

УДК 551.35:551.781(571.1)

К ВОПРОСУ ОБ УТОЧНЕНИИ ЗОНАЛЬНОГО ДЕЛЕНИЯ ПО ДИНОЦИСТАМ ПАЛЕОЦЕН-ЭОЦЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ

А.И. Яковлева, Г.Н. Александрова

Геологический институт РАН, Москва

Поступила в редакцию 17.05.12

Предложен новый, уточненный вариант палеоцен-эоценовой зональной шкалы по диноцистам Западной Сибири. Он содержит 21 биостратон в ранге диноцистовых зон и слоев; проведены сравнение и корреляция с зональными шкалами Западной Европы и Перитетиса, уточнены стратиграфические интервалы западносибирских биостратонов. Талицкий горизонт имеет датско-зеландский возраст; люлинворский горизонт датирован танетом—терминальным ипром; расположенные между люлинворским и тавдинским горизонтами и отделенные от них стратиграфическими перерывами «русско-полянские» слои предположительно соответствуют середине лютета; тавдинский горизонт датируется концом лютета—поздним приабомом.

Ключевые слова: Западная Сибирь, стратиграфия, палеоцен, эоцен, зональная шкала, диноцисты.

Палеогеновые отложения широко распространены на территории Западной Сибири и достигают мощности 800 м. В палеогене этот регион представлял собой обширный бассейн осадконакопления, в различных частях которого формировались морские, прибрежные и континентальные отложения. Пионерами изучения палеогена в Западной Сибири были А.П. Карпинский и Н.К. Высоцкий, которые предложили первые для этого региона стратиграфические схемы палеогена. Начиная с 40—50-х гг. прошлого века, в связи с началом нефтепоисковых работ и бурением опорных скважин, важную роль в изучении палеогена Западной Сибири и восточного склона Урала сыграли Н.Н. Субботина, Ф.Г. Гурари, Р.Х. Липман, В.А. Мартынов, И.Г. Зальцман, С.Б. Шацкий, Т.И. Осыко, З.И. Глезер, Э.Н. Киссельман, А.В. Кривенцов и многие другие специалисты.

По типу отложений С.Б. Шацкий (1978) выделил в Западной Сибири 9 структурно-фациальных зон: 1) Ханты-Мансийская (= Центральная), характеризующаяся наиболее полными разрезами морского и континентального палеогена; 2) Пур-Тазовская с прибрежно-морскими и континентальными отложениями; 3) Зауральская зона с морским палеогеном; 4) Нарымская с разнофациальными (морскими и континентальными) отложениями; 5) Притомская, характеризующаяся сокращенным разрезом морского палеогена и развитием континентальных фаций; 6) Кулундино-Барабинская, с двумя подзонами: Ишимской и Барабинской; 7) Предалтайская с континентальными фациями; 8) Приказахстанская; 9) Приенисейская, на большей части которой палеоген отсутствует или представлен в основном континентальными

фациями. В дальнейшем границы и названия зон были уточнены (Унифицированные..., 2001) (рис. 1).

На Тюменском межведомственном совещании 1976 г. по доработке и уточнению унифицированной и корреляционной стратиграфических схем Западно-Сибирской равнины были приняты следующие горизонты: 1) талицкий (с подразделением на нижне- и верхнеталицкий подгоризонты); 2) люлинворский (нижне-, средне- и верхнелюлинворский подгоризонты); 3) тавдинский (нижний и верхний); 4) атлымский; 5) новомихайловский; 6) журавский.

В морском разрезе севера и центральной части Западной Сибири (снизу вверх) (рис. 2) установлены талицкая, серовская, ирбитская, нурольская и тавдинская свиты (Гроссгейм, Коробков, 1975).

Талицкая свита (Алескерова, Осыко, 1956) представлена в основании темно-серыми алевритистыми, иногда опоковидными глинами; ее максимальная мощность 100 м. В стратотипическом разрезе (Талица, Свердловский р-он) она представлена песчаными глинами с частыми прослоями кварц-глауконитового песка. Талицкая свита с литологическим несогласием перекрывает меловую ганькинскую свиту. В зауральской части бассейна талицкая свита замещается по латерали марсятской и ивдельской свитами.

Серовская свита (Еремеева и др., 1956) сложена серыми и темно-серыми опоковидными глинами, иногда с прослоями опок. Нижняя часть свиты иногда состоит из опок и опоковидных глин с кварц-глауконитовой галькой.

Ирбитская свита (Сигов, 1956) представлена серыми глинами, диатомитами и алевритистыми глинами. В западных районах Ханты-Мансийской зоны

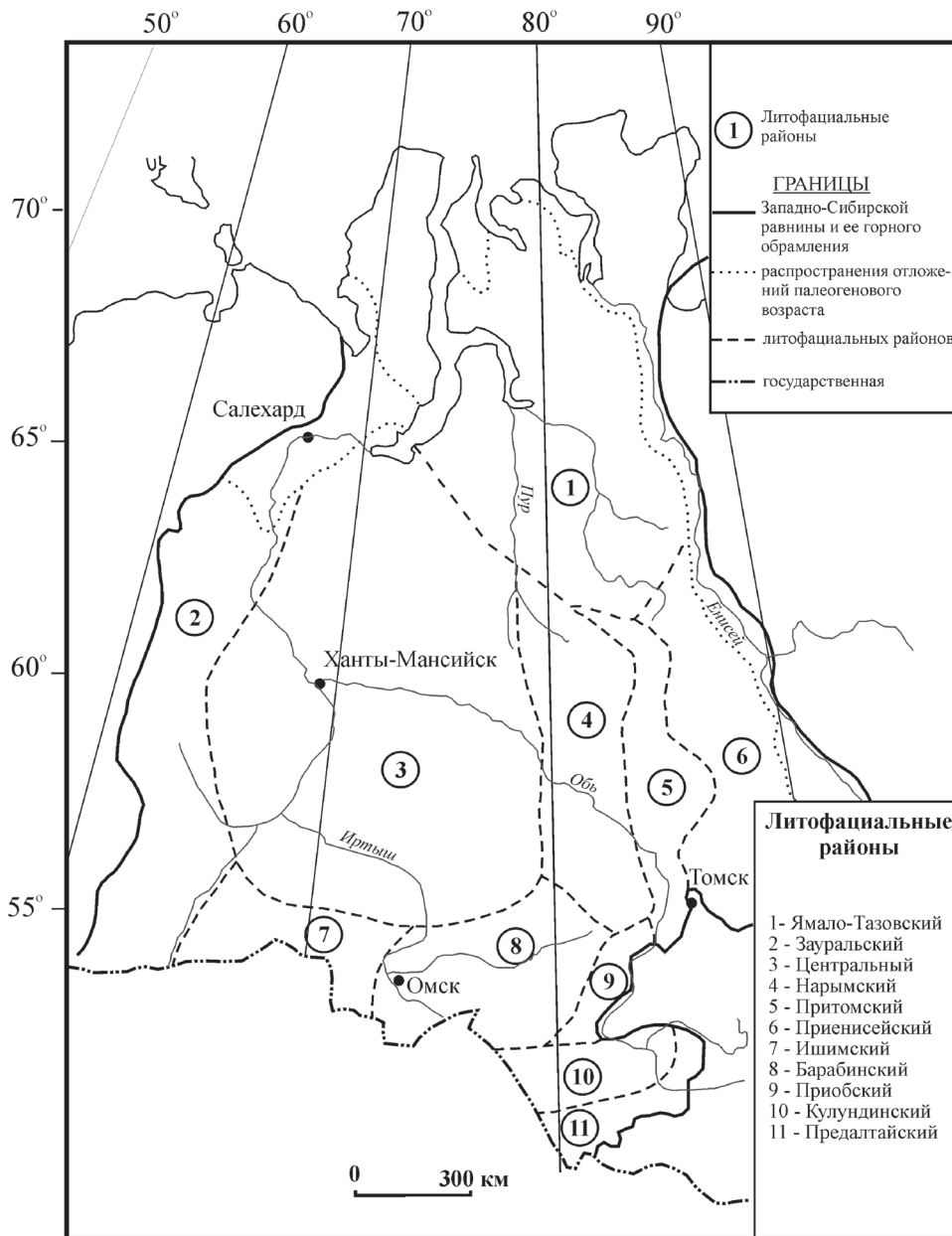


Рис. 1. Схема структурно-фациального районирования отложений палеогена Западно-Сибирской равнины, по (Унифицированные..., 2001)

диатомиты замещаются серыми опоковидными глинами с редкими прослоями диатомитов.

Нюрольская свита (Шацкий и др., 1973) представлена желтовато-зелеными, зеленовато-желтыми, иногда опоковидными глинами, с редкими включениями алевролита и вкраплениями пирита.

В восточных и юго-восточных районах Западно-Сибирской равнины, где содержание кремнезема уменьшается, три свиты (серовская, ирбитская и нюрольская) замещаются одновозрастной люлинворской свитой (Шацкий, 1978). Люлинворская свита (~ 250 м мощности), выделенная П.Ф. Ли в 1956 г., сложена серыми опоковидными глинами и опоками с подчиненными прослоями песчаников и алевролитов. Свита подразделяется на нижне- и верхнелюлинворскую подсвиты.

Тавдинская свита (Ростовцев, 1955) сложена серовато-зелеными и зелеными алевроитистыми и песчаными глинами. Свита подразделяется на две подсвиты: 1) нижняя подсвита представлена серовато-зелеными алевроитистыми глинами с линзами алевролита; часто включает базальный горизонт гравия и гальки; 2) верхняя подсвита состоит из серовато-желто-зеленых глин с линзами алевролита.

С самого начала изучение стратиграфии палеогена Западной Сибири развивалось по пути разработки местных и региональных подразделений и попыток их корреляции с подразделениями из других регионов (Шацкий, 1978). Однако в силу недостаточно полного биостратиграфического наполнения унифицированной части региональной стратиграфической шкалы, связанного с неблагоприятными биомическими условиями палеогенового бассейна Западной Сибири, определение точного возраста западносибирских литостратонов, установление их временных и пространственных соотношений, а также проведение межрегиональных корреляций сталкивались с определенными трудностями. Так, широкое развитие бескарбонатных фаций в палеоцене и эоцене в Западной Сибири практически исключает использование таких стратиграфически важных

групп, как известковый нанопланктон и планктонные фораминиферы. Первыми группами морских микрофоссилий, активно изучавшимися в различных частях Западной Сибири и применявшимся в решении вопросов региональной стратиграфии, были радиолярии, диатомеи и силикофлагеллаты (Бочков, 1978; Глезер, 1961, 1974, 1978; Горбовец, 1978; Козлова, Горбовец, 1966; Козлова, Стрельникова, 1984; Липман, 1975; Рубина, Дрознес, 1961). Тем не менее, несмотря на большой объем изученного материала и выявления последовательной смены комплексов кремневого микропланктона, все эти группы в своем распространении ограничены лишь отдельными интервалами палеогенового разреза. В последние 25 лет в детальной биостратиграфии Западной Сибири особую роль приобрели цисты динофлагеллат — групп

па органикостенных микрофоссилий, отличающихся быстрыми темпами морфологической эволюции, большим морфологическим разнообразием и, что особенно важно, распространением по всему морскому разрезу (Ахметьев и др., 2001, 2004а, 2004б; Бакиева, 2003, 2005; Васильева, 1990; Васильева и др., 2001; Ильина и др., 1994; Кулькова, 1987, 1988; Кулькова, Шацкий, 1990; Iakovleva, 2000; Iakovleva, Kulkova, 2001, 2003; Iakovleva, Neilmann-Clausen, 2010).

Первые попытки зонального расчленения палеогеновых отложений по цистам динофлагеллат (диноцистам) были осуществлены в Западной Европе (Caro, 1973; Châteauneuf, Gruas-Cavagnetto, 1978; Costa, Downie, 1976). Несколько позднее появились относительно детальные (на тот момент времени) зональные диноцистовые шкалы для отдельных регионов с частичной или полной калибровкой со шкалами по известковому нанопланктону (Андреева-Григорович, 1984, 1985; Costa, Manum, 1988; de Coninck, 1991; Neilmann-Clausen, 1988; Köthe, 1990). В 1992 г. А. Пауэлл (Powell, 1992) обобщил данные по изучению палеогеновых диноцист в Западной Европе и предложил компиляционную зональную шкалу с прямой или косвенной калибровкой со шкалами по нанопланктону Мартини (Martini, 1971) и планктонным фораминиферам (Berggren, 1972; Blow, 1969). Позднее детальные данные по изучению палеогеновых динофлагеллат были получены в некоторых районах Западной Европы (Германия: Köthe, 2003; Северное море: Mudge, Vujak, 1994, 1996). В течение последних 10 лет были опубликованы новые данные по стратиграфическому распространению палеоцен-эоценовых диноцист в Западной Гренландии (Nøhr-Hansen, 2003), эоцен-олигоценных диноцист в Норвежском море (Eldrett et al., 2004) и олигоценных диноцист в Северном море (Van Simayes et al., 2004). Следует отметить, что до настоящего момента не существует общей зональной шкалы по диноцистам палеогена. Многие авторы отмечают климатический и широтный контроль над стратиграфическим распределением таксонов в палеогене (Williams et al., 2004). Как следствие предлагаются отдельные шкалы для низких, средних и высоких широт в Южном и Северном полушариях земного шара (Williams et al., 2004).

Первая зональная шкала по диноцистам для территории юга бывшего СССР (Карпаты, Крымско-Кавказская обл., Прикаспий) была создана А.С. Андреевой-Григорович (1991, 1994). Эта шкала в дальнейшем, наряду с западноевропейскими шкалами, послужила основой для выявления диноцистовых зон палеоцена—эоцена в Западной Сибири и Южном Зауралье. Что касается Западной Сибири, то здесь начало стратиграфическим исследованиям палеогеновых диноцист было положено И.А. Кульковой, которая в сотрудничестве с С.Б. Шацким предложила первый вариант региональной диноцистовой шкалы (Ильина и др., 1994; Кулькова, 1987; Кулькова, Шацкий, 1990).

В 2001 г. большим коллективом авторов (Ахметьев и др., 2001) был предложен новый вариант региональной части стратиграфической схемы морского палеогена Западно-Сибирской плиты (рис. 2), разработанный на основе изучения макро- и микрофоссилий (цист динофлагеллат, диатомовых водорослей и силикофлагеллат, радиолярий, бентосных фораминифер, эласмобранхий, остракод, спор и пыльцы наземных растений), который послужил основой для принятой в том же году региональной унифицированной шкалы палеогена Западной Сибири (Унифицированная..., 2001). В этой работе были приведены уточненные данные о возрасте основных литостратонов палеогена Западной Сибири (талицкой свиты, люлинворского горизонта, тавдинской свиты и ее возрастных аналогов в краевых частях плиты), показано сопоставление зональных комплексов по различным группам микропланктона. Одновременно с этим в публикации Ахметьева и др. (2001) было отмечено, что в биостратиграфии морского палеогена Западной Сибири остается еще много нерешенных вопросов, требующих дополнительных исследований. В 2003 г. была опубликована очередная версия зонального деления палеоцен-эоценовых отложений Западной Сибири по диноцистам (Iakovleva, Kulkova, 2003). В течение последних 10 лет были продолжены исследования различных групп микрофоссилий из морских палеогеновых отложений Западной Сибири, Южного Зауралья и Северного Тургая, в том числе цист динофлагеллат (Ахметьев и др., 2004а, 2004б, 2010; Бакиева, 2003, 2005; Васильева и др., 2001; Васильева, Малышкина, 2008; Яковлева и др., 2012; Iakovleva, Neilmann-Clausen, 2010).

Полученные за последние годы авторами настоящей статьи новые данные о диноцистах в палеогене Западной Сибири, а также необходимость обсуждения некоторых возрастных границ региональных стратонов, которые остаются до настоящего момента дискуссионными, в свете современных достижений мировой детальной палеогеновой стратиграфии (в том числе диноцистовой) свидетельствуют о необходимости дальнейшего уточнения палеогеновой зональной шкалы по диноцистам Западной Сибири.

Материал и методы

Материалом (рис. 3) для исследования стратиграфического распределения диноцист послужили изученные непосредственно авторами настоящей статьи образцы из разрезов скважин № 011-БП (эоцен, Ачирский р-он Омской обл.); № 8 и 10 (палеоцен—низы среднего эоцена, Русско-Полянский р-он Омской обл.); № 9 (палеоцен, Новосибирская обл.); № 228 (палеоцен—эоцен, Печорская впадина); № 19-У (палеоцен—нижний эоцен, Усть-Манья, бассейн р. Северная Сосьва); № 29 и 30 (эоцен, бассейн р. Северная Сосьва); № 4 (палеоцен—эоцен, бассейн р. Васюган), № 11, 29 и 30 (палеоцен—эоцен, бассейн р. Пур).

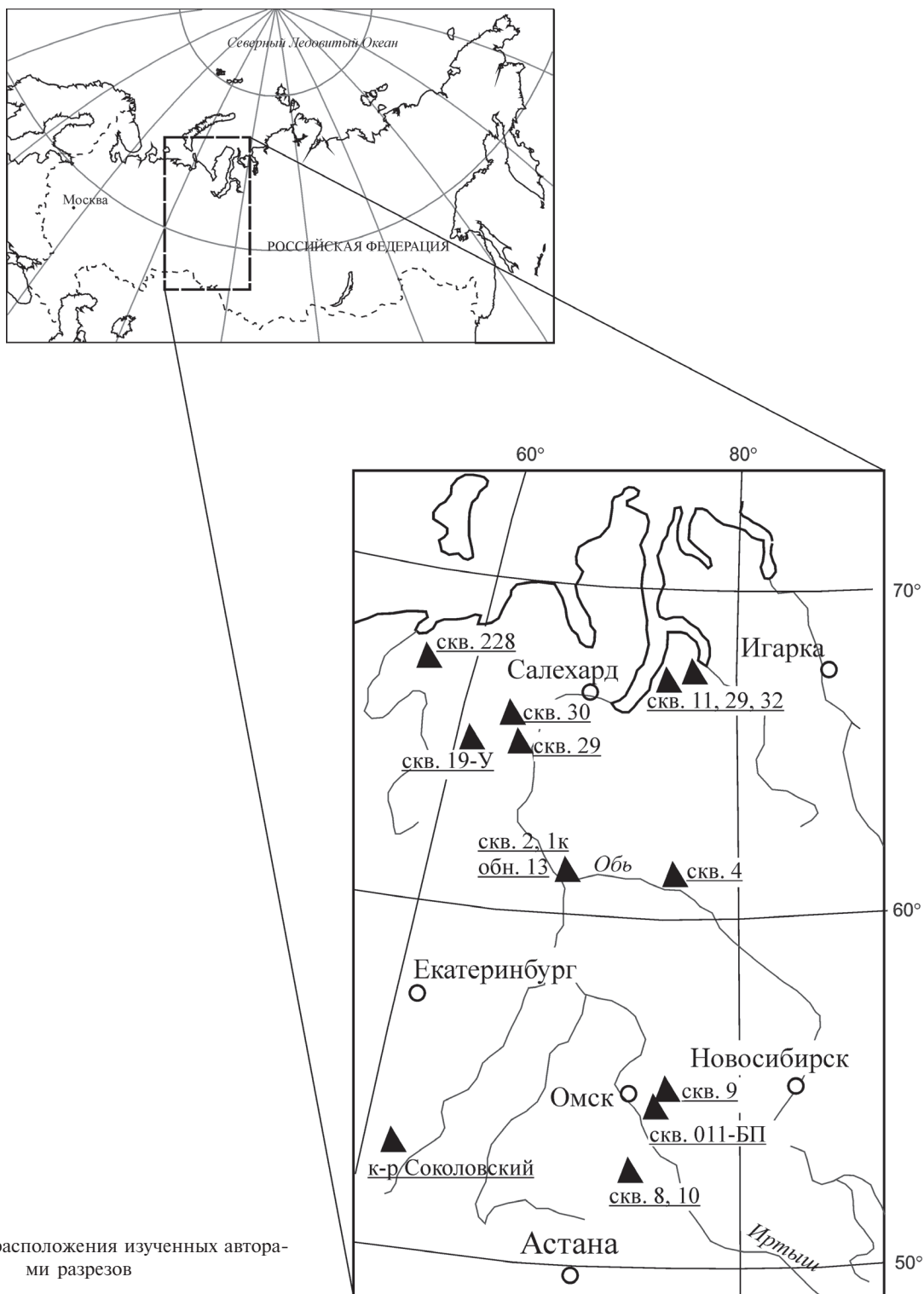


Рис. 3. Схема расположения изученных авторами разрезов

Подробное описание комплексов диноцист из вышеперечисленных разрезов приведено в работах: Iakovleva et al. (2000a, b, c); Iakