]. Присутствие многочисленных роталиид, в том числе локхартий (род *Lockhartia* описан из формации верхнепалеоценовой формации Лохарт типового разреза Соляного хребта), а также мисцеланий, дискоциклин, раникоталий и катиний, мало отличает комплекс Соляного хребта от близких по возрасту комплексов крупных фораминифер Таджикской впадины, хр. Петра Великого, Южной и Юго-Восточной Туркмении (см. рис. 1).

Е.Ю. Закревская [2011] отмечает: «На протяжении раннего палеогена до начала среднего эоцена включительно, структура ареалов крупных фораминифер определялась существованием биохорий высокого ранга: Центрально-Американской, Средиземноморской, Аравийско-Гималайской и Индо-Тихоокеанской. Специфика морфотипов Центрально-Азиатской провинции (юга СССР) с преобладанием конических и, в меньшей степени, фузиформных и дисковидных отличает мелководные обстановки».

Характерные для Аравийско-Гималайских биохорий крупные локхартии получили доминирующее распространение в разрезах Индии и Пакистана, но в разрезах Европы до сих пор не были известны. По данным Э.М. Бугровой и Д.А. Старшинина [2011], локхартии встречаются в разрезах шикергинской толщи хр. Петра Первого. Кроме них присутствуют представители родов *Kathinia*, *Rotalia*, *Ranikotia*, обычные для мелководных отложений нижнего палеогена Восточного Афганистана, Пакистана, Северо-Западной Индии и Аравии. В средневерхнепалеоценовых известняках бухарского региона Таджикистана обнаружены *Miscellania*, *Nummulites* и *Lockhartia luppovi* — вид, известный также из Бадхыза, Кугитанга и Южного Узбекистана [Бугрова, 1997]. К сожалению, отсутствуют публикации со сравнением других групп бентосной фауны республик Средней Азии, Индии и Пакистана. Впрочем, есть одно любопытное замечание О.С. Вялова. Он пишет: «В Таджикской депрессии характерные представители бухарской (позднепалеоценовой) фауны, являющиеся руководящими формами в других районах Средней Азии, представляют исключительную редкость. Здесь появляются иные ассоциации...». В их числе «...крупные *Cardita*, обладающие трехразрядными ребрами и приближающиеся к группе *S. beaumonti* d'Arch. et Naime. Этот вид характерен для датского яруса Индии и других мест, но формы, близкие к нему и принадлежащие к этой группе, распространены в палеоцене» [Вялов, 1939, с. 29].



А.А. Ашуров и Г.И. Немков [1978] в сводке по нуммулитам Таджикской впадины отметили присутствие в нижнепалеогеновых разрезах этой структуры 6 видов нуммулитов группы *Nummulites globosus*, а также видов *Operculina*. Некоторые из них являются общими с найденными в разрезах Синда и Пенджаба (Пакистан). Они отмечают, что обладают крайне скудной информацией по всей группе крупных фораминифер Пакистана и допускают, что общих таксонов было гораздо больше. Эти авторы предполагали, что Таджикская впадина была акваторией, «где появились первые нуммулиты, откуда затем они мигрировали в более западные районы» [Ашуров, Немков, 1978, с. 41].

Возрастной контроль среднеазиатских находок обеспечен присутствием в тех же разрезах планктонных, мелких бентосных фораминифер и нанопланктона. Все это определенно указывает на отсутствие преград в распространении тетической фауны Северного Пакистана и Индии через меридиональные проходы в краевые морские бассейны Северного Перитетиса, в южные — наиболее тепловодные части перитетических морских акваторий. Это позволяет присоединиться к мнению Р.М. Давидзона с соавторами [1982], что «Таджикская депрессия вместе с прилегающими районами Южного Афганистана представляла собой обширное мелководье тропического океана Тетис. Севернее бассейн соединялся с шельфовыми морями, расположенными на территории Узбекистана и юга Туркмении. Расселение фауны подчинялось повсеместно климатической зональности». Следует добавить, что бентосная фауна как более холодноводная быстро теряла типичные тетические элементы, замещаясь севернее арктической. В то же время тепловодные комплексы микропланктона, локализующиеся в фотическом слое, распространялись к северу благодаря теплоте течения из Тетиса.

Немногочисленные работы последних лет индийских и пакистанских специалистов [Sarma, 2006; Mirza, Sheikh, 2006] дополняют ранее опубликованные сведения о строении узкой северной полосы тетического шельфа, до его окончательной ликвидации во второй половине эоцена. Аналогичные с западными, комплексы крупных фораминифер с локхартиями, ассилинами и раникоталиями позднего палеоцена и раннего эоцена распространены и восточнее Передних Гималаев. Они выявлены в Ассам-Араканском бассейне, уже за выходом из узкой коллизионной шельфовой зоны Северного Тетиса в открытую часть его акватории.

Более четкое разграничение получили две основные структурно-фациальные зоны Кохатского бассейна Верхнего Инда. На севере шельфовые осадки раннего палеогена встроены в шарьяжные структуры, а в южной они перемежаются с лагунными в купольных поднятиях. В пограничном интервале палеоцена и эоцена повторно был установлен тот же характерный набор таксонов, связывающий индо-пакистанский и среднеазиатский ранний палеоген.

Из таблицы распространения раннепалеогеновых планктонных и крупных фораминифер шельфовых бассейнов Верхнего Инда [Weiss, 1993, фиг. 3, 12] удастся более четко обрисовать интервал наиболее активного биотического обмена между Индо-Пакистанскими и Среднеазиатскими бассейнами. В акватории Индийского океана они приходятся на вторую половину танета — ранний ипр (зоны *Morozovella velascoensis* (*Acarinina acarinata*) и *Morozovella subbotinae* [Крашенинников, Басов, 2007] по присутствию типовых видов, а также *Globigerina linaperta*, *Morozovella conicotruncata*, *M. acuta*, *M. aequa* и др. Виды *Lockhartia*, *Assilina leimeriei*, *Ass. pustulosa*, *Nummulites globosus* и др. [Weiss, 1993; Закревская, 2011; Бугрова, Старшинин, 2011] подтверждают этот же уровень биотического обмена по крупным фораминиферам (зоны SBZ4-SBZ8). Он совпадает с периодом максимального развития трансгрессии раннего палеогена и экстремальным потеплением (эпизод РЕТМ).

Попытаемся восстановить пути и динамику северной транспортировки тетической биоты вне «окольных» путей через Средиземноморье и Крымско-Кавказскую область. По принятой палинспастической реконструкции разделение Тетиса на Северную и Южную ветви происходило в районе Соляного хребта до конца раннего эоцена, пока развитие коллизии не ограничило, а затем и вовсе редуцировало активную циркуляцию тетических вод между Евразийским континентом и Индостанской плитой. Подача на север вод из Тетиса, так же как и теплоперенос, окончательно прекратились с начала среднего эоцена после завершения раннеэоценового потепления. По мере сужения Северной ветви Тетиса до размеров морского пролива севернее Индостана неминуемо должна была увеличиться скорость пассатного течения из-за возрастания нагонных явлений. Известно, что в местах рождения современных северных пассатов температура поверхностных вод не превышает +25°C, возрастая по мере их продвижения в тропиках с востока на запад до 28°C. Можно предположить, что температура пассатного течения в эпизод РЕТМ, направлявшегося на север при его разделении на две составляющие, была не ниже 30°C. Близкой была и температура поверхностных вод южной части акватории Туранского моря, куда доставлялись теплые воды Тетиса. Влияние пассатного течения отразилось на текстурных особенностях осадочных пород. Постоянные присыпки песка в кровле глинистых слоев индийские геологи связывают с большой пассатной активностью [Loyal, Gupta, 1990]. В раннем эоцене, когда шельфовый пролив между Индостанской плитой и Евразией постоянно сужался, соответственно возрастала и скорость течения

водной массы. На значительную скорость течения в эоцене Тургайского пролива указывает Р.Х. Липман [1965, с. 87—88], основываясь на чертах морфологии раковин радиолярий. Она пишет: «Анализируя особенности строения скелетов радиолярий, мы видим, что они приспособлены к планктонному образу жизни, к парению и свободному плаванию в условиях морского бассейна с быстрым течением воды и, возможно, с большим гидростатическим давлением. ... Эоценовое море Тургайского пролива и Северного Приаралья имело нормальную соленость воды, на что указывает присутствие в этом бассейне радиолярий, а отмеченные выше особенности строения их скелетов позволяют сделать вывод о теплой или умеренной температуре воды, наличии восходящих течений и течений с быстрыми движениями воды».

Выше уже обращено внимание на преимущественно карбонатный состав верхнепалеоценовых и тонкотерригенный, глинистый состав нижнеэоценовых отложений в Северной Индии и Пакистане. Во впадинах Средней Азии аналогичный состав характеризует отложения бухарского и сузакского регионов. Толщи нижнеэоценовых глинистых осадков распространены во всех впадинах Туранской морской чаши от ее южных частей (Центральные Каракумы, Бадхыз, Алайский прогиб) до Приаралья и Тургайского прогиба. Ранее уже отмечалось, что в периоды раннеэоценовых потеплений, включая и эпизод РЕТМ, происходило повсеместное увеличение в осадках тонкотерригенной составляющей. Поэтому неслучайно раннеэоценовый неритический планктон (диноцисты) становился в глинистых толщах преобладающей группой по сравнению с батипелагическим и океаническим [Hollis et al., 2005].

В последнее десятилетие членами комиссии по палеогеновой системе МСК изучены пробы из разрезов палеогена четырех скважин, пробуренных геологами Омской экспедиции. Две из них в осевой части, а две (8 и 10) — на южном крыле Омского прогиба в Русско-Полянском районе (рис. 3). Более детально был опробован и изучен керн двух последних скважин. В скв. 10 исследован танетско-лютетский интервал, в скв. 8 — лютетско-приабонский (таблица). Перекрытие лютетского интервала сделано с целью более подробного освещения двух важнейших палеогеографических перестроек во внутреннем бассейне, сопровождавшихся перерывами в осадконакоплении. Первые перестройка и перерыв в переходном интервале от ипра к лютету связаны с началом редукции системы меридиональных морских коммуникаций, а вторые — с ее завершением и превращением внутреннего Западно-Сибирского моря в обширный залив Туранского моря Северного Перитетиса.

**Основные этапы геологического развития Западно-Сибирского морского бассейна в палеогене по изучению разрезов скв. 8 и 10 в Омском прогибе [Ахметьев и др., 2010]**

Возраст, млн лет	Этап	Литостратон
Рюпель	4-й этап — смена морского осадконакопления континентальным	Исилькульская свита, пески, алевроиты
		Регрессия
Приабон, 33.9	3-й этап — установление полузамкнутой («эстуарной») системы циркуляции морских вод внутреннего бассейна, Западно-Сибирского моря от Арктического океана, при сохранении связей с окраинными морями Перитетиса	Формирование глин верхнетавдинской подсвиты в морском бассейне нормальной солености
Бартон, 37.2		Формирование слоев с Azolla при периодическом опреснении поверхностных вод морского бассейна
		Формирование глин нижнетавдинской свиты в морском бассейне нормальной солености. Базальные гравелиты (горизонт Т)
	Регрессия	
Лютет, 40.4	2-й этап — перестройка морской меридиональной системы Тетис—Арктика в полузамкнутую систему, открытую в Перитетис	Формирование глинистых, слабокремнистых русско-полянских слоев в бассейне с нестабильным солевым режимом и циркуляцией вод
		Регрессия
Ипр, 48.6	1-й этап — существование стабильной меридиональной морской коммуникационной системы, связывающей Тетис с Арктическим бассейном	Завершение кремненакопления Формирование кремнистых глин, алевроитов и песчаников верхнелюлинворской подсвиты
		Формирование песчаников, опоковидных, алевролитов, глинисто-кремнистых пачек нижнелюлинворской подсвиты
Сапропелевый горизонт (РЕТМ)		
Танет, 55.8	Регрессия	Формирование глауконитовых песчаников и опок нижнелюлинворской подсвиты

**Рис. 3. Схема расположения изученных разрезов в Омском прогибе.**

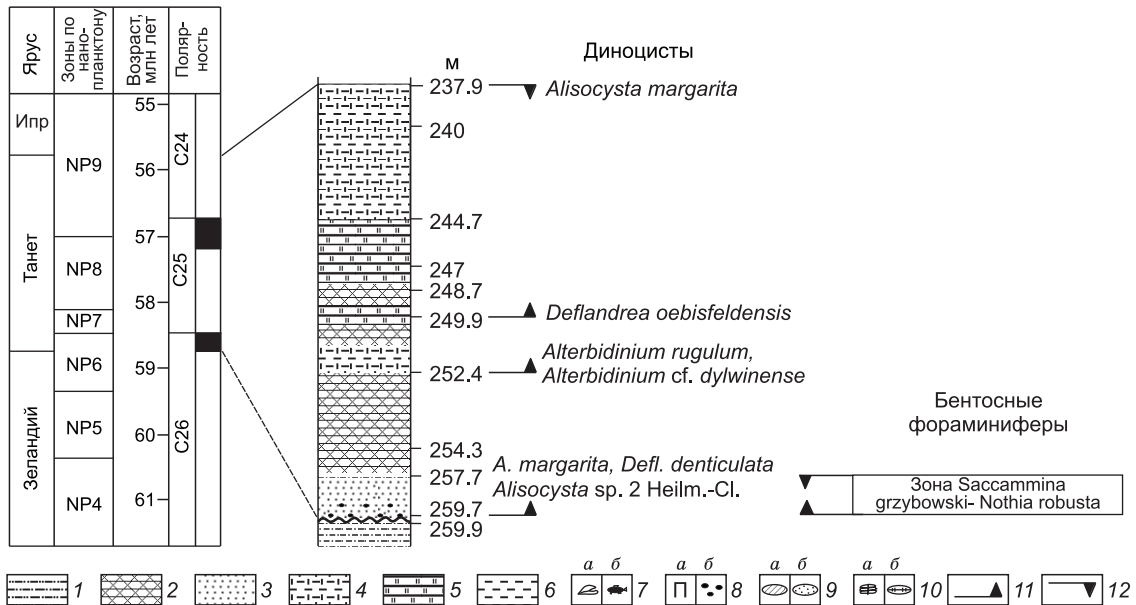


Мощность люлинворской свиты s.str., формирование которой отражает в Западной Сибири первый этап палеогеновой истории в скв. 10, около 70 м.

Нижнелюлинворская подсвита (259.7—237 м) (рис. 4) представлена глауконитовыми песками, песчаниками, опоками, с пачкой алевритов с прослоем сапропелитовых глин, приуроченных к эпизоду РЕТМ. По присутствию *Alisocysta margarita*, *Deflandrea denticulata* досапропелитовая часть разреза относится к танету. Горизонт РЕТМ (237—233.7 м) выделяется по появлению типового вида зоны *Arcectodinium augustum*, а также *Wilsonidium pechricum*, *A. paniculatum* и *A. sammissum*.

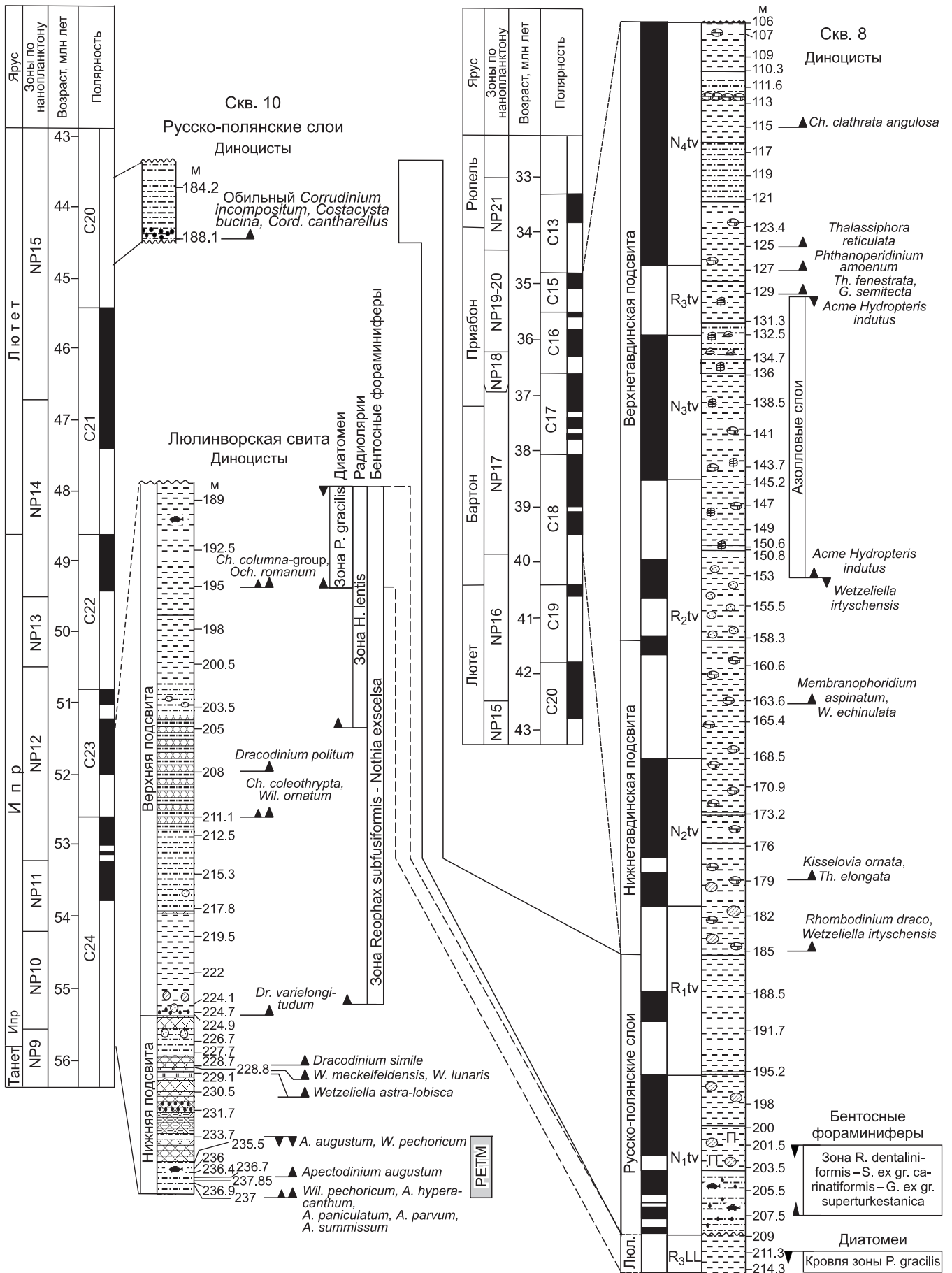
Верхнелюлинворская подсвита в разрезе скв. 10 сменяет нижнелюлинворскую (песчано-опокую с зоны *Dracodinium varielongitudum*). Она образована чередующимися пачками песчаников и глин. В переходном интервале от танета к ипру и в нижнем—среднем ипре установлены отложения всех региональных зон, отражающиеся в последовательном появлении характерных видов или групп видов диноцист (*Areoligera/Glaphyrocysta*, *Wetzeliella astra lobisca*, *W. meckelfeldensis*, *Dracodinium simile*, *D. varielongitubum*, *Charlesdowneia coleothrypta*, *Dracodinium politum*, *Ch. columna*) [Ахметьев и др., 2010]. Из нижнелюлинворской подсвиты в скв. 10 В.Н. Беньямовским выделен комплекс бентосных фораминифер *Saccamina grzybowski* — *Nothia robusta* (259.7—257.7 м), а из верхнелюлинворской — *Reorpanax sunfusiformis* — *Nothia excelsa* (рис. 5).

В статье [Ахметьев и др., 2010] приведены данные по нижнеэоценовым диатомовым, силикофлагеллатам и радиоляриям. Т.В. Орешкина комплекс ипрских диатомовых верхней части разреза люлин-



**Рис. 4. Разрез нижнелюлинворской подсвиты в скв. 10, предшествующей эпизоду РЕТМ (по Г.Н. Александровой и В.Н. Беньямовскому [Ахметьев и др., 2010]).**

Усл. обоз. к рис. 4, 5. 1 — алевролиты; 2 — песчаники, 3 — пески; 4 — глина кремнистая; 5 — опока; 6 — глины; 7, а — малакофауна, 7, б — рыбные остатки; 8, а — пирит, 8, б — гравий, галька; 9, а — марказитовые включения, 9, б — алевритистые включения, примазки; 10, а — макроостатки *Azolla*, 10, б — сидеритовые включения, конкреции; 11 — уровни первого появления таксонов и основание зон; 12 — уровни последнего появления таксонов и кровли зон.



**Рис. 5. Стратиграфическое распространение диноцист и зоны по диатомеям, радиоляриям и бентосным фораминиферам в люлинворской свите и русско-полянских слоях в скв. 10, а также в русско-полянских слоях и в тавдинской свите, включая азолловые слои в скв. 8.**

Приведены также сопоставления литостратонов в разрезах скв. 8 и 10 с подразделениями Общей стратиграфической шкалы. (Диноцисты — по Г.Н. Александровой, А.И. Яковлевой и Н.И. Запорожец, диатомовые водоросли — по Т.В. Орешкиной, радиолярии — по Г.Э. Козловой, мега- и микроостатки *Azolla* — по М.А. Ахметьеву и Н.И. Запорожец [Ахметьев и др., 2010]).

ворской свиты s.str. в скв. 10 относит к зоне *Ruxilla gracilis*. В скв. 8 комплекс этой зоны более разнообразен и включает *Brightwellia hyperborea*, *Pseudoceratium radiosericulatum*.

Радиолярии из верхнелюлинворской подсвиты в скв. 10 изучались Г.Э. Козловой [Ахметьев и др., 2010]. С глубины 219.5 м ею указывается *Aprocunum* cf. *A. subbotinae*. Этот вид часто встречается вместе с комплексом планктонных фораминифер ипра зоны *Morozovella subbotinae*. В верхней части подсвиты выделена зона *Heliodiscus lentis* в том же интервале разреза, где и диатомовая зона *Ruxilla gracilis* (212.7—189 м).

Рентгенофлуоресцентным методом изучено 35 проб на 26 элементов из разреза люлинворской свиты, вскрытой скв. 10. Они отразили динамику изменения палеогеографической обстановки в Западно-Сибирском бассейне. Наиболее важно изучение четырех проб, отобранных из интервала РЕТМ, с глубин 237.0, 236.9, 236.7 и 236.4 м. Несомненно, увеличение содержания микроэлементов связано с потеплением и развитием морской трансгрессии. Проба с глубины 236.9 м, взятая в 10 см выше подошвы пачки бурых сапропелевидных глин эпизода РЕТМ, фиксирует момент максимальной трансгрессии, когда в море сносился обильный материал, обогащенный минеральными веществами с прилегающей суши. Резкое увеличение содержания  $\text{SiO}_2$  при редукции микрокомпонентов в пробе из кровли пачки с глубины 237.4 м, подстилающей слои РЕТМ, подтвердило уже известный вывод о заметной регрессии перед началом основной фазы трансгрессии РЕТМ. Высокие температуры морских вод, а также поверхности окружающей суши в эту фазу тоже способствовали растворению и активному переносу микроэлементов. За их фоновое содержание в нижнелюлинворской свите принято содержание микроэлементов в породах, формировавшихся непосредственно перед началом регрессии и накопления сапропелитовых глин. За счет резкого снижения кремнекислоты в осадках на 25 % по сравнению с фоновым (в пробе с глубины 236.9 м на 30 %) содержание других породообразующих оксидов пропорционально изменилось. Однако реальное увеличение коснулось только  $\text{CaO}$  (возросло в 3 раза),  $\text{MnO}$  — в 3—5 раз, а  $\text{P}_2\text{O}_5$  на порядок. Отмечается увеличение содержания микрокомпонентов: в 1.2—1.7 раза — Sc, Cr, Fe, Ga, As, Rb, Y, La, Ce, Zr, Pb, Nb, Th; в 2—2.5 раза — S, V, Co, Zn, Sr; в 3—4 раза — Cu, Zn, U; в 5 раз — Y и Ba; в 8—10 раз — Mo.

К оценке увеличения в валовом составе проб содержания породообразующих оксидов, особенно двуокиси кремнезема, следует подходить с известной осторожностью, учитывая глобальную роль пеплопадов в осадках, особенно в палеоцене [Ван, 1984]. Кремнезем вулканогенного происхождения проявился в Зауральской структурно-фациальной зоне, где он не только связан с региональным вулканизмом или пеплопадами, но и поступлением кремнезема из Арктического бассейна вместе с другими продуктами базальтового вулканизма Брито-Арктической провинции.

Для этапа развития сквозных меридиональных морских коммуникаций, руководствуясь критериями, использованными для интерпретации палеогеографической обстановки в бассейне, можно выделить еще несколько эпизодов потепления в фазы трансгрессивного развития люлинворского бассейна: особенно позднеипрское потепление в позднелюлинворское время, предшествующее перерыву в раннем лютете. Два эпизода потепления, фиксирующиеся по редукции в пробах двуокиси кремнезема (до 20 %), приходятся на ранний—средний ипр (пробы с глубин 233.7 и 228.8—228.7 м). Соотношение их с другими раннесреднеипрскими потеплениями, выделенными по трансгрессивным импульсам, требует уточнения. В соответствии с региональной диноцистовой шкалой более позднее из них проявилось в начале зоны *Dracodinium varielongitudum* (см. рис. 5) (глубина 224.1—222 м). Это позднеипрское потепление, установленное по редукции двуокиси кремнезема, связано с заметным сокращением поступления в бассейн арктических вод. Оно фиксируется в 16-метровом интервале разреза (211.1—195 м), начиная с основания зоны *Charlesdowneia rotundata*.

**Лютетский этап перестройки морской меридиональной коммуникационной системы Тетис—Арктика в систему эстуарного типа, открытую в Перитетис**

Этап перехода от свободных меридиональных морских коммуникаций между Арктикой и Тетисом до полной изоляции Западно-Сибирского внутреннего бассейна от Арктического приходится на лютет-

ский век (см. рис. 5). Как в подошве, так и в кровле литостратонов переходного этапа фиксируются региональные перерывы, подчеркивающие его начало и завершение. Они приходятся на ранний и поздний лютет. В разрезах скв. 8 и 10 Русско-Полянского района эти перерывы имеют четкий биостратиграфический контроль. Кремневая микробиота (радиолярии, диатомовые, спикулы губок) не переходят из подстилающей люлинворской свиты s.str. в разрезы переходного интервала. Верхняя граница имеет также четкий литологический и биостратиграфический контроль. С основания тавдинской свиты кроме *Thalassophora elongata*, которая появляется еще в лютете, начинают встречаться эндемичные диноцисты — *Kisselovia ornata*, *Wetzeliella irtyschensis* и другие, подчеркивающие изоляцию Западно-Сибирского бассейна. Меняется и состав осадков. Толща переходного этапа выделена в русско-полянские слои [Ахметьев и др., 2010], хотя могла бы быть «традиционно» отнесена к нюрольской свите или к пихтовским слоям. По объему она меньше нюрольской свиты. В структурно-фациальных зонах, где была выделена нюрольская свита, в ее состав включены глинисто-кремнистые пачки, охарактеризованные комплексами радиолярий с *Heliodiscus lentis* и диатомовых с *Pyxilla gracilis* [Стратиграфический словарь..., 1982, с. 318]. С отнесением переходной толщи к пихтовским слоям также приходится воздерживаться из-за неопределенности объема последних.

В разрезах скв. 8 и 10 русско-полянские слои имеют разный объем. В скв. 10 они вскрыты в интервале 188.2—182.0 м и представлены только трансгрессивной пачкой среднего лютета с комплексом диноцист с *Costacysta bucins*, *Cordosphaeridium cantharella* и *Wilsonidium echinosuturatum* (определение А.И. Яковлевой) при доминировании *Corrudinium incompositum*. В скв. 9 осевой части Омского прогиба в основании русско-полянских слоев выделена пачка с комплексом диноцист *Wetzeliella articulata* — *Systematophora placacantha* нижнего лютета. Она надстраивает нижнюю часть разреза лютетских отложений в прогибе. Это подчеркивает тем самым объем перерыва в основании русско-полянских слоев в разрезе скв. 10, приходящийся на ранний и частично средний лютет. Значительно полнее представлен разрез русско-полянских слоев в скв. 8. Он подразделяется на три пачки в интервале глубин 209—185 м (24 м). Верхняя из них формировалась, как и в разрезе скв. 10, в период среднелютетской трансгрессии.

Выше залегает базальная пачка массивно-слоистых более темноокрашенных тавдинских глин с крупными сидеритовыми конкрециями и стяжениями марказита.

Комплекс бентосных фораминифер из возрастных аналогов нижних двух пачек русско-полянских слоев установлен В.Н. Беньямовским в разрезах скв. 9 (у пос. Ачаир) с глубины 454—448 м и в скв. 011-БП с глубины 459 [Ахметьев и др., 2010]. В его составе *Reopanax dentaliniformis*, *Spiroplectamina cf. carinatiformis*, *Gaudryinopsis ex gr. turkestanica*.

Органикостенный фитопланктон изучен Н.И. Запорожец из пачек 27 (глубина 201.5 м) и 28 (201.5, 198, 195, 191.7 и 188.5 м). К этой же серии должна быть отнесена и проба с глубины 185—185.2 м. Наиболее богатый комплекс диноцист (до 40 видов) с характерным среднелютетским видом *Costacysta bucinus* приурочен к средней части разреза пачки 28 (пробы с глубин 195 и 191.7 м) и отвечает фазе максимального развития среднелютетской трансгрессии. Все изученные пробы отличаются доминированием каватных цист родов *Deflandrea*, *Wetzeliella*, *Kisselovia*, *Charlesdowneia*, *Cerodinium* и проксиматного *Phthanoperidinium*. Преобладание диноцист этих родов косвенно указывает на начало перестройки течений, так как они более свойственны полузамкнутым, а не открытым морским системам. Доминирование в большинстве проб *Charlesdowneia coleothrypta* и *Ch. coleothrypta rotundata* — зональных видов лютетских отложений Парижского бассейна, Крымско-Кавказской области юга Русской плиты и Западной Сибири однозначно указывает на принадлежность русско-полянских слоев лютету. Это находит подтверждение и в появлении в этих слоях практически не встречавшихся в раннем эоцене *Charlesdowneia tenuivirgula*, *Ch. crassiramosa*, *Wetzeliella articulata*, *W. echinulata*, *Costacysta bucina*, *Phthanoperidinium geminatum*, *Phth. eocenicum*, *Phth. stockmansii*. В базальной части русско-полянских слоев еще присутствует *Deflandrea oebisfeldensis* — вид более характерный для раннего эоцена, в то же время в верхней части пачки 3 появляется эндемичный западно-сибирский вид *Thalassiphora elongata*, а также *Rhombo-dinium draco* — индекс-вид первой половины бартона.

Существуют данные по составу диноцист рассматриваемого стратиграфического интервала Барбинско-Кулундинской фациальной зоны и юга Новосибирской области [Волкова и др., 2002б; Волкова, Кузьмина, 2005].

Спорово-пыльцевые спектры лютетских отложений отличаются заметным преобладанием пыльцы покрытосеменных для трансгрессивной части разреза переходной толщи. В спектре хвойных более заметна роль *Pinus*, *Keteleeria*, *Taxodiaceae*. Пыльца покрытосеменных представлена буковыми, включая *Castanopsis*, и ореховыми. Широкий спектр пыльцы таксонов, ныне обитающих в регионах летне-влажных субтропиков и южной части умеренной зоны Восточной Азии (*Hamamelidaceae* (*Hamamelis*, *Corylopsis*, *Fothergilla*, *Liquidambar*), *Loranthaceae*, *Myricaceae*, *Moraceae*, *Sapindaceae*, *Araliaceae*). Постоянно еди-

нично встречается пыльца *Palmae*. Палинокомплекс близок по составу лютетскому региональному западно-сибирскому комплексу *Castanea srenataeformis* — *Castanopsis pseudocingulum* — *Platicaryapollis* spp., установленному также в скважинах юго-восточной части Западной Сибири [Кузьмина и др., 2003].

Летне-влажный субтропический климат муссонного типа, сформировавшийся в позднем ипре в период максимума позднеипрской трансгрессии, сохранялся и в лютете. Влажным и теплым он был в среднем лютете при развитии более мористых фаций. Заметную роль приобретают кастанопсисы, аралиевые и лавровые (флоры Карасора Прииртышья с доминированием *Castanopsis*, а также Эмбинского района) [Макулбеков, 1972]. Пояс субтропических гумидных флор прослеживался на запад до Волыни и Киевского Приднепровья.

По русско-полянским слоям исследовано лишь по одной пробе каждой из трех пачек этих слоев в скв. 8. Как и можно было ожидать, полученные результаты отражают промежуточное положение толщи между люлинворской свитой s.str. и тавдинской свитой, прежде всего, по содержанию двуокиси кремния. Это свидетельствует о начале редукции меридиональной системы водообмена между Тетисом и Арктикой. От люлинворской свиты русско-полянские слои отличают более высокие содержания  $P_2O_5$  (кроме базальной пачки), пониженные содержания  $Na_2O$  и  $MgO$ , возможно, связанные с общим уменьшением солености бассейна и, напротив, несколько более высокие содержания  $K_2O$ ,  $Fe_2O_3$  и  $Al_2O_3$ . По сравнению с нижнетавдинской подсвитой в русско-полянских слоях сохраняется повышенное содержание  $SiO_2$ ,  $MgO$ ,  $CaO$ , отражающее еще сохраняющиеся связи с Арктическим бассейном. Отличие от нижнетавдинской подсвиты — в более высоком содержании  $SiO_2$ , а также  $MgO$  и  $CaO$  и более низком —  $Al_2O_3$ ,  $TiO_2$ ,  $Fe_2O_3$ ,  $FeO$ . Более высокие содержания в русско-полянских слоях по сравнению с люлинворской свитой s.str. характерны для V, Cu, Sr, более низкие — для Sc, Co, Ni, Ga, As, Rb, Y, La, Pb, U. Без существенных изменений остаются содержания S, Cr, Zn, Zr, Nb, Mo, Ba, Th.

#### **Бартонско-приабонский этап установления полузамкнутой (эстуарной) системы циркуляции морских вод Западно-Сибирского внутреннего бассейна, открытого в Туранское море**

Третий заключительный этап развития Западно-Сибирского внутреннего морского бассейна приходится на тавдинский век (бартон — приабон) (см. рис. 6). Связь его с Арктической акваторией прерывается и сохраняется с Мировым океаном только через Туранское море и Тургайский пролив. Они становятся единственными регуляторами поступления во внутреннюю чашу морских вод. Произошло окончательное изменение и рисунка морских течений. Из сквозной системы они стали полузамкнутыми «эстуарного» типа, что создало необходимую предпосылку для опреснения поверхностных вод бассейна. При его экстремальном понижении приток пресных вод с водораздельных пространств, окружающих плиту, начинал превалировать над поступлением морских с юга. Это приводило к стратификации вод внутреннего бассейна с формированием опресненного поверхностного слоя и дизоксией его придонной части. В периоды высокого стояния уровня Мирового океана Западно-Сибирский бассейн вновь превращался в полносолёный. Следы максимального опреснения вод фотического слоя отразились в появлении азолловых матов. Уровень первого массового появления мега- и микроспор азоллы в палиноспектрах принят за границу ниже- и верхнетавдинской подсвит. Время существования азолловых слоев в переходном интервале от бартонского к приабонскому, судя по их мощности (29 м), продолжалось не менее 1.5—2 млн лет. Лишь в конце тавдинского века по мере повышения уровня Мирового океана бассейн вновь стал полносолёным. Процесс восстановления солености вскоре был прерван новой глобальной регрессией на рубеже эоцена и олигоцена, с полным осушением не только Западно-Сибирского морского бассейна, но и Тургайского пролива.

Такова в общих чертах геологическая история Тавдинского моря.

Мощность тавдинской свиты в осевой части Омского прогиба колеблется от 150 до 200 м. В Русско-Полянском районе она сокращается до 70—80 м. В скв. 8 подошва свиты вскрыта на глубине 185 м, а кровля ее — на глубине 106 м. Из общей мощности (79 м) 27.6 м приходится на нижнетавдинскую подсвиту и 52.4 м — на верхнетавдинскую, из которых 29.4 м — на азолловые слои и 23 м — на перекрывающие их глины, формировавшиеся в условиях нормальной солености.

*Нижнетавдинская подсвита* начинается зоной *Rhombodinium draco* (*Areosphaeridium diktyoplokum* — *Rhombodinium draco*) — региональной зональной шкалы по диноцистам [Васильева, 1990; Кулькова, 1994; Ахметьев и др., 2001а,б; Волкова и др., 2002а] и залегает со скрытым перерывом на подстилающих отложениях с выпадением из разреза нижней части зоны. Контакт с подстилающими русско-полянскими слоями проводится по смене пачки глин, тонколистоватых с включениями марказитовых конкреций и тонкорассеянных сульфидов, массивными, более темноокрашенными глинами с марказитовыми и сидеритовыми конкрециями нижнетавдинской подсвиты. В скв. 8 выпадает из разреза и нижний маркирующий пласт грубых песчаников и гравелитов, который прослеживается по многим сей-

смическим профилям и принят за подошву свиты (горизонт Т). Эндемичные таксоны диноцист появляются на разных уровнях нижнетавдинской подсвиты, *W. irtyschensis* уже в базальном слое и встречается до подошвы азолловых слоев, *Kisselovia ornata* в 6 м выше основания подсвиты. Бартонский возраст нижнетавдинской подсвиты подтверждается присутствием характерной пыльцы кумского горизонта Северного Кавказа: *Quercus gracilis* и *Q. graciliformis*, *Castanea crenataeformis*, *Castanopsis pseudocingulum*, *Rhoioites porrectus*, при редукции пыльцы хвойных.

*Верхнетавдинская подсвита* состоит из двух основных пачек. Нижняя или азолловые слои представлена чередованием светло- и темно-серых тонкослоистых глин и алевроитов с мелкими сидеритовыми конкрециями, рассеянным растительным детритом и отпечатками побегов азолл, сосредоточенных в отдельных прослоях. Установлены два тонких прослоя ракушняков, состоящих из двустворок *Culltelus*, *Nucula* и *Arctica* (определение С.В. Попова). По присутствию *Araneosphaera araneosa* на кровле глин, подстилающих азолловые слои, последние еще имеют бартонский возраст. Верхняя пачка, уже не содержащая азолл, представлена чередованием глин с включениями и без включений сидеритовых конкреций. Она формировалась уже в условиях бассейна нормальной солености.

Сокращение морского водообмена с Туранским бассейном и усиление его изоляции при «подходе» к азолловым слоям подтверждается последовательным сокращением видового разнообразия диноцист, появлением в массе каватных (*Deflandrea*, *Wetzeliella*) и тонкостенных цист (*Hystriehokolpoma*, *Batiacasphaera*) и усилением роли прازیнофитов. Азоллы представлены побегами с прикрепленными к ним сорусами, а также двумя видами макро- и микроспор, включая *Hydropteris indutus*. Слои охарактеризованы двумя палинокомплексами, сменяющимися в разрезе в 2 м выше от подошвы азолловой пачки. Более древний комплекс с пыльцой кастанопсиса является продолжением нижнетавдинского. Его отличает редукция пыльцы хвойных при доминировании ксерофитных дубов, что характерно для фазы потепления и большей аридизации позднего бартона. Присутствие пыльцы ореховых, гаммелиевых, алтингиевых, а также в единичных экземплярах пыльцы пальм, аралиевых, магнолии и энгельгардии подчеркивает термофильность комплекса. На ограничение влагообеспеченности указывают находки пыльцы эфедры и маревых. В палиномацератах обнаружены отдельные клетки конъюгат примитивного порядка Mesotaeniales. В прослоях аноксических глин с рассеянными сульфидами В.Н. Беньямовским обнаружены мелкие раковины *Cribronion rischtanicum*, впервые описанные из исфаринской свиты Средней Азии. Накопление нижней части азолловой пачки синхронно во времени с распространением в средних широтах Центральной Евразии пояса мелколистных субксерофитных флор, протягивающегося из Центральной Европы (Тироль) через Украину, Южный Урал (флора Баки, открытая А.Л. Яншиным) и юг Западной Сибири до Павлодарского Прииртышья [Макулбеков, 1972].

В верхней части азолловых слоев в палиноспектрах возрастает количество пыльцы хвойных, кроме сосны и таксодиевых, становится больше пыльцы ели и тсуги, отражающих начавшееся в приабоне похолодание и ослабление аридизации. Надазолловая пачка формировалась в условиях восстановления солености бассейна, что отражено в заметном увеличении роли диноцист в составе палиноспектров (до 40 % и более), представленных несколькими десятками видов. С глубины 115 м и выше по разрезу получил распространение типовой приабонский вид — *Charlesdowneia clathrata angulosa*. Кровля тавдинской свиты размыта и на неровной поверхности черных глин залегают пески с галькой исилькульской свиты олигоцена.

Результаты рентгенофлуоресцентного изучения азолловых слоев скв. 8 (11 проб) свидетельствуют о систематических, хотя и небольших отклонениях в содержании некоторых элементов: U, Th (иногда двухкратное), Ce, Ga, Zn, Cu, Ni, Co (в среднем в 1.3—1.5 раза). В то же время содержание V, Ba и Sr оказалось ниже, чем в слоях, формировавшихся в условиях нормальной солености. Из породообразующих оксидов более низкое содержание SiO<sub>2</sub> и MgO, но повышенное FeO, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, NiO<sub>2</sub>, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>.

Геохимический фон относительно стабилен по S, Sc, Cr, As, Ru, Y, Zr, Nb, Ta, Mo, Zn, Pb. Падение содержания кремнекислоты обусловлено дальнейшим ограничением связей с открытым океаном через бассейны Перитетиса.

## НИЖНИЙ ОЛИГОЦЕН ПРИАРАЛЬЯ И ТУРГАЯ

А.Л. Яншиным в последнюю четверть прошлого столетия была выработана отрицательная позиция по проблеме переброски вод западно-сибирских рек через Тургайский прогиб и Приаралье в Среднюю Азию. Эта позиция, определившая судьбу планируемой переброски, была обоснована им выводами из собственных исследований. После осушения Западной Сибири и Тургайского прогиба в конце эоцена, единственный раз в истории кайнозоя, сток формировавшейся западно-сибирской речной сети был направлен по Тургайской ложбине. Возможные климатические последствия для Западной Сибири южного направления стока А.Л. Яншин в полной мере представлял, опираясь на данные изучения вещественного состава и флоры из раннеолигоценовых толщ Приаралья и Тургая.



Первые сведения о направлении древнего речного стока в Арало-Тургайском регионе приведены в региональной сводке [Яншин, 1953, с. 456, 457, 588]. Изучив нижнюю из «надчеганских» свит тургайской серии — кутанбулакскую, А.Л. Яншин отмечал, что ее «накопление происходило в результате подпруживания низовьев существовавшей здесь эрозионной сети трансгрессией с юга...» [Яншин, 1953, с. 461].

Что касается Тургая, то сохраняя за базальной толщей палеогена также название «кутанбулакская свита», А.Л. Яншин отмечал, что в строении свиты «наблюдается тонкая косая слоистость, падающая в юго-восточных румбах под углом 15—20°» [Яншин, 1953, с. 588].

В результате последующих работ были впервые или повторно изучены нижнеолигоценовые разрезы тургайской серии северного побережья Аральского моря, а также ее возрастных аналогов в Челкар-Нуре и более северных тургайских разрезах. Изучение палиноморф из разнофациальных отложений этих разрезов подтвердило и дополнило выводы А.Л. Яншина о стоке речных вод в Приаралье и Тургае к югу в сторону отступавшего моря. Н.И. Запорожец, А.С. Андреева-Григоревич [1998] установили в кутанбулакской свите чередование слоев с палиноспектрами, насыщенными (до 60 %) морскими диноцистами и прازیнофитами, со слоями, палиноспектры которых полностью лишены их и представлены только палиноморфами высших растений. Это дало основание считать кутанбулакские отложения продуктами веерной авандельты шириной не менее 200 км. В периоды повышения уровня Мирового океана в ее пределы внедрялись морские воды, а при экстремально высоком его стоянии они по эрозионным долинам проникали на север в Тургайский прогиб и достигали Западно-Сибирской плиты (курганская ингрессия). В связи с локализацией большинства железорудных месторождений раннего олигоцена в полосе древней меридиональной речной сети предполагается, что их формирование в кутанбулакской свите происходило на гидрологических барьерах, где потоки пресных вод с севера входили в соприкосновение с ингрессирующими морскими водами, наступавшими с юга.

В Тургае также получены выводы, полностью согласующиеся с результатами исследований А.Л. Яншина.

Весь сток от северного окончания Тургайского прогиба до его южного выхода в Туранский бассейн образует единую речную систему, сочленяясь затем с ее южным продолжением в Приаралье, где устойчивые русла сливаются в единый веер авандельты, открытый к югу.

Даже не учитывая объем речного стока из Западной Сибири, протяженность речной системы от северного окончания Тургайского прогиба до Арала не менее 1000 км. Этот показатель протяженности речной сети в сочетании со значительной шириной авандельты свидетельствует о большом объеме сбрасываемых пресных вод. Он позволяет ставить вопрос о возможном его влиянии на климатическую обстановку раннего олигоцена юга Западно-Сибирской и севера Туранской плит и с осторожностью относиться к идее переброски рек.

А.Л. Яншин [1953], основываясь на исключительно скудных палеоботанических данных, предполагал, что климат раннего олигоцена был переходным от субтропического к умеренно-теплому, сезонному с ограниченным количеством среднегодовых осадков. Это было подтверждено последующими исследованиями.

Результаты палинологических исследований Н.И. Запорожец [2011] проб из разрезов нижнего олигоцена Северного Устюрта, Тургая и Приаралья выявили неоднократное чередование ксерофитных и гигрофитных палиноспектров, связанных с периодической сменой влагообеспеченности региона. Такое чередование и сохранялось до окончательного становления умеренной листопадной флоры тургайского экотипа к концу раннего олигоцена. Смена гумидных и аридных фаз раннего олигоцена происходила на фоне последовательного похолодания климата. Это установлено по частой смене в разрезе слоев, охарактеризованных палиноспектрами с доминированием палиноморф гигрофитов (папоротников, таксодиевых) и ксерофитов (сосны, ксероморфных дубов, эфедры, маревых).

Большинство флор первой половины раннего олигоцена, особенно Тургая и Приаралья, мелколистные, отражая некоторый дефицит влаги. Их основу уже составляли элементы более молодой тургайской флоры, а из ранее доминирующих видов только отдельные сохраняли эту роль в азональных группировках (*Populus kryshstofovichii* Пјјинскаја). Большинство же термофилов теряет свое доминирующее значение, переходя на положение ингредиентов (*Comptonia* spp., *Cinnamomum scheuchzeri* Heer, *Sassafras ferretianum* Massal., *Laurus primigenia* Ung., *Zelkova zelkovifolia* (Ung.) (Buzek et Kotlaba)).

До окончательного становления тургайской флоры во второй половине олигоцена ценотические группировки переходного этапа были таксономически крайне неустойчивы и создавали мозаичную фитоландшафтную картину. Эта нестабильность усиливалась неоднократной сменой фаз увлажнения и иссушения климата, также косвенно имеющей эвстатическую природу. Ее источником были периодические колебания уровня отступавшего Туранского моря.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

1. Рассмотрены 3 основных этапа геологического развития Центральной Евразии в палеоцене и эоцене.

— Позднепалеоценовый — раннеэоценовый этап со свободным водообменом между Арктическим бассейном и Тетисом по меридиональной системе проливов и внутренних морей: Туранского и Западно-Сибирского.

— Лютетский этап преобразования морской меридиональной коммуникационной системы Тетис—Арктика в полузамкнутую систему «эстуарного» типа, открытую только в Тетис.

— Бартонско-приабонский этап развития Западно-Сибирского внутреннего бассейна, связанного только с Туранским морем.

Переход от одного этапа к другому сопровождался перерывами в осадконакоплении и перестройками систем морских течений. В разработке этих этапов важное значение имели исследования А.Л. Яншина во второй четверти прошлого столетия на Туранской плите, особенно в Северном Приаралье и Тургае.

2. Проанализированы результаты взаимодействия в раннем кайнозое (до конца эоцена) двух одновременно действовавших систем морских связей внутренних и открытых океанических бассейнов. Долготная система через Западно-Сибирское эпиконтинентальное море, Тургайский пролив и Туранское море обеспечивали арктотетические связи, а широтная — выход окраинных морей Северного Перитетиса в Атлантику через проливы Центральной и Восточной Европы. Эти две системы контролировали осадконакопление, определяли палеогеографическую и биогеографическую обстановки во внутритропической Центральной Евразии.

3. Глобальное потепление на рубеже палеоцена и эоцена (эпизод РЕТМ) связано с массовым переносом тепла из тропических в высокие широты морскими течениями и воздушными потоками над Евразийским континентом в период максимальной трансгрессии эоцена.

4. С ростом изоляции Западно-Сибирского бассейна во второй половине эоцена, в тавдинское время, в нем все более заметно возрастала роль эндемичной биоты.

5. Формирование азолловых слоев во внутреннем бассейне происходило при его опреснении в переходном интервале от бартона к приабону и в раннем приабоне в периоды наиболее низкого стояния уровня Мирового океана, при превалировании притока пресных вод с окружающей суши над поступлением морских из Перитетиса.

6. Представления А.Л. Яншина об особенностях климата раннего олигоцена на севере Туранской плиты при формирующемся речном стоке на юг в направлении регрессирующего морского бассейна определили его позицию по проблеме переброски вод западно-сибирских рек в Среднюю Азию в 60—80-е годы прошлого столетия.

Автор искренне благодарит чл.-кор. РАН А.В. Каныгина и д.г.-м.н. Н.В. Сенникова за ценные советы и замечания, а также сотрудников лабораторий палеофлористики и микропалеонтологии по совместному изучению керн скважин из Омского прогиба.

Работа выполнена при поддержке госконтракта № 16.740.11.0050, программы Президиума РАН «Происхождение и эволюция биосферы» и РФФИ (грант 11-05-00431).

## ЛИТЕРАТУРА

**Антипов М.П., Быкадоров В.А., Волож Ю.А., Шлезингер А.Е.** Сейсмостратиграфический анализ палеогеновых отложений Северного Приаралья и Северо-Восточного Устья // Геология и геофизика, 2011, т. 52 (10), с. 1388—1397.

**Атлас** литолого-палеогеографических, структурных, палинспастических и геоэкологических карт Центральной Евразии. Алматы, Изд-во ЮГГЕО, 2002, 37 с.

**Ахметьев М.А., Беньямовский В.Н.** Палеоцен и эоцен российской части Западной Евразии // Стратиграфия. Геологическая корреляция, 2006, т. 14, № 1, с. 54—78.

**Ахметьев М.А., Александрова Г.Н., Амон Э.О., Беньямовский В.Н., Бугрова Э.М., Васильева О.Н., Глезер З.И., Железко В.И., Запорожец Н.И., Козлова Г.Э., Николаева И.А., Орешкина Т.В., Панова Л.А., Радионова Э.П., Стрельникова Н.И., Яковлева А.И.** Биостратиграфия морского палеогена Западно-Сибирской плиты // Стратиграфия. Геологическая корреляция, 2001а, т. 9, № 2, с. 30—57.

**Ахметьев М.А., Александрова Г.Н., Беньямовский В.Н., Васильева О.Н., Железко В.И., Запорожец Н.И.** Курганские слои нижнего олигоцена Западной Сибири и Зауралья // Стратиграфия. Геологическая корреляция, 2001б, т. 9, № 4, с. 65—79.

**Ахметьев М.А., Кезина Т.В., Кодрул Т.М., Манчестер С.Р.** Стратиграфия и флора пограничных слоев мела и палеогена юго-восточной части Зейско-Буреинского осадочного бассейна // Сборник памя-

ти члена-корреспондента АН СССР, профессора Всеволода Андреевича Вахрамеева: (к 90-летию со дня рождения). М., ГЕОС, 2002, с. 275—315.

**Ахметьев М.А., Александрова Г.Н., Беньямовский В.Н., Витухин Д.И., Глезер З.И., Гнибиденко З.Н., Дергачев В.Д., Доля Ж.А., Запорожец Н.И., Козлова Г.Э., Кулькова И.А., Николаева И.А., Овечкина М.Н., Радионова Э.П., Стрельникова Н.И.** Новые данные по морскому палеогену Западно-Сибирской плиты. Статья 2 // Стратиграфия. Геологическая корреляция, 2004, т. 12, № 5, с. 65—86.

**Ахметьев М.А., Александрова Г.Н., Беньямовский В.Н., Гаврилов Ю.О., Герман А.Б., Запорожец Н.И., Кодрул Т.М., Моисеева М.Г., Наугольных С.В., Орешкина Т.В., Печникова К.А., Чумаков Н.М., Щербинина Е.А.** Причинно-следственные связи и факторы глобальных биосферных перестроек в фанерозое // Проблемы зарождения и эволюции биосферы / Ред. Э.М. Галимов. М., Книжный дом «ЛИБЕРКОМ», 2008, с. 509—530.

**Ахметьев М.А., Запорожец Н.И., Яковлева А.И., Александрова Г.Н., Беньямовский В.Н., Орешкина Т.В., Гнибиденко З.Н., Доля Ж.А.** Сравнительный анализ разрезов и биоты морского палеогена Западной Сибири и Арктики // Стратиграфия. Геологическая корреляция, 2010, т. 18, № 6, с. 78—103.

**Ашуров А.А., Немков Г.Н.** Палеогеновые нуммулиты Таджикской депрессии, их палеэкология и стратиграфическое распределение. Душанбе, ИРФОН, 1978, 170 с.

**Беньямовский В.Н., Васильева О.Н., Левина А.П., Пронин В.Г.** Палеоген Южного Зауралья. Ст. 2. Палеоген в центральной и северной частях Тургайского прогиба и в Курганском Зауралье // Изв. вузов, Геология и разведка, 1995, № 2, с. 2—15.

**Беньямовский В.Н., Ахметьев М.А., Алексеев А.С., Александрова Г.Н., Дергачев В.Д., Доля Ж.А., Глезер З.И., Запорожец Н.И., Козлова Г.Э., Кулькова И.А., Николаева И.А., Овечкина М.Н., Радионова Э.П., Стрельникова Н.И.** Морской терминальный мел и палеоген южной части Западной Сибири // Бюл. МОИП. Отд. геол., 2002, т. 77, вып. 5, с. 28—48.

**Бугрова Э.М.** Об экосистемной характеристике палеоценовых бассейнов северо-восточных окраин океана Тетис // Эволюция жизни на Земле. Материалы 1-го Международного симпозиума. Томск: Изд-во НТЛ, 1997, с. 24—28.

**Бугрова Э.М., Старшинина Д.А.** Новые данные по истории развития северо-восточной части Таджикской депрессии в палеогеновый период. СПб., ВСЕГЕИ, 2011, с. 1—10.

**Ван А.В.** Аналоги горизонта А в осадочном чехле Западно-Сибирской плиты // Среда и жизнь на рубежах эпох кайнозоя в Сибири и на Дальнем Востоке. Новосибирск, Наука, 1984, с. 63—66.

**Васильева О.Н.** Палинология и стратиграфия морских отложений палеоцена Южного Зауралья. Свердловск, 1990, 94 с. (Препринт/УрО АН СССР; № 6).

**Вахрушев Г.В.** Мезозойские и третичные отложения западного склона Башкирского Урала // Ученые записки Саратовского гос. ун-та им. Н.Г. Чернышевского, 1940, т. XV, вып. 2, с. 1—58 (с. 48 карта-вклейка).

**Волкова В.С., Кузьмина О.Б.** Флора, растительность и климат среднего кайнофита (палеоцен—эоцен) Сибири (по палинологическим данным) // Геология и геофизика, 2005, т. 46 (8), с. 844—855.

**Волкова В.С., Гнибиденко З.Н., Кулькова И.А.** О природе туртасского позднеолигоценового озера-моря в Западной Сибири // Геология и геофизика, 2000, т. 41 (1), с. 62—70.

**Волкова В.С., Архипов С.А., Бабушкин А.Е., Кулькова И.А., Гуськов С.А., Кузьмина О.Б., Левчук Л.К., Михайлова И.В., Сухорукова С.С.** Кайнозой Западной Сибири. Стратиграфия нефтегазовых бассейнов Сибири. Новосибирск, Изд-во СО РАН, филиал «Гео», 2002а, 246 с.

**Волкова В.С., Кулькова И.А., Кузьмина О.Б.** Палинотратиграфия палеогеновых и неогеновых отложений Барабинско-Кулундинской фациальной зоны Западной Сибири // Геология и геофизика, 2002б, т. 43 (11), с. 1017—1037.

**Вялов О.С.** Материалы к геологии района Больших Барсуков (Казахстан) // Тр. Ленингр. об-ва естествоиспытателей. Отд. геологии и минералогии, 1934, т. 63, вып. 2, с. 139—163.

**Вялов О.С.** Стратиграфия палеогена Таджикской депрессии. Л.; М., Гостоптехиздат, 1939, 35 с. (Тр. нефтяного геолого-разведочного ин-та, сер. А, вып. 129).

**Геология СССР. Т. XXI.** Западный Казахстан. Ч. 1. Геологическое описание. Кн. 1 / Ред. А.Л. Яншин. М., Недра, 1970, 879 с.

**Геология СССР. Т. XXXIV.** Тургайский прогиб. Геологическое описание. Кн. 1 / Ред. А.Л. Яншин. М., Недра, 1971, 536 с.

**Давидзон Р.М., Крейденков Г.П., Салибаев Г.Х.** Стратиграфия палеогеновых отложений Таджикской депрессии и сопредельных территорий. Душанбе, Дониш, 1982, 151 с.

- Закревская Е.Ю.** Крупные фораминиферы палеогена Северо-Восточного Перитетиса. Систематика, зональная стратиграфия и палеобиогеография: Автореф. дис. ... д.г.-м.н. М., ГГМ РАН, 2011, 43 с.
- Зальцман И.Г.** Сопоставление континентальных палеогеновых и неогеновых отложений Западно-Сибирской низменности, Урала, Тургайского прогиба и Северного Приаралья // Сов. геология, 1968, № 12, с. 26—35.
- Запорожец Н.И.** Комплексы органикостенного фитопланктона, спор и пыльцы среднего и позднего эоцена Омского прогиба (Западная Сибирь) // XIII Российская палинологическая конференция «Проблемы современной палинологии» (5—8 сентября 2011 г.) Сыктывкар, ИГ Коми НЦ Уро РАН, 2011, с. 1—5.
- Запорожец Н.И., Андреева-Григорович А.С.** Органикостенный фитопланктон в отложениях верхнего эоцена—нижнего олигоцена на территории бывшего СССР // Геологические и биотические события позднего эоцена—раннего олигоцена на территории бывшего СССР. Ч. 2. Геологические и биотические события / Под ред. В.А. Крашенинникова, М.А. Ахметьева. М., ГЕОС, 1998, с. 23—33 (Тр. ГИН РАН, вып. 507).
- Корень Т.Н., Грундан Е.Л.** Стратиграфия в научной программе 33-й сессии Международного геологического конгресса (2008 г., Осло, Норвегия) // Региональная геология и металлогения. СПб., ВСЕГЕИ, 2009, № 37, с. 16—29.
- Коробков А.М.** Стратиграфия олигоценовых отложений Северного Устюрта и Северного Приаралья на основании изучения моллюсков: Автореф. дис. ... к.г.-м.н. Л., ВСЕГЕИ, 1965, 18 с.
- Крашенинников В.А., Басов И.А.** Стратиграфия палеогеновых отложений Мирового океана и корреляция с разрезами на континентах. М., Научный мир, 2007, 316 с. (Тр. ГИН РАН, вып. 583).
- Кузьмина О.Б., Волкова В.С., Гнибиденко З.Н., Лебедева Н.К.** Микрофитофоссилии и магнито-стратиграфия верхнемеловых и кайнозойских отложений юго-восточной части Западно-Сибирской равнины // Геология и геофизика, 2003, т. 44 (4), с. 348—363.
- Кулькова И.А.** Диноцисты морского палеогена Западно-Сибирской равнины // Микрофитофоссилии и детальная стратиграфия морского мезозоя и кайнозоя Сибири. Новосибирск, ОИГТМ СО РАН, 1994, с. 98—106.
- Липман Р.Х.** Комплексы радиолярий в палеогеновых отложениях Тургайского прогиба и Северного Приаралья // Тр. ВСЕГЕИ. Новая серия. Биостратиграфический сборник. 1965, т. 115, вып. 1, с. 69—98.
- Макулбеков Н.М.** Эоценовая флора Западного Казахстана. Алма-Ата, Наука, 1972, 177 с.
- Мартынов В.А.** Стратиграфия морских палеогеновых отложений на юге Западно-Сибирской равнины // Морской и континентальный палеоген Сибири. Новосибирск, СНИИГГиМС, 1973, с. 45—56.
- Найдин Д.П.** Эпиконтинентальные моря Северной Америки и Евразии. Позднемеловой меридиональный морской путь // Проливы Северного полушария в мелу и палеогене. М., Изд-во Моск. ун-та, 2007, с. 60—79.
- Орешкина Т.В., Алексеев А.С., Смирнова С.Б.** Мел-палеогеновые отложения Полярного Предуралья: биостратиграфические и палеогеографические аспекты // Урал: фундаментальные проблемы геодинамики и стратиграфии. М., Наука, 1998, с. 183—192 (Тр. ГИН РАН, вып. 500).
- Ростовцев Н.Н.** Геологическое строение и перспективы нефтегазоносности Западно-Сибирской низменности // Информационный сборник. Л., ВСЕГЕИ, 1955, вып. 1055, № 2, с. 3—11.
- Стратиграфический словарь СССР** / Ред. Б.К. Лихарев. М., Госгеолтехиздат, 1956, 1283 с.
- Стратиграфический словарь СССР.** Палеоген, неоген, четвертичная система / Ред. В.Н. Верещагин. Л., Недра, 1982, 616 с.
- Стратиграфический кодекс России.** Издание третье / Ред. А.И. Жамойда. СПб., ВСЕГЕИ, 2006, 95 с.
- Стратиграфия СССР.** Палеогеновая система. М., Недра, 1975, 524 с.
- Тезисы докладов на Межведомственном совещании по разработке унифицированных стратиграфических схем Сибири.** Секция стратиграфии мезозойских и кайнозойских отложений. Л., ВСЕГЕИ, 1956, 46 с.
- Формозова Л.Н.** Стратиграфическое положение и возраст железорудных слоев Северного Приаралья // Бюл. МОИП. Нов. серия. Отд. геол., 1949, т. 24, вып. 4, с. 48—72.
- Цирельсон Б.С., Лосева А.В., Бляхова С.М., Кузнецова Л.Л., Кунаев М.С., Чернобай Н.Ю.** Регион XVIII. Северо-восточная часть Туранской плиты (Устюрт, Северное Приаралье, Тургай) // Геологические и биотические события позднего эоцена—раннего олигоцена на территории бывшего СССР. Ч. I. Региональная геология верхнего эоцена и нижнего олигоцена / Под ред. В.А. Крашенинникова, М.А. Ахметьева. М., ГЕОС, 1996, с. 183—196 (Тр. ГИН РАН, вып. 489).
- Шацкий С.Б.** К вопросу об ярусном расчленении морского палеогена Западно-Сибирской низменности // Тр. СНИИГГиМСа, 1969, вып. 94, с. 150—163.

**Шацкий С.Б.** Основные вопросы стратиграфии и палеогеографии палеогена Сибири // Палеоген и неоген Сибири. Новосибирск, Наука, 1978, с. 3—21.

**Шацкий С.Б.** Среда и жизнь на рубежах эпох кайнозоя в Западной Сибири // Среда и жизнь на рубежах эпох кайнозоя в Сибири и на Дальнем Востоке. Новосибирск, Наука, 1984, с. 9—15.

**Яншин А.Л.** Верхняя юра, мел и палеоген. Соляные купола Урало-Эмбинской нефтеносной области. Ч. II. М., Изд-во АН СССР, 1943, 71 с.

**Яншин А.Л.** Методы изучения погребенной складчатой структуры на примере выяснения соотношений Урала, Тянь-Шаня и Мангышлака // Изв. АН СССР. Сер. геол., 1948, № 5, с. 15—31.

**Яншин А.Л.** Геология Северного Приаралья. Стратиграфия и история геологического развития. М., МОИП, 1953, 734 с.

**Яншин А.Л., Гарецкий Р.Г., Шлезингер А.Е.** О положении границы Русской платформы к востоку от Каспийского моря // Бюл. МОИП. Отд. геол., 1961, т. 36, вып. 4, с. 5—36.

**Akhmetiev M.A.** Paleocene and Eocene floristic and climatic change in Russia and Northern Kazakhstan // Bull. Geosci., 2010, v. 85, № 1, p. 17—34.

**Backman J., Moran K., McInroy D.B.** Proc. of the Intergreted Ocean Drilling Program. V. 302. Texas, US College Staruon, 2006, 169 p.

**Edwards L.E.** Paleocene and Eocene dinocysts from the Salt Ridge Punjab, Northern Pakistan // Chapter C of regional studies of the Potwar Plateau area, Northern Pakistan / Eds. P. Warwik, D. Wardlaw. US Dep. Interior, US Geological Survey. Bull., 1992, p. 1—10.

**Gordon W.A.** A marine life and ocean surface current in the Cretaceous // J. Geol., 1973, v. 81, № 3, p. 260—284.

**Hollis C.J., Dickens G.R., Field B.D., Jones C.M., Sreong C.P.** Paleocene — Eocene transition at Mead Stream, New Zealand: a southern Pacific region of Early Cenozoic global change // Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol., 2005, v. 215, p. 313—343.

**Kothe A.** Biostratigraphy of the Surghar Range, Salt Range and the Kohat area, according to Jurassic through Paleogene calcareous nannofossil and Paleogene dinoflagellates // Geologisches Jahrbuch. Pt. B., 1988, v. 71, p. 3—87.

**Loyal R.S., Gupta V.J.** Biostratigraphic correlation and paleoecology of stratigraphically significant Paleocene — Eocene sections exposed at Subathu and Dharamaneala areas of Lesser Himalaya (Himachal Pradesh, India) // Newsl. Stratigr., 1990, v. 21, № 3, p. 167—165.

**Mirza K., Sheikh R.** Biostratigraphy of the Eocene Rohat Formation, Shekhan Nala Kohat Basin, Northern Pakistan // Ancient life and modern approaches. Abstr. Second Intern. Paleontol. Congress. Publ. Univ. Sci. Technol. of China Press, 2006, p. 233.

**Parrish J.T., Curtis R.L.** Atmospheric circulation, upwelling, and organic-rich rocks in the Mesozoic and Cenozoic eras // Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol., 1982, v. 40, p. 31—66.

**Sarma A.** Nehtiar larger foraminifera from Sheila Tornation, South Jaintia Yills, Meghalaya, India // Ancient life and modern approaches. Abstr. Second Intern. Palaeontol. Congress. Publ. Univ. Sci. Technol. of China Press, 2006, p. 119—120.

**Saxena R.K., Sarkar S.** Rewarked dinoflagellate cysts from the Sivalik group of Chandigarch and Himachal Pradesh // Geophytology, 1983, v. 13, № 2, p. 202—213.

**Scotese Ch.R.** Paleomap project. 2002, <http://scotese.cm>.

**Weiss W.** Age assignments of larger foraminiferal assemblages of Maastrichtian to Eocene age in Northern Pakistan // Zitteliana, 1993, v. 20, p. 223—252.

*Поступила в редакцию*

*29 сентября 2010 г.*