

## ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ЭТАПЫ РАЗВИТИЯ ПРИОБСКОГО АРКТИЧЕСКОГО ШЕЛЬФА В ЗАПАДНОЙ СИБИРИ В ПАЛЕОГЕНЕ И НЕОГЕНЕ

**В.С. Волкова**

*Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН,  
630090, Новосибирск, просп. Академика Коптюга, 3, Россия*

Рассмотрено строение осадочного чехла приобского арктического шельфа в палеогене и неогене по данным скважин, расположенных на Ямале, в низовьях рек Пур и Таз. Показаны особенности осадконакопления морского палеогена в центре и на севере Западно-Сибирской равнины. Рассмотрено влияние абиотических (тектонических) факторов на полноту геологической летописи и неотектонических процессов в олигоцен-неогеновое время на рельеф и накопление осадков. Приведено сопоставление разрезов скважин с основными сейсморазрезами Карского моря и хр. Ломоносова.

*Палеоцен, эоцен, олигоцен, талицкая, серовская, нюрольская, тавдинская свиты; диноцисты, споры, пыльца, этапы, события, переуглубленные долины.*

## GEOLOGIC STAGES OF THE PALEOGENE AND NEOGENE EVOLUTION OF THE ARCTIC SHELF IN THE OB' REGION (*West Siberia*)

**V.S. Volkova**

The paper is concerned with the structure of the Arctic shelf sediments in the Ob' region in the Paleogene and Neogene, sampled from boreholes drilled on the Yamal Peninsula, in the lower reaches of the Pur and Taz Rivers. The specifics of Paleogene marine sedimentation in the central and northern West Siberian Plain are studied. The effect of abiotic (tectonic) factors on the completeness of the geologic record is considered, as well as the effect of recent (Oligocene–Neogene) tectonic processes on topography and sedimentation. The borehole sections are compared with the main seismic sections of the Kara Sea and Lomonosov Ridge.

*Paleocene, Eocene, Oligocene; Talitsa, Serov, Nyuro'l'ka, and Tavda Formations; dinocysts, spores, pollen, stages, events, U-shaped valleys*

---

### ВВЕДЕНИЕ

В арктической части Приобского Севера Западной Сибири палеогеновые и неогеновые отложения являются составной частью мезокайнозойского чехла и имеют мощность более 800 м. Особенностью их строения является неполнота геологической летописи. Геологические этапы их развития обычно восстанавливаются по истории накопления отложений в центральной части Западно-Сибирской плиты. В Арктике полных разрезов палеогена и неогена нет. Наиболее полные разрезы этих отложений расположены к югу от Транссибирской магистрали, на территории Омской впадины, где они имеют хорошее палеонтологическое обоснование и палеомагнитную характеристику [Зальцман, 1968, 1981; Унифицированная..., 2001; Стратиграфия..., 2002; Волкова и др., 2002; Ахметьев и др., 2004а,б; Гнибиденко, 2006; Никитин, 2006]. В бортовой части Омской впадины, на границе с Северо-Казахстанской моноклиной, мощность осадков палеогена и неогена сокращается, что сразу отразилось в выпадении магнито- и палинозон в разрезе [Гнибиденко и др., 2011]. В крайних частях арктического шельфа также не только сокращаются мощности отдельных слоев и свит, но и выпадают осадки верхнего эоцена, олигоцена, неогена. Такие явления обусловлены тектоническими событиями в позднем кайнозое. Для оценки возраста осадков и полноты их геологической летописи большое значение будут иметь палеонтологические данные (динофлагеллаты, споры, пыльца).

При рассмотрении строения разрезов морских и континентальных отложений большое значение имеет последовательное прослеживание строения осадков, смена их во времени, характер стратиграфических границ с учетом литологического состава, а также палеонтологическая характеристика. Среди палеонтологических методов в последние годы в Западной Сибири предпочтение отдается динофлагеллатам. Палинологами они изучались одновременно со спорами и пыльцой. Установлена последовательная смена динозон, увязанная с зонами по нанопланктону и палинологическим данным.

Важно то, что группа диноцист — планктонных водорослей с органической оболочкой — встречается как в карбонатных, так и бескарбонатных фациях, а присутствие их в препаратах совместно со

спорами и пылью позволяет проводить прямую корреляцию морских и континентальных толщ. Характерно, что диноцисты отличаются высокими темпами эволюции и большим морфологическим разнообразием, быстрым освоением морских акваторий. В связи с этим они играют большую роль в зональной стратиграфии. В последние годы эта группа фитопланктона применяется для стратиграфии палеогеновых осадков, особенно в бореальных провинциях, перспективных на нефть и газ [Costa, Manum, 1988; Berggren et al., 1995].

Зональное деление морского палеогена Западной Сибири по диноцистам впервые было установлено И.А. Кульковой [1984, 1987, 1988]. Границы подразделений авторы работы [Кулькова, Шацкий, 1990] предложили проводить по появлению видов-индексов. Изучался палеоген по ряду скважин, расположенных в Кулундинской и Омской впадинах, в основном к югу от Ханты-Мансийска. В отложениях палеогена последовательно И.А. Кульковой было установлено шесть динозон — DN2, DN3, DN7, DN10, DN12, DN14 [Унифицированная..., 2001].

Зона *Cerodinium speciosum* выявлена и прослежена [Кулькова, Шацкий, 1990; Унифицированная..., 2001] в верхах талицкой — в низах серовской свит. Она по нанопланктону соответствует подзоне *Ellipsolithus macellus* — зоне *Fasciculithus tympaniformis* и нижней части подзоны *Heliolithus* (зеландий).

Зона *Apertodinium homomorphum* установлена в верхней части серовской свиты, по нанопланктону — это верхняя часть подзоны *Heliolithus*, и верхи зеландия зоны *Discaster multiradiatus* (танет).

Зона *Wetzieliella meckelfeldensis*, *Dracodinium simile*, *D. varielongitudum* (совместное распространение) выделена в ирбитской свите. Объем по нанопланктону соответствует зоне *Discoaster diastypus* (ипр).

Зона *Charlesdowniea coleothrypta* s.l. прослежена в нюрольской свите. Она подразделена на две подзоны. Объем всей зоны по нанопланктону соответствует зоне *Marthasterites tribrachiatus*, *Discoaster lodoensis*, *D. sublodoensis*, частично *Nannontetrina fulgeris* (верхи ипра — лютет).

Зона *Kisselovia ornata*, *Wetzieliella irtyszensis*, *Areosphaeridium diktyoplokum* (совместное распространение) выявлена особенно в низах тавдинской свиты и отвечает по объему нанопланктоновой зоне *Reticulofenestra umbilica* (бартон).

Зона *Charlesdowniea clathrata angulosa* обнаружена в верхней части тавдинской свиты, отвечающей нанопланктоновой зоне *Discoaster babadiensis* (приабон).

Позднее количество динозон увеличилось до 15 в результате более детального расчленения морского палеогена благодаря исследованиям, проведенным Н.И. Запорожец [Ахметьев и др., 2004а] и А.И. Яковлевой [2008].

## ПАЛЕОГЕНОВЫЙ ЭТАП

Взяв за основу зональное деление морского палеогена центра Западной Сибири мы постараемся рассмотреть строение приарктических районов Приобского Севера. Здесь развиты те же морские свиты (талицкая, серовская, ирбитская, нюрольская, тавдинская), что и в центральной части равнины [Любомирова, 1960; Чирва, 1960; Унифицированная..., 2001]. По полноте геологической летописи разрезы отличаются. За основу взят фактический материал, представленный в разрезах скважин, расположенных на северо-западе Ямала (рис. 1, скв. 1, 3), а также вдоль Обской губы на юго-востоке этого полуострова (скв. 1К, 12РР, 12РГ), в низовьях р. Пур (скв. 11, 32) и р. Таз (скв. 29). По данным разрезов этих скважин раскрывается строение морского палеогена шельфовой зоны эпиконтинентальных морей Арктики в палеогене. Здесь отложения вскрыты от верхнего мела до эоцена.

### Нижний палеоцен (датский ярус)

На Ямале самые древние осадки нами отнесены к нижнему палеоцену. Они вскрыты в скв. 12РР и 12РГ (см. рис. 1) ниже уровня Оби на глубине 160 м. Их мощность превышает 200 м. В этих скважинах к нижнему палеоцену отнесены глины алевроитовые, слюдястые, иногда опоковидные. Они входят в состав верхнетибейсалинской подсвиты [Волкова и др., 2002]. В низовьях р. Пур (рис. 2, скв. 11) нижнепалеоценовые отложения (интервал 281—300 м) с размывом залегают на верхнемеловых осадках и отделены от них 5-метровым слоем песка с растительным детритом. Нижний палеоцен представлен темно-серой, почти черной плотной глиной с включением углефицированных остатков. По характеру литологического состава осадки сходны с отложениями талицкой свиты юга Западной Сибири.

На Пур-Тазовском междуречье (рис. 3, скв. 29) в интервале 260—280 м осадки по простиранию сменяются тонкозернистым слюдястым песком с включением углефицированных остатков и черных прослоев глины. Отложения условно отнесены к датскому ярусу. Диноцисты не обнаружены. Считаем, что они отлагались в континентальных условиях. Лишь на границе с вышележащей серовской свитой встречены обрывки динофлагеллат *Cordosphaeridium*. В интервале 290—286 м в этой скважине к дат-

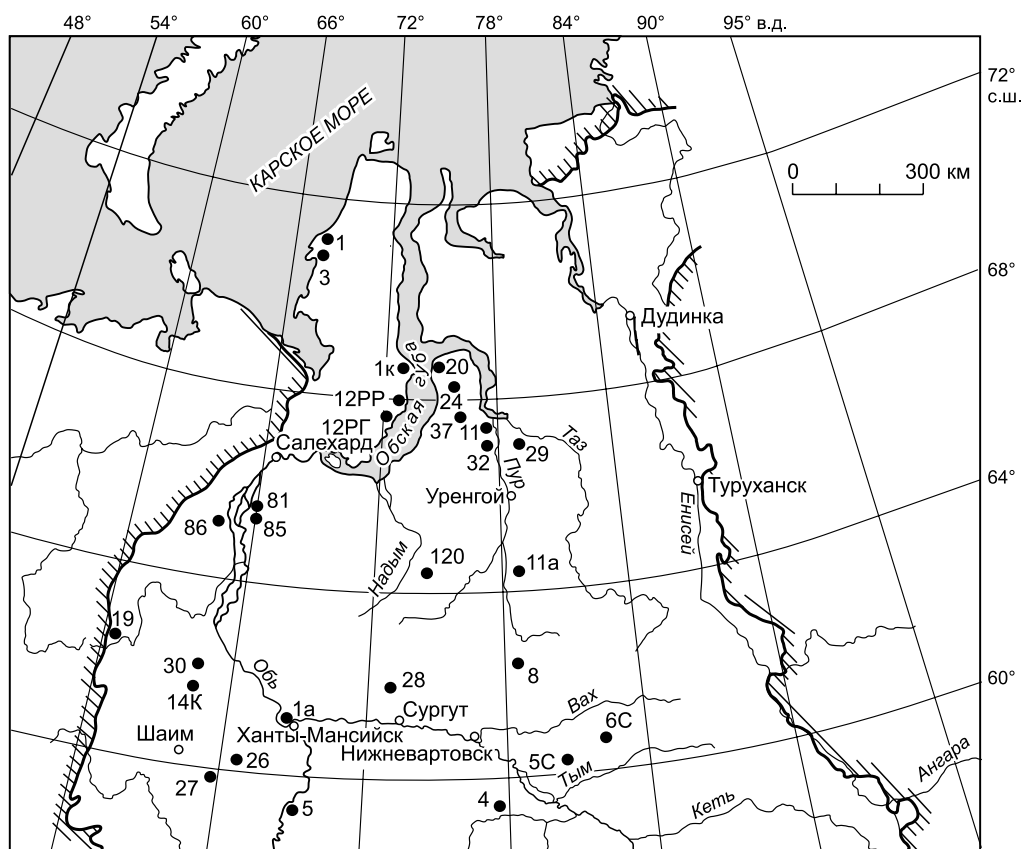


Рис. 1. Схема расположения скважин, изученных палинологическим методом в ИНГГ СО РАН.

Штрихами о контурена Западно-Сибирская равнина.

кому ярусу отнесен комплекс с *Wodehouseia fibriata* Sanley. Этой части разреза свойственно большое количество пыльцы *Triatriopollenites araboratus* Pfl., *Triocolporopollenites* spp., *Extraporopollenites clarus* Pfl., *Trudopollis suplkeingensis* (R. Rot Pfl.). Обильно в комплексе встречается вид *Wodehouseia fibriata*, характерный для осадков датского (?) возраста Аляски, для верхней части маастрихтских отложений Канады [McIntyre, 1975]. Голосеменные в комплексе представлены *Taxodiaceae*, *Pinaceae*. Такой комплекс типичен для нижней части талицкой подсвиты континентальных образований палеогена.

### Верхний палеоцен (зеландский и танетский ярусы)

Отложения верхнего палеоцена также представлены в скважинах 29 (280—230 м), 12PP, 12РГ, 11 (см. рис. 2, 3). На левобережье р. Таз осадки отнесены к верхнетибейсалинской подсвите и серовской свите, а в бассейне р. Пур — к верхнеталицкой подсвите и серовской свите. Отложения с размывом залегают на глинах нижнего палеоцена и представлены мелко- и среднезернистым слабокоагулированным песком (верхнеталицкая подсвита) в скв. 11 (интервал 300—280 м) и в скв. 29 (280—260 м). Серовская свита состоит из диатомитов, опоковидных глин с прослоями песка. Мощность отложений колеблется от 80 до 100 м. В разрезах скв. 12PP и 12РГ обнаружены диноцисты. Виды рода *Apectodinium* указывают на формирование осадков в конце позднего палеоцена — начале раннего эоцена [Унифицированная..., 2001]. Совместно с диноцистами присутствует значительное количество пыльцы семейства *Myrtilaceae*, разнообразных *Triatriopollenites* (в том числе *T. araboratus* Pfl., *T. excelsus* Pfl.), постоянно встречается пыльца стеммы *Normapollis-Trudopollis menneri* Zakl., *Nudopollis terminalis* Pfl. Довольно много пыльцы сближаемой с таксонами современных растений *Platycaryapollenites*, *Ulmoideipites krempii* And., *Casuarinidites*, *Quercus sparsa* (Mart.) Samoil., *Juglans nigripites*, *Engelhardia*. Для комплекса характерна пыльца *Anacolosidites insignis* Samoil. и незначительное, но постоянное участие пыльцы видов *Projectosporites spinulosis* Samoil., *Regina excelsis* Mtch. Единично встречается *Orbiculapollis*, *Aquilapollenites*, *Proteasidites adenanthoides* Samoil. Хвойные представлены пыльцой семейств *Taxodiaceae*, *Pinaceae*. Споры принадлежат сфагновым мхам. По данным С.Р. Самойлович [1961], такой состав типичен

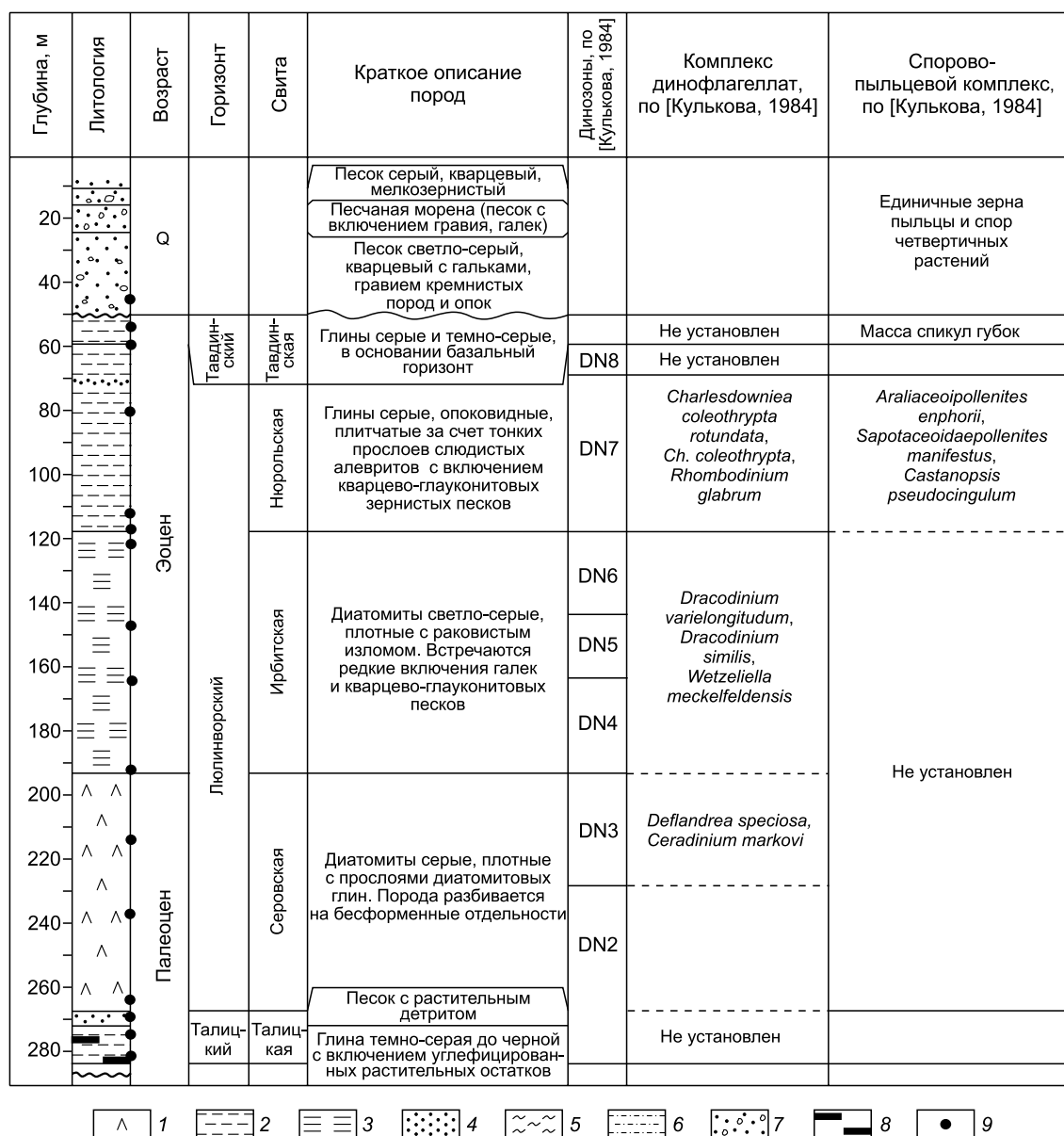


Рис. 2. Скв. 11, низовья р. Пур.

1 — диатомиты с прослоями диатомовых глин, 2 — глины, 3 — диатомиты, 4 — пески, 5 — суглинки, 6 — алевроиты, 7 — гравий и галька, 8 — углефицированные остатки, 9 — места отбора образцов керн. Возраст свит, обозначенных на рисунках, указан в тексте и на колонках.

чен для верхнепалеоценовых отложений Малоатлымского района и Среднего Приобья Тазовского полуострова (Таб-Яха), а также, по данным О.Н. Васильевой [1990] и Л.Б. Бакиевой [2003], для Зауральского фациального района.

Для осадков верхнего палеоцена И.А. Кульковой установлены зоны диноцист с видами-индексами *Cerodinium speciosum*, *C. markovae*, по объему соответствующие зонам NP4—NP6 [Унифицированная..., 2001].

В скв. 11 (в интервале 250—190 м) встречены динофлагеллаты *Caralyopsis diebeli*, *Cordosphaeridium inodes* (Klampp.) Eis., *Areoligera*, *Eocladopyxis*. Подобный состав диноцист сходен с комплексом, установленным для палеоцена (зеландия) Бельгии.

В приарктических районах в скв. 29, 11, 32 (рис. 2, 3, 4) кроме палеоцена присутствуют также отложения нижнего, среднего и верхнего эоцена, отнесенных к ирбитской, нюрольской и тавдинской свитам. Они представлены морскими фациями мощностью до 150 м. Во всех скважинах осадки пере-

Глубина, м	Литология	Возраст	Горизонт	Свита	Краткое описание пород	Динозоны, по [Кулькова, 1984]	Комплекс динофлагеллат, по [Кулькова, 1984]	Спорово-пыльцевой комплекс, по [Кулькова, 1984]
0-20	Суглинки с гравием и галькой, с включением вивионита	Q			Суглинки с гравием и галькой, с включением вивионита			Единичные зерна четвертичных растений
20-40					Пески разнозернистые с гравием и галькой опок и кремнистых пород			
40-60					Пески мелкозернистые, кварцевые, слюдяные, в основании с гравием и галькой опок			
60-80	Переслаивание алевритовых глин и слюдяных алевритов	Эоцен	Люлинворский	Тавдинский	Переслаивание алевритовых глин и слюдяных алевритов	DN8	<i>Rhombodinium pentagonum</i> , <i>Lentinia serrata</i>	<i>Araliaceipollenites euphorii</i> , <i>Sapotaceoidae-pollenites manifestus</i> , <i>Castanopsis pseudocingulum</i>
80-100				Нюрольская	Глины зеленовато-серые, диатомовые, плитчатые с прослоями алевритов и зеленовато-серых глауконитокварцевых песков	DN7	<i>Charlesdowniea coleothrypta rotunda</i> , <i>Rhombodinium glabrum</i>	
100-120				Ирбитская	Диатомиты и диатомовые глины плитчатые и тонкоплитчатые с прослоями алевритов	DN6	<i>Dracodinium varielongitudum</i> , <i>Dracodinium similis</i> , <i>Wetzeliella meckelfeldensis</i>	
120-160						DN5		
160-200	Диатомиты серые с раковистым изломом, с прослоями опок и диатомитовых глин	Палеоцен	Талицкий	Ирбитская	Диатомиты серые с раковистым изломом, с прослоями опок и диатомитовых глин	DN4	Не установлен	
200-220				Серовская		DN3		
220-240								DN2
240-260	Пески серые, тонкозернистые, слюдяные, с прослоями до черных алевритистых глин			Талицкая	Пески серые, тонкозернистые, слюдяные, с прослоями до черных алевритистых глин	DN1	Не установлен	
260-280				DN1				

Рис. 3. Скв. 29, Пур-Тазовское междуречье.

Усл. обозн. см. на рис. 2.

крыты плиоцен-четвертичными образованиями. Они изучались в скв. 32, 11, 29 в интервалах 100—200 м. Поверхность эоценовых отложений размыта. Во всех скважинах отложения представлены диатомитами темно-серыми, плитчатыми с прослоями алевритов. Редко встречаются прослой галек и глауконитовых песков. В скв. 11 в интервале 193—125 м установлена зона *Wetzeliella astarta* — *Dracodinium simile* в объеме NP10—NP11.

В скв. 29 диноцисты зоны *Wetzeliella meckelfeldensis* установлены на глубине 180—150 м, а зоны *Dracodinium varielongitudum* — *D. simile* — в интервале 150—110 м. В верхах этого интервала появляется *Charlesdowniea coleothrypta*, типичная для этой зоны. Пыльцы и спор в этой зоне не обнаружено. Микрофоссилии встречаются только в скв. 32 в интервале 110—100 м и принадлежат комплексу *Araliaceipollenites euphorii*, *Sapotaceoidae-pollenites manifestus*.

В скважинах присутствуют также осадки среднего эоцена. Они описаны как нюрольская свита (верхняя часть люлинворского горизонта). В низовьях рек Пур и Таз, на Ямале эти отложения имеют широкое распространение. Мощность превышает 70 м. Обычно осадки залегают на глубине 100—65 м. Средний эоцен представлен диатомовыми зеленовато-серыми глинами. В скв. 11 в отложениях обнаружены диноцисты зоны *Charlesdowniea coleothrypta*, кроме того, встречены *Rhombodinium glabrum*, *Charlesdowniea coleothrypta rotundata*. Одновременно с диноцистами присутствует очень характерный

Глубина, м	Литология	Возраст	Горизонт	Свита	Краткое описание пород	Динозоны, по [Кулькова, 1984]	Комплекс динофлагеллат, по [Кулькова, 1984]	Спорово-пыльцевой комплекс, по [Кулькова, 1984]
20	Песок коричнево-серый, разнозернистый, пылеватый, с гравием, галькой	Эоцен	Тавдинский	Тавдинская	Песок серый, пылеватый, слабослюдистый	DN10	<i>Rhombodinium pentagonum</i>	<i>Quercus gracilis</i> <i>Quercus graciliformis</i>
40	Глины серые до темно-серых, алевроитистые с тонкими прослоями алевроитов и тонкоплитчатые листоватые. В верхней части с растительными остатками							<i>Quercus gracilis</i> <i>Rhoipites pseudocingulum</i>
80	Глины зеленовато-серые опокovidные, мелкощербнистые, плитчатые, листоватые	Эоцен	Люпинворский	Нюрольская	Глины зеленовато-серые опокovidные, мелкощербнистые, плитчатые, листоватые	DN7	<i>Charlesdowniea coleothrypta rotunda</i> <i>Ch. coleothrypta</i> <i>Rhombodinium glabrum</i>	<i>Castanopsis pseudocingulum</i> <i>Rhoipites pseudocingulum</i> <i>Q. gracilis</i> <i>Tricolporopollenites liblarensis</i>
120	Глины диатомовые серые, опокovidные, плотные, неслоистые			Ирбитская	Диатомиты серые до светло-серых, в кернах раскалываются на угловатые обломки с раковистым изломом	DN6	<i>Dracodinium varielongitudum</i> <i>D. similis</i> , <i>Wetzeliella meckelfeldensis</i>	<i>Araliaceipollenites euphorii</i> <i>Sapotaceoidaepollenites manifestus</i> <i>Pompeckjoidaepollenites subhercynicus</i> <i>Castanopsis pseudocingulum</i>
140						DN5		
160						DN4		

Рис. 4. Скв. 32, низовья р. Пур.

Усл. обозн. см. на рис. 2.

комплекс трехбороздно-поровой пыльцы — *Castanea crenataeformis*, *Araliaceipollenites euphorii*, *Sapotaceoidaepollenites manifestus*, *Pompeckjoidaepollenites subhercynicus*, *Castanopsis pseudocingulum*. Присутствует также *Platycaryapollenites*, *Comptonia* и др. Этот комплекс сходен с комплексами, установленными Л.А. Пановой [1968] для зоны *Globorotaria oragonensis* и низам зоны *Acarina bulbrokii*. Отложения верхнего эоцена в скв. 29 (интервал 98—78 м) содержат динофлагеллаты зоны *Charlesdowniea coleothrypta* (DN10) [Унифицированная..., 2001]. Совместно с *Ch. coleothrypta* встречен вид *Rhombodinium cerciatum*. С диноцистами присутствует пыльца, принадлежащая палинокомплексу *Araliaceipollenites euphorii* — *Sapotaceoidaepollenites manifestus* — *Pompeckjoidaepollenites subhercynicus*, *Castanopsis pseudocingulum* (по данным И.А. Кульковой [1984], это зона 7). Она отвечает зоне *Charlesdowniea coleothrypta rotundata* [Андреева-Григорович, 1991] и соответствует NP12—NP15 (верхам ипра—лютет). Верхний эоцен в приарктическом районе представлен тавдинским горизонтом. Последняя морская свита вскрыта во всех скважинах, хотя верхняя часть свиты размыта. Мощность отложений не превышает здесь 45 м. В Арктике морские эоценовые отложения перекрыты молодыми плиоцен-четвертичными отложениями. Морские отложения эоцена представлены глиной серого и темно-серого цвета, слоистой, тонкоплитчатой. В верхней части глина имеет включения растительных остатков, разрез заканчивается тонкозернистым, слюдистым песком, указывающим на обмеление бассейна и на близость береговой линии. В скв. 32 обнаружены диноцисты *Rhombodinium pentagonum* Vozzh, *Lentinia serrata* Buyak, *Areosphaeridium diktyoplokum* Klumpp. Одновременно в осадках этой зоны установлена пыльца комплекса *Castanopsis pseudocingulum* — *Rhoipites* и *Bolivina asiatica* (бартон). *Quercus gracilis* — *Tricolporopollenites liblarensis* сопоставляется со среднеэоценовым комплексом Л.А. Пановой и соответствует зоне планктонных фораминифер *Globigerina turcmenica* и *Bolivina asiatica* (бартон). В скв. 32 (интервал 42—30 м) диноцисты принадлежат *Rhombodinium pentagonum* — *Charlesdowniea clathrata angulosa* и характеризуют конец среднего—начало верхнего эоцена. В этом интервале установлен комплекс пыльцы *Quercus gracilis* —

*Q. graciliformis*, *Castanea crenataeformis*, *Rhoipites pseudocingulum*. Характерно, что в небольших количествах появилась пыльца *Carya simplex*, *Corylopsis*, *Hamamelis*. Этот комплекс, по данным И.А. Кульковой, коррелируется с комплексом из осадков бартонского яруса Западной Европы. Следует подчеркнуть, что состав диноцист позволяет отложения сопоставлять с образованиями, являющимися аналогами палеоценовых и эоценовых отложений Западной Европы (зеландского, танетского, ипрского, лютетского и бартонского ярусов). Нижняя часть тавдинской свиты датируется концом лютета—бартона. В Арктике отложения приабонского яруса на данной территории отсутствуют. Вторая особенность этого района заключается в том, что здесь осадков континентального олигоцена и неогена [Волкова, 1999] нет. Основные этапы геологического развития палеогеновой трансгрессии (с конца палеоцена и до олигоцена) были рассмотрены в ряде публикаций [Чирва, 1960; Любомирова, 1960; Кулькова, Волкова, 1997; Волкова и др., 2005; Гнибиденко и др., 2011]. Показано, что максимум трансгрессий приходился на средний эоцен. Морской эоценовый бассейн был распространен далеко на север. Климат в это время был близок к субтропическому. Среднегодовая температура колебалась от +20 до +25°. Количество осадков достигало 1000—1400 мм/год [Кулькова, Волкова, 1997; Волкова, 2011]. Такие условия благоприятствовали формированию углеводородов. Следует отметить, что морской Сибирский бассейн испытывал неоднократные колебания уровня. Это особенно относится к Тавдинскому бассейну. По-видимому, фазы трансгрессии сменялись кратковременными фазами регрессии, более глубоководные фации — мелководными. Об этом свидетельствует неоднократное расселение водного папоротника *Hydropteris undutus* (*Azolla*). Так в краевой части Тавдинского бассейна (скв. 9, к югу от оз. Чаны) отмечено нами два уровня расселения. Первый в нижней подсвите Тавдинского бассейна на глубине 405—350 м, второй на глубине 300—350 м (приабон), хрон R3tv-N2tv, хрон N1tv [Волкова и др., 2005; Гнибиденко, 2006]. М.А. Ахметьев с соавторами [2004а,б, 2010] отмечают, что в бартонское и приабонское время произошло понижение уровня Мирового океана. Западно-Сибирский Тавдинский бассейн потерял связь с Арктическим. Прекращение водообмена с Арктическим бассейном через Западно-Сибирский внутренний привело к формированию в нем замкнутой системы течений [Ахметьев, Запорожец, 2011] эстуарного типа. Все это способствовало опреснению бассейна, об этом же свидетельствует и угнетенный характер фораминифер. По мнению М.А. Ахметьева, с похолоданием этого времени связано формирование азолловых слоев в «высокой» Арктике и на хр. Ломоносова. Температура морских вод в фазу похолодания и опреснения достигала всего 10 °С [Brinkhuis et al., 2006]. В Западной Сибири, по данным [Ахметьев, Запорожец, 2010], признаки похолодания установлены для заключительной фазы формирования азолловых слоев в позднетавдинское время. Оно обусловило увеличение в спектрах пыльцы хвойных. Состав пыльцы и спор из отложений Тавдинского бассейна указывает на то, что среднегодовые температуры в конце приабонского времени понизились. Они были ниже на 7—10°, чем в бартонское время [Волкова, 2011].

Присутствие азолловых слоев и их возраст (на хр. Ломоносова) требует, по нашему мнению, дальнейшего исследования.

На хр. Ломоносова слои с *Azolla* были установлены участниками арктической экспедиции АСЕХ в разрезе скв. МООО4А. Выявлено два пика распространения этих слоев на глубинах 313.35 и 302.00—301.35 м. По существу, эти пики по глубине близки к уровням присутствия *Hydropteris undutus* в Тавдинском бассейне установленных нами. Не исключено, что имеется и третий уровень на границе нюрольского и тавдинского горизонтов. При посещении лаборатории стратиграфии мезозоя и кайнозоя ИНГГ СО РАН сотрудники экспедиции демонстрировали нам глинистую породу, представляющую собой конгломерат из *Azolla*. Видовые определения азолл не были выполнены. Точный возраст было установить трудно. Природа их появления в Арктике и в Западно-Сибирском морском бассейне (*Hydropteris undutus*), по представлениям М.А. Ахметьева, Н.И. Запорожец [2010], одна и та же. Она связана с понижением уровня Мирового океана, вызвавшим опреснение вод Арктического бассейна и перестройку системы течений — от сквозной в сторону Тетис на полузамкнутую, что явилось причиной расцвета азолловых слоев в опресненных водах близ хр. Ломоносова.

Кроме затрудненной связи обмена вод Полярного бассейна с другими океаническими акваториями на уровне понижения Мирового океана, в работах [Ахметьев, Запорожец, 2010, 2011] допускается и другая причина опреснения — это резкое увеличение в полярных областях атмосферных осадков над испарением в условиях влажного климата. По данным палинологического анализа, количество осадков во второй половине развития Тавдинского бассейна в Западной Сибири сократилось до 1000—1200 мм/год, однако процент их испарения и влияние на опреснение вод бассейна трудно вычислить. Как отмечал В.М. Сеницын [1965], общая циркуляция атмосферы над Евразией в палеогене не менялась. Лишь в конце эоцена количество осадков сократилось до 900—800 мм/год. В эоцене флористический состав фитогеографических зон отличался от современного. В Арктике в то время существовали леса, близкие к субтропическим [Кулькова, Волкова, 1997; Волкова и др., 2005].

Геологическое строение окраин материка нашло отражение на дне Карского моря и далее в сейсмокомплексах хр. Ломоносова. Баренцево-Карское шельфовое море относится к восточной части Ат-

лантического океана. Особенности геологического строения при переходе к материковой части и динамика атмосферы рассмотрены в работах [Грамберг, 1964; Грамберг, Погребницкий, 1992]. Авторы показали, что структура подводных окраин является комплексной функцией большого числа факторов и процессов, определяющих эволюцию океанов и связанных с ней осадконакопления, в том числе и осадочного чехла. В развитии Атлантического океана И.С. Грамберг отмечает две особенности — это образование океанической литосферы и медленное раскрытие Атлантического и быстрое — Тихого океанов. Последующие тектонические события оказали влияние на формирование мощностей мезокайнозойских и кайнозойских отложений и на развитие биоты. Мощность осадков и характер структур получили унаследованное развитие от структур мезозойского чехла [Гуревич, Мусатов, 1989; Алексеев и др., 1991].

В Карском море [Шипилов, Тарасов, 1989] установлен разрез осадочного чехла — юры, мела, палеогена и значительной части промежуточного комплекса, выполняющего глубокие прогибы, к которому отнесены отложения триаса. Установлено, что в Карском море средний уровень залегания осадочного чехла находится на глубине 4.4 км, а в Баренцевом на глубине 16—18 км. Его распределение в Карском море более равномерное, чем в Баренцевом. По геологическому строению и мощности осадочного чехла Карская впадина подразделяется на северную и южную. Максимум мощности осадочного чехла достигает на севере Карской впадины (более 10 км). Сейсмическими работами зафиксировано изменение мощности чехла с запада на восток. По данным [Шипилов, Тарасов, 1989], это свидетельствует о возрастном-поступательном развитии тектонических процессов, происходящих с запаздыванием тектонических циклов.

По данным В.И. Гуревича и Е.Е. Мусатова [1989], мощность палеоген-неогенового и четвертичного чехла в Карской впадине находится в соотношении с глубинным залеганием (унаследована) опорных горизонтов нижнетриасовой и средневерхнеюрской поверхности, зависящей, в свою очередь, от кровли фундамента. Во впадинах мощность палеогенового чехла достигает 500 м, а в районе Новой Земли сокращается до 10 м.

Исследователи [Крапивнер и др., 1989; Данилов, Шило, 1998], рассматривая палеоэкологию и палеогеографию Северного Ледовитого океана, отметили, что палеогеновый период является общим с материковой частью суши — морским до начала олигоцена на фоне медленного поднятия, которое прекратилось к началу олигоцена. В олигоцене произошло образование глубокой океанической котловины Северного Ледовитого океана, сопровождавшееся общей регрессией Баренцево-Карского моря. Сейсмическими работами на западе Баренцево-Карской окраины установлены фиорды, заложенные раньше палеогена. Они наследуют докайнозойские (девон-юрско-меловые) палеограбены. В их пределах устанавливается мощная толща палеогеновых (?) и неоген-четвертичных отложений. Однако Е.Е. Мусатов, Ю.Е. Мусатов [1989] допускают, что грабены, такие как Святой Анны, Воронина, были заложены и позднее, в антропогене. В них нет палеогеновых отложений. Они заполнены четвертичными отложениями, залегающими непосредственно на меловых осадках. Такие формы рельефа обусловлены молодой тектоникой. В западной части котловины устанавливается также непрерывный разрез палеоцен-эоценовых и нижнеолигоценых пород. Мощность на акватории Карского моря чехла палеогеновых пород достигает 0.7 км. По сейсмическим данным, палеогеновые отложения присутствуют не везде. Так, на о. Свердлук палеогеновых отложений нет. В Нижнеземельском желобе вскрыты верхнемеловые и палеогеновые отложения. На Ямале, в районе м. Харасовой, на геоакустическом разрезе и в скв. 1 залегает мощная (до 150 м) толща четвертичных отложений, которые с угловым несогласием перекрывают палеогеновые породы. Сходное строение осадочного чехла в морях описано А.П. Лисициным [1974]. В дальнейшем в постпалеогеновое время на западном и восточном арктическом шельфе России осадконакопление было тесно связано с тектоническими движениями. Последние обусловили смену трансгрессивных и регрессивных фаз эоценового моря. Это отразилось на ритмике осадконакопления как на материке, так и на дне Карского моря. Рассматривая палеоэкологию и палеогеографию морей Северного Ледовитого океана, Б.И. Ким и И.В. Рейнен [1989] сделали вывод о синхронности тектонических процессов, обусловивших тесную связь между ритмикой осадконакопления и рельефа в неогене. По данным [Суздальский, 1972; Спиридонов и др., 1989], мощность плиоцен-четвертичного чехла на баренцево-карском шельфе достигала 200 м, а мощность более молодых четвертичных осадков до 100 м. В восточной части Карского моря установлены грядобразные ледниковые формы на глубине 150—200 м. На баренцево-карском шельфе большой интерес имеют обнаруженные погребенные долины, врезанные в палеогеновые породы. По данным А.П. Ласточкина [1978], погребенные долины установлены на всех платформенных равнинах Евразии, что указывает на сходность процессов, а скорее всего, и на одновременность их возникновения. Величина переуглублений достигает 270—300 м. В восточной части Ямала, близ пос. Каменный Мыс, в скв. 1 вскрыты плиоценовые отложения мощностью более 200 м. По нашим данным [Волкова, 1999], здесь плиоцен залегает на талицкой свите дат-палеоценового возраста. При изучении погребенных долин надо отмечать время их заложения (начало вреза) и заполнение осад-



ками. Время, вероятно, совпадает с оживлением тектонических движений, с понижением уровня Мирового океана и регрессией Тавдинского бассейна, а заполнение осадками произошло в более позднее время, при более высоком уровне Мирового океана.

Анализ отметок поверхности палеоцен-эоценовых пород на шельфе Карского моря показал, что их значения меняются. Изменчива и мощность осадков. На территории Ямало-Тазовского района мощность талицкой свиты достигает 120—130 м, а в низовьях р. Пур не превышает 60 м [Стратиграфия..., 2002]. В верховьях р. Вогулка, на р. Сартынья она колеблется от 50 до 10 м. В приуральской части сокращается до 10 м. Исследователи считают, что палеоценовые отложения залегают с размывом на юре как в Южно-Карской, так и в Северо-Карской котловинах. На шельфе, в районе Северо-Сибирского порога, юрские породы выклиниваются, уменьшается мощность в два раза меловых пород и, соответственно, сокращается мощность палеогена до 50—10 м. Палеонтологическая характеристика палеогена арктических побережий Приобского Севера и палеоценовых отложений на дне Карского моря была идентична. Однако баренцево-карский шельф пережил сложную историю развития, которая нашла отражение в строении осадков, в изменении биоты, в распределении мощностей мезокайнозойского чехла. Особенно сложная обстановка наметилась на рубеже эоцена и раннего олигоцена. В результате неравномерных тектонических движений в тот период на шельфе Приобского Севера были уничтожены осадки большей части эоцена, олигоцена и неогена.

Крупные исследования проведены по изучению осадочного чехла при лаптевоморской части хр. Ломоносова [Рекант, Гусев, 2012]. Установлено, что формирование структурного чехла хр. Ломоносова относится к нижнему мелу. С этим периодом связано начало заложения и развитие горст-грабеновой структуры хребта, а также разломной зоны. Одновременно формируются коррелятные толщи осадков. Их изучение показало, что начало интенсивного образования глубоководных впадин и разделяющих их поднятий хр. Ломоносова относится к концу олигоцена—раннего миоцена. Сделан важный вывод о том, что структура хребта не может рассматриваться отдельно от структуры, прилегающей с юга части Лаптево-Восточной Сибирской континентальной окраины. Структура осадочного чехла хр. Ломоносова является структурным продолжением Новосибирской системы горстов и грабенов, выделенных на шельфе.

Созданы также цифровые модели рельефа раздела поверхности Мохоровичича, распределение и изменение суммарной мощности земной коры, а также ее консолидированной части в пределах глубоководной зоны Северного Ледовитого океана. Показано, что суммарная мощность земной коры различна. В глубоководных котловинах она изменяется от 10 до 16—30 км [Глебовский и др., 2013].

В последние годы качественно новые материалы по геологии Арктики были получены экспедицией АСЕХ-302. Впервые на хр. Ломоносова между 87—88° с.ш. было пробурено пять скважин, в которых вскрыты мезозойские и кайнозойские отложения. Две скважины МОО2А и МООО4А расположены на склоне хребта. По скважинам был изучен разрез на глубину 428 м [Ким, Глезер, 2007]. В забое скважины МООО4А был вскрыт верхний мел, на котором несогласно залегают осадки верхнего палеоцена. Данные по морской фауне и флоре позволили Дж. Бекману с соавторами [Backman et al., 2006] расчленить разрез на четыре комплекса. Первый комплекс — 220.24 м ниже морского дна (н.м.д.) — отнесен к голоцену—среднему эоцену, второй (220.24—313.01 м н.м.д.) — к среднему эоцену, третий (313.01—404.79 м н.м.д.) — к верхнему палеоцену—нижнему эоцену и четвертый (424.5—426.7 м н.м.д.) — к верхнему мелу. Из отложений изучались диатомеи, силикофлагеллаты, диноцисты, радиолярии и фораминиферы. Комплексное биостратиграфическое расчленение было сопоставлено с биостратиграфическими зонами по силикофлагеллатам, выделенными в работах [Глезер, 1979а,б; Глезер, Степанова, 1994]. Зоны по силикофлагеллатам были сопоставлены с зонами по диноцистам палеогена Западной Сибири, установленными И.А. Кульковой [Кулькова, 1984, 1987; Кулькова, Шацкий, 1990; Стратиграфия..., 2002]. В результате были определены возрастные датировки в разрезах скважин и сопоставлены по микрофитофоссилиям с данными береговых разрезов Приобской арктической зоны, выявлены этапы геологической истории, этапы трансгрессий и регрессий — кратковременных моментов обмеления морей и их сопоставления во времени. На хр. Ломоносова позднемеловому времени отвечает поверхность несогласия, связанная с понижением уровня моря. Следующий этап относится к палеоцену. Ранний палеоцен отражает фазу тектонической стабилизации. На материке, в отложениях Западной Сибири, морских организмов не установлено. В этот этап установился режим пенепленизации и формирования кор выветривания. Химические коры выветривания этого времени имели широкое распространение. Они найдены на Балтийском щите [Афанасьев, 1977], Полярном Урале [Калецкая, Миклухо-Маклай, 1961], на Новосибирских островах, на Лаптевоморском побережье [Ким, Слободин, 1991]. Они были представлены пестроцветными глинами и суглинками. Между Ляховскими островами максимальная их мощность в скважинах составляет 23 м [Ким, Слободин, 1991]. На хр. Ломоносова длительная эпоха существования пенеплена привела к размыву и выравниванию рельефа. Этот размыв привел к выпадению из разреза осадков (скв. МООО4А) нижнего палеоцена. Здесь отложения верхнего палеоцена с

размывом залегают на верхнемеловых осадках. Позднее, в конце палеоцена, наступил этап длительной трансгрессии. На севере Западной Сибири этой трансгрессии соответствует началу формирования тибетсалинской свиты (на Ямале скв. 12PP, 12PG и скв. 1K на м. Харасовой). На шельфе Карского моря ей соответствует сейсмотолща, вскрытая скважинами на Ленинградской и Русановской площадях. Здесь эти отложения относятся к сейсмокомплексу LR3. Их накопление указывает на погружение поднятия Ломоносова ниже уровня моря [Ким, Глезер, 2007]. На границе палеоцена и эоцена произошла кратковременная регрессия. На поднятии Ломоносова при анализе временных разрезов сейсмических профилей устанавливается подошвенное налегание эоценового сейсмокомплекса LR4 на нижележащий верхнепалеоценовый LR3, что указывает на формирование поверхности несогласия, вызванной отсутствием седиментации [Буценко, 2001]. В эоцене в Западной Сибири установлена трансгрессия. Синхронные ей морские отложения установлены и на шельфе Карского моря (Русановская и Ленинградская площади). Осадки, вскрытые скважинами, содержат богатые комплексы диатомей, силикофлагеллат и диноцист, по составу аналогичных микрофоссилиям из ирбитской и люлинворской свит Западно-Сибирской равнины. Отложениям на хр. Ломоносова соответствует сейсмокомплекс LR4 эоцена. По данным Б.И. Кима [2003], максимум трансгрессии приходится, как и в Западной Сибири, на средний эоцен. На границе эоцена и олигоцена установлена регрессия моря. Б.И. Ким, З.И. Глезер [2007] допускают, что на этом рубеже со второй фазой регрессии вследствие подъема островов (Шпицберген, Земля Франца Иосифа, Северная Земля) произошло обособление Арктического бассейна на севере и Западно-Сибирского на юге, а в районах поднятий установился континентальный режим. Началу олигоцена Западной Сибири соответствует континентальная атлымская свита. В Арктическом секторе она не везде сохранилась. В Западной Сибири атлымская свита с размывом залегает на морских осадках верхнего эоцена. Однако морские отложения раннего олигоцена, по данным Б.И. Кима, установлены на хр. Ломоносова в котловинах Арктического бассейна. Наличие морских осадков в чехле хребта свидетельствует о положении его ниже уровня моря, однако этот вопрос является дискуссионным.

## НЕОГЕНОВЫЙ ЭТАП

Новый этап тектонической стабилизации установлен на рубеже олигоцен — ранний миоцен. В это время вновь формировалась химическая кора выветривания за пределами развития озерных бассейнов. Кора представлена каолинитовыми и каолин-гидрослюдистыми пестроцветными глинами, особенно на юго-востоке Западной Сибири. Мощность олигоцен-миоценовой коры не превышает 8—20 м. В Канаде, в округе Баккензи (холмы Корибу), кора представлена белыми каолиновыми глинами мощностью до 40 м [Ким, Слободин, 1991]. Возраст коры канадские геологи считают верхним олигоценем. На хр. Ломоносова этому периоду отвечает размыв. Этот промежуток времени соответствует крупнейшему понижению уровня океана в истории Земли.

Фактического материала по палеогеографии среднего и позднего миоцена недостаточно. В связи с этим нам трудно согласиться с существованием обширной морской трансгрессии, в начале которой произошел обмен фаунами между Северным океаном (тогда еще не Ледовитым) и Северной Пацификой [Алексеев и др., 1991]. На отсутствие оледенения Северного океана указывает тренд среднегодовых температур достаточно высоких для этого отрезка времени [Волкова, 2011]. Обмен фаун, по мнению Б.И. Кима, происходил не через Берингов пролив, а через бассейн среднего и верхнего течения Колымы, где установлены морские отложения со смешанным комплексом морских, солоновато-водных и пресноводных диатомей [Ким, Слободин, 1991]. Однако этот вопрос требует дальнейшего исследования.

До сих пор к дискуссионным вопросам относится нахождение морских осадков в западном секторе Российской Арктики — слои с *Gladulina* (колвинская свита на Печоре), в Западной Сибири — усть-соленинская свита на Енисее [Основные проблемы..., 1983]. Геологи из бывшего НИИГА одновозрастные образования выделяют на Таймыре, Северной Земле, о. Бегичева (бассейн моря Лаптева), Новосибирских островах, Новой Земле, о. Фадеевский [Ким, Слободин, 1991]. В отложениях среднего и верхнего миоцена на указанных территориях установлен комплекс фораминифер. Отложения среднего—верхнего миоцена вскрыты в скважинах в низовьях р. Колыма и в пределах чукотского шельфа [Алексеев и др., 1991].

На поднятии Ломоносова морской средний и верхний миоцен установлен только в скв. МООО2А. Отложения соответствуют сейсмокомплексу LR6. Присутствие этих отложений на поднятии подтверждает формирование одновозрастных осадков в океанических котловинах, где им отвечают соответствующие сейсмокомплексы.

В конце позднего миоцена отмечается глобальная регрессия Мирового океана. Она вызвала поднятие суши и осушение шельфа. Этот этап в береговом обрамлении проявился повсеместно межрегиональным размывом и заложением переуглубленных долин на шельфах Евразии. Как мы уже писали выше, глубина погребенных долин на ямальском шельфе превосходит 200 и 380 м на шельфе около

г. Дудинка, на р. Енисей [Унифицированная..., 2010]. На поднятии Ломоносова установлено подошвенное налегание комплекса LR7 на нижележащий комплекс LR6 (средневерхнемиоценовый). Формируется поверхность несогласия при отсутствии осадконакопления. Плиоцен, по данным геологов НИИГА, ознаменовался эпохой длительной и самой обширной в Арктике непрерывно-прерывистой трансгрессией, с чем нельзя согласиться. Против маринизма, который особенно процветал в 70-е годы прошлого столетия, выступил С.Л. Троицкий [1975]. Он показал сложную историю формирования арктического шельфа в неогене и четвертичном периоде.

Неогеновый этап, как отмечалось выше, характеризуется широким развитием озерных бассейнов и дифференцированными тектоническими движениями. Первая половина неогена (миоцен) была временем относительного тектонического покоя на севере Сибири [Стрелков, 1965; Вдовин, 1979]. Неотектонические движения имели небольшие амплитуды и почти не нашли отражение, по данным И.Л. Кузина [2002], в строении отложений. Однако они привели к сокращению площади раннемиоценового Абрисовского озерного бассейна и его распаду на ряд мелких водоемов, где шло накопление глин с прослоями погребенных почв и бурых углей. В неогеновый период в северной части равнины возникла широтная система Обь-Енисейских поднятий, на которых не было осадконакопления. Отложения небольшой мощности были уничтожены процессами денудации. По существу, на поднятиях формировались денудационные равнины, к северу и югу от них шло накопление озерных отложений. В среднем и позднем миоцене и плиоцене вновь произошло оживление тектонических движений, оказавших большое влияние на образование осадков и рельефа. На севере равнины (шельфовая зона) они привели к размытию значительной части эоценовых, олигоценых и неогеновых пород.

Изучение керна скважин [Волкова, 1999] показало, что на Ямале высоко подняты верхнемеловые отложения. На Ямале верхнемеловые породы залегают на глубине всего 350 м, а на Тазовском полуострове — на глубине 225 м. На размытой поверхности меловых пород залегают плотные глины и суглинки (до 150 м мощности) тибейсалинской свиты нижнепалеоценового возраста, на поверхности которой с большим перерывом залегают верхнеплиоценовые-четвертичные отложения. В настоящее время установлено, что на палеошельфе севера нет не только неогена, но и эоцена и олигоцена. Активизация тектонических движений (около 7—6 млн л.н.) привела к дальнейшему врезанию и углублению погребенных долин. Заполнение их осадками произошло в позднем плиоцене при высоком уровне стояния моря [Зархидзе и др., 1991]. Переуглубленные долины на севере врезаны в поверхность верхнемеловых и палеоценовых отложений. Следует согласиться с авторами работы [Слободин, Ким, 1990], что заполнение переуглубленных долин происходило при высоком уровне стояния Мирового океана до максимальных отметок. Об этом свидетельствует расположение, по данным В.Я. Слободина, береговых линий на отметках 320—(255—270) м. Береговые линии установлены на Урале, Пайхое, на Новой Земле. По данным того же В.Я. Слободина, они известны в Арктике, на побережье и островах Северного Ледовитого океана. На данном этапе исследования морские отложения в переуглубленных долинах не обнаружены. Долины заполнены верхнеплиоценовыми континентальными отложениями, а в низовьях Енисея — морскими четвертичными осадками. Расположение погребенных долин в бассейне р. Обь совпадает с положением современных рек. Во время вреза долин уровень моря лежал на 299—300 м ниже современного [Стрелков, 1965]. Амплитуда колебаний неогеновой поверхности достигала 400—500 м. На рубеже раннего плиоцена она могла быть выше, особенно в период восходящих тектонических движений. В настоящее время на севере Западной Сибири амплитуда отметок не превышает 220 м. Мощность плиоценовых отложений в погребенных долинах достигает более 200 м. Безусловно, они обновлялись и за счет других абиотических факторов, в том числе и за счет мерзлотно-солифлюкционных [Зольников и др., 2004].

В центральной части Тазовского полуострова [Архипов и др., 1994; Волкова, 1999] в переуглубленных долинах нет миоценовых и плиоценовых отложений. Здесь на глубине 200 м залегают осадки палеоцена, перекрытые нижнесреднечетвертичными моренными отложениями. Строение разрезов позволяет сделать вывод, что Тазовский полуостров в плиоцене испытывал более сильные восходящие движения, обусловившие существование Тазовской системы поднятий, в общих чертах наследующих структуры мезокайнозойского осадочного чехла. В низовьях Оби в конце плиоцена тенденция к прогибанию была более устойчивой, что привело к накоплению в погребенных долинах озерно-аллювиальных осадков. В работах [Архипов, 1971; Архипов и др., 1994] показан дискордантный (несогласный со структурой) характер залегания третичных толщ, обусловленный молодыми тектоническими движениями, которые способствовали опусканию территории Обского канала и низовьев Оби. Благодаря дискордантному залеганию третичных толщ, все они (палеоген и неоген) выклиниваются к северу от малоатлымских дислокаций, погружаясь на юг, в Ханты-Мансийскую впадину. На север, до пос. Перегребное, распространены только палеоценовые отложения. В ряде скважин поверхность дочетвертичных отложений зафиксирована на глубине 150—170 м, и на плиоценовых отложениях залегают валунные суглинки и глины с мегакластами и отторженцами палеогеновых пород. На Тазовском полуострове и Яма-

ле эти отложения описаны как морены и отнесены к верхам эоплейстоцена [Унифицированная..., 2000]. Древний ледник кроме аккумуляции отложений произвел большую экзарационную деятельность, обновляя долины, уничтожая и перерабатывая дочетвертичную толщу осадков. Позднее уже в плейстоцене север равнины неоднократно подвергался оледенениям, которые чередовались с морскими трансгрессиями [Архипов, Волкова, 1994; Гросвальд, Глазовский, 1998; Гросвальд, 1999; Лаврушин, 2010]. Все это происходило на новой волне активизации тектоники, что также оказало сильное влияние на осадконакопление и развитие рельефа, особенно речной сети и на неоднократное увеличение площади арктического шельфа.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Анализ биотических и абиотических данных позволил сделать вывод, что в палеогене на территории акватории Баренцева и Карского морей развивались сопряженно с Евразийским океаническим суббассейном и вместе с Баренцево-Карской окраинно-материковой плитой и составляют единую Западно-Арктическую зону перехода от континента к океану [Алексеев и др., 1991; Зархидзе и др., 1991; Грамберг, Погребницкий, 1992].

В результате активизации тектонических движений в начале олигоцена поднятие хр. Ломоносова представляло собой лишь фрагмент континентальной коры, отторгнутый в процессе рифтогенеза от шельфовой зоны Евразии и перемещенный в высокие широты [Ахметьев и др., 2010, Поселов и др., 2010, 2012]. В олигоцене на арктическом шельфе установился континентальный режим осадконакопления при достаточно теплом климате [Кулькова, Волкова, 1997; Волкова, 2011].

Наиболее сложный для Арктической зоны был неогеновый этап. Неотектонические движения в неогене обусловили заложение глубоких долин, фиордов, заполненных осадками в плиоцене при высоком стоянии уровня моря. В конце плиоцена и в первой половине четвертичного периода территория Арктики испытала первое древнее оледенение при резком понижении температуры воздуха [Кулькова, Волкова, 1997; Волкова, 2011].

Работа выполнена по плану НИР и проекту № 23 РАН.

## ЛИТЕРАТУРА

**Алексеев М.Н., Архангелов А.А., Иванова И.М., Ким Б.И., Патыкх-Кара Н.Г., Рейнен И.В., Секретов С.Б., Шарудо О.И.** Море Лаптевых и Восточно-Сибирское. Кайнозой // Атлас палеогеографических карт, шельфы Евразии в мезозое и кайнозое. Т. 1. М., ГИН РАН, 1991, с. 114—120.

**Андреева-Григорович А.С.** Зональная стратиграфия палеогена СССР по микрофитопланктону (диноцисты и нанопланктон): Автореф. дис. ... д.г.-м.н. Киев, ИГН НАН Украины, 1991, 47 с.

**Архипов С.А.** Четвертичный период в Западной Сибири. Новосибирск, Наука, 1971, 329 с.

**Архипов С.А., Волкова В.С.** Геологическая история, ландшафты и климаты плейстоцена Западной Сибири. Новосибирск, ОИГГМ СО РАН, 1994, 106 с. (Тр. ОИГГМ СО РАН, вып. 823).

**Архипов С.А., Левчук Л.К., Шелкопляс В.Н.** Стратиграфия и геологическое строение четвертичного покрова Нижнеобско-Ямальского-Газовского региона Западной Сибири // Геология и геофизика, 1994, т. 35 (6), с. 87—104.

**Афанасьев А.П.** Фанерозойские коры выветривания Балтийского щита. Л., Наука, 1977, 244 с.

**Ахметьев М.А., Запорожец Н.И.** Формирование слоев с *Azolla* на рубеже среднего и позднего эоцена в результате опреснения поверхностных вод в морском бассейне Западной Сибири // Палеостратиграфия, 2010, М., ПИН РАН, с. 12—13.

**Ахметьев М.А., Запорожец Н.И.** О механизме формирования слоев с *Azolla* в эоцене хребта Ломоносова (Высокая Арктика) и в Тавдинском бассейне Западно-Сибирской плиты // Палеонтология, стратиграфия и палеогеография мезозоя и кайнозоя борейальных районов. Т. 11. Кайнозой. Новосибирск, ИНГГ СО РАН, 2011, с. 17—22.

**Ахметьев М.А., Александрова Г.Н., Беньямовский В.Н., Витухин Д.В., Глезер З.И., Гнибиденко З.Н., Дергачев В.Д., Доля Ж.А., Запорожец Н.И., Козлова Г.Э., Кулькова И.А., Овечкин П.И.** Новые данные по морскому палеогену юга Западно-Сибирской плиты. Статья 1 // Стратиграфия. Геологическая корреляция, 2004а, т. 12, № 1, с. 67—93.

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

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

- Бакиева Л.Б.** Палеонтологическая характеристика палеоцена севера Западно-Сибирской плиты // Стратиграфия. Геологическая корреляция, 2003, т. 11, № 5, с. 58—71.
- Буценко В.В.** Сейсмостратиграфический анализ осадочного чехла западной части Американо-Сибирского бассейна: Автореф. дис. ... к.г.-м.н. СПб., Изд-во СПб. ун-та, 2001, 17 с.
- Васильева О.Н.** Стратиграфия морских отложений палеогена Южного Зауралья. Свердловск, 1990, 54 с. (Препринт/УрО АН СССР).
- Вдовин В.В.** Основные этапы развития рельефа. Новосибирск, Наука, 1979, 81 с.
- Волкова В.С.** Палиностратиграфия четвертичных отложений полуостровов Ямал и Тазовский (проблемы плиоцена) // Геология и геофизика, 1999, т. 40 (8), с. 1119—1134.
- Волкова В.С.** Стратиграфия и тренд палеотемператур в палеогене и неогене Западной Сибири (по данным палинологии) // Геология и геофизика, 2011, т. 52 (7), с. 906—915.
- Волкова В.С., Кулькова И.А., Кузьмина О.Б.** Палиностратиграфия палеогеновых и неогеновых отложений Барабинско-Кулундинской фациальной зоны Западной Сибири // Геология и геофизика, 2002, т. 43 (11), с. 1017—1038.
- Волкова В.С., Кузьмина О.Б., Кулькова И.А.** Морской и континентальный палеоген и миоцен южной части Барабинского фациального района Западной Сибири (стратиграфия и микрофитофоссилии) // Геология и геофизика, 2005, т. 46 (1), с. 60—71.
- Глебовский В.Ю., Астафурова Е.Г., Черных А.А., Корнева М.С., Каминский В.Д., Поселов В.А.** Мощность земной коры в глубоководной части Северного Ледовитого океана: результаты 3-D гравитационного моделирования // Геология и геофизика, 2013, т. 54 (3), с. 327—344.
- Глезер З.И.** Зональное расчленение палеогеновых отложений по диатомовым водорослям // Советская геология, 1979а, № 11, с. 19—30.
- Глезер З.И.** О зональном расчленении палеогеновых отложений Среднеземноморской палеогеографической области в пределах СССР по кремнисто-жгутиковым водорослям // Труды XXII сессии ВПО, Л., Наука, 1979б, с. 29—42.
- Глезер З.И., Степанова Г.В.** Расчленение и корреляция палеогеновых отложений Карского моря по диатомеям и силикофлагеллатам // Региональная геология и металлогения. Вып. 2. СПб., ВСЕГЕИ, 1994, с. 148—153.
- Гнибиденко З.Н.** Палеомагнетизм кайнозоя Западно-Сибирской плиты. Новосибирск, Изд-во СО РАН, филиал «Гео», 2006, 163 с.
- Гнибиденко З.Н., Волкова В.С., Кузьмина О.Б., Доля Ж.А., Хазина И.В., Левичева А.В.** Стратиграфия, палеомагнитная и палинологическая характеристики континентальных отложений палеогена и неогена юго-запада Западной Сибири // Геология и геофизика, 2011, т. 52 (4), с. 596—605.
- Грамберг И.С.** Геологическое строение СССР и закономерности размещения полезных ископаемых. Моря Советской Арктики. Т. 9. Л., НИИГА, 1964, 220 с.
- Грамберг И.С., Погребницкий Ю.Г.** Глубинное строение и геодинамика литосферы Атлантического и Тихого океанов. М., Наука, 1992, 192 с.
- Гросвальд М.Г.** Евразийские гидросферные катастрофы и оледенение Арктики. М., Научный мир, 1999, 113 с.
- Гросвальд М.Г., Глазовский А.Ф.** Взаимодействие оледенений с океаном. Палеогеографические аспекты. Итоги науки и техники, палеогеография. Т. 5. М., ВИНТИ, 1998, 181 с.
- Гуревич В.И., Мусатов Е.Е.** Влияние структуры осадочного чехла на позднекайнозойскую седиментацию Баренцево-Карского шельфа // Проблемы кайнозойской палеоэкологии и палеогеографии морей Северного Ледовитого океана. 3-я Всесоюзная конференция. Апатиты, ГИ КНЦ АН СССР, 1989, с. 20—21.
- Данилов И.Д., Шило Н.А.** Трансгрессивно-регрессивные циклы развития Арктического океана в позднем кайнозое // Стратиграфия. Геологическая корреляция, 1998, т. 6, с. 72—100.
- Зальцман И.Г.** Стратиграфия палеоценовых и неогеновых отложений Кулундинской степи. Красноярск, Красн. кн. изд-во, 1968, 152 с.
- Зальцман И.Г.** Сопоставление олигоценых и неогеновых отложений Сибири и Восточного Казахстана // Геология и геофизика, 1981 (10), с. 10—22.
- Зархидзе В.С., Мусатов Е.Е., Генералов П.П.** Кайнозой. Палеогеографические реконструкции // Атлас палеогеографических карт. Шельфы Евразии в мезозое и кайнозое. Т. 1., М., ГИН АН СССР, 1991, с. 13—31.
- Зольников И.Д., Гуськов С.А., Мартысевич С.В.** О вероятности формирования части четвертичных палеоврезов на севере Сибири термоэрозионными процессами // Криосфера Земли, 2004, т. 8, № 3, с. 3—10.

- Калецкая М.С., Миклухо-Маклай А.Д.** О мезозойской коре выветривания на западном склоне Полярного Урала // Докл. АН СССР, 1961, т. 139, № 6, с. 1425—1427.
- Ким Б.И.** История формирования Евразийского бассейна (сейсмокомплексы, структура, мощность чехла, этапы и стадии эволюции) // Российский геофизический журнал, 2003, № 31—32, с. 53—70.
- Ким Б.И., Рейнен И.В.** Эволюция восточно-арктического шельфа и палеогеография в плейстоцене // Проблемы кайнозойской палеоэкологии и палеогеографии морей Северного Ледовитого океана. 3-я Всесоюзная конференция, Апатиты, ГИ КНЦ АН СССР, 1989, с. 44—45.
- Ким Б.И., Слободин В.Я.** Основные этапы развития Восточно-Арктических шельфов России и Канадской Арктики в палеогене и неогене // Геология складчатого обрамления Американо-Евразийского суббассейна. СПб., ВНИИОкеангеология, 1991, с. 104—116.
- Ким Б.И., Глезер З.И.** Осадочный чехол хребта Ломоносова (стратиграфия, история формирования чехла и структуры, возрастные датировки сейсмокомплексов) // Стратиграфия. Геологическая корреляция, 2007, т. 15, № 4, с. 63—83.
- Крапивнер Б.С., Скоробатенко А.В., Тарасов Г.А., Шипилов Э.В., Гриценко И.И.** Проблемы кайнозойского этапа развития шельфа Баренцева моря // Проблемы кайнозойской палеоэкологии и палеогеографии Северного Ледовитого океана. 3-я Всесоюзная конференция, Апатиты, ГИ КНЦ АН СССР, 1989, с. 49—50.
- Кузин И.Л.** Новейшая тектоника на территории Ханты-Мансийского автономного округа. СПб., ВСЕГЕИ, 2002, 86 с.
- Кулькова И.А.** Диноцисты морского палеогена Западно-Сибирской равнины // Микрофитофоссилии и детальная стратиграфия морского мезозоя и кайнозоя Сибири. Новосибирск, ОИГГМ СО РАН, 1984, с. 98—106.
- Кулькова И.А.** Стратиграфия палеогеновых отложений Западной Сибири по палинологическим данным // Геология и геофизика, 1987 (6), с. 11—17.
- Кулькова И.А.** Микрофитофоссилии эоцена Западной Сибири // Микрофитофоссилии и стратиграфия мезозоя и кайнозоя Сибири. Новосибирск, Наука, 1988, с. 25—36.
- Кулькова И.А., Волкова В.С.** Ландшафты и климат Западной Сибири в палеогене и неогене // Геология и геофизика, 1997, т. 38 (3), с. 581—595.
- Кулькова И.А., Шацкий С.Б.** Зональное деление морского палеогена Западно-Сибирской равнины по диноцистам // Геология и геофизика, 1990 (1), с. 25—31.
- Лаврушин Ю.А.** Динамика позднечетвертичных океанских событий Западной Арктики и их отражение в природной среде Европейской России // Строение и история развития литосферы. СПб., Изд-во СПб. ун-та, 2010, с. 403—432.
- Ласточкин А.П.** Структурно-геоморфологические исследования на шельфе. Л., Недра, 1978, 247 с.
- Лисицин А.П.** Осадконакопление в океанах. М., Наука, 1974, 438 с.
- Любомирова К.А.** Палинологические материалы к стратиграфии палеогена Тазовского п-ова // Тр. ВНИГРИ, Л., Гостоптехиздат, 1960, вып. 158, с. 66—92.
- Мусатов Е.Е., Мусатов Ю.Е.** Формирование фиордовых побережий Западного сектора Арктики // Проблемы кайнозойской палеоэкологии и палеогеографии морей Северного Ледовитого океана. 3-я Всесоюзная конференция, Апатиты, ГИ КНЦ АН СССР, 1989, с. 54—55.
- Никитин В.П.** Палеокарпология, стратиграфия палеогена и неогена Азиатской России. Новосибирск, Изд-во «Гео», 2006, 229 с.
- Основные проблемы** палеогеографии позднего кайнозоя Арктики / Под ред. И.С. Грамберга, Ю.Н. Кулакова. Л., Недра, 1983, 262 с. (Тр. Севморгеологии, вып. 190).
- Панова Л.А.** Палеоценовые и эоценовые комплексы пыльцы и спор Западно-Сибирской низменности южной и центральной частей // Палиностратиграфический метод в стратиграфии. Л., ВСЕГЕИ, 1968, с. 11—12.
- Поселов В.А., Каминский В.Д., Иванов В.Л., Аветисов Г.П., Буценко В.В., Трухалев А.И., Паламарчук В.К., Жалондз С.М.** Строение и эволюция земной коры области сочленения поднятий Американо-Евразийского суббассейна с Восточно-Арктическим // Строение и история развития литосферы. М., СПб., 2010, с. 599—617.
- Поселов В.А., Аветисов Г.П., Буценко В.В., Жалондз С.М., Каминский В.Д., Павлов С.П.** Хребет Ломоносова как естественное продолжение материковой окраины Евразии в Арктический бассейн // Геология и геофизика, 2012, т. 53 (12), с. 1662—1680.
- Рекант П.В., Гусев Е.А.** Сейсмогеологическая модель строения осадочного чехла прилаптево-морской части хр. Ломоносова и прилегающих частей глубоководных котловин Амундсена и Подводников // Геология и геофизика, 2012, т. 53 (11), с. 1497—1512.

**Самойлович С.Р.** Палинологическая характеристика палеоценовых отложений // Пыльца и споры Западной Сибири. Юра—палеоцен. Л., Гостехиздат, 1961, с. 343—345.

**Синицин В.М.** Древние климаты Евразии. Т. 1. 1965, Л., Изд-во Ленингр. ун-та, 165 с.

**Слободин В.Я., Ким Б.И.** Глобальные изменения уровня Мирового океана и их отражение в Арктике // Геология океанов и морей. Тезисы докладов 9-й Всесоюзной школы морской геологии. Т. 2. М., Наука, 1990, с. 131—132.

**Спиридонов М.А., Старовойтов А.В., Рыбалко А.Е., Москаленко П.Е.** Основные проблемы изучения четвертичного покрова юго-восточной части Баренцева моря // Проблемы кайнозойской палеоэкологии и палеогеографии морей Северного Ледовитого океана. 3-я Всесоюзная конференция. Апатиты, ГИ КНЦ АН СССР, 1989, с. 77—78.

**Стратиграфия** нефтегазоносных бассейнов Сибири. Кайнозой Западной Сибири / Ред. В.С. Волкова. Новосибирск, Изд-во СО РАН, филиал «Гео», 2002, 243 с.

**Стрелков С.А.** Север Сибири. М., Наука, 1965, 334 с.

**Суздальский О.В.** Неоген-четвертичная история и перспективы россыпи образования на Баренцево-Карском шельфе // Новейшая тектоника и палеогеография Северной Арктики в связи с оценкой минеральных ресурсов. Л., Недра, 1972, с. 26—28.

**Троицкий С.Л.** Современный антигляциализм (критический очерк). М., Наука, 1975, 163 с.

**Унифицированная** региональная стратиграфическая схема четвертичных отложений Западно-Сибирской равнины / Под ред. В.С. Волковой, А.Е. Бабушкина. Новосибирск, СНИИГГиМС, 2000, 64 с.

**Унифицированная** региональная стратиграфическая схема палеогеновых и неогеновых отложений Западно-Сибирской равнины / Ред. А.Е. Бабушкин. Новосибирск, СНИИГГиМС, 2001, 84 с.

**Унифицированная** региональная стратиграфическая схема четвертичных отложений Сибири (Таймыр, Сибирская платформа) / Под ред. В.С. Волковой, А.Г. Головиной. Новосибирск, СНИИГГиМС, 2010, 89 с.

**Шипилов Э.В., Тарасов Г.А.** Структура изменения стратиграфического диапазона и распределения мощностей осадочного чехла Западно-Сибирской Арктики // Проблемы кайнозойской палеоэкологии и палеогеографии морей Северного Ледовитого океана. 3-я Всесоюзная конференция, Апатиты, ГИ КНЦ АН СССР, 1989, с. 99—100.

**Чирва С.А.** Третичные отложения юго-восточной части Тазовского полуострова // Очерки по геологии Северо-Западно-Сибирской низменности. Л., Гостопиздат, 1960, с. 23—39. (Тр. ВНИГРИ, вып. 158).

**Яковлева А.И.** Эоценовая детальная стратиграфия и палеоэкологические интерпретации палинологических ассоциаций на примере скв. 011-БП (юг Западной Сибири) // Новости палеонтологии и стратиграфии. Вып. 10—11: Приложение к журналу «Геология и геофизика», 2008, т. 49, с. 370—374.

**Backman J., Moran K., McInroy D.B., Mayer L.** Arctic Coring Expedition (ACEX): paleoceanographic and tectonic evolution of the Central Arctic Ocean. Edinburgh, UK, Integrated Ocean Drilling Program Management International Inc. Proceedings of the Integrated Ocean Drilling Program, 2006, v. 302, 169 p.

**Berggren W.A., Kent D.V., Swisher C.C., Aubry M.P.** Revised Cenozoic Geochronology Time scales and global stratigraphic correlations // SEPM special, 1995, v. 54, p. 130—212.

**Brinkhuis H., Schouten S., Collinson M., Sluijs A., Sinninghe Damsté J.S., Dickens G.R., Huber M., Cronin T.M., Onodera J., Takahashi K., Bujak J.P., Stein R., van der Burgh J., Eldrett J.S., Harding I.C., Lotter A.F., Sangiorgi F., van Konijnenburg-van Cittert H., de Leeuw J.W., Matthießen J., Backman J., Moran K.** Episodic fresh surface waters in the Eocene Arctic Ocean // Nature, 2006, v. 441, p. 606—609.

**Costa L.I., Manum S.** The Northwest European Tertiary Basin: results of the International Geological Correlation Programme, Project 124 // Geol. J., 1988, v. 100, p. 508.

**McIntyre D.J.** Morphologic changes in *Deflandrea* from Campanian section, district of Mackenzie, N.W.T., Canada // Geosci. Man., 1975, v. 11, p. 61—76.

Рекомендована к печати 23 мая 2013 г.  
Б.Н. Шурыгиным

Поступила в редакцию  
26 ноября 2012 г.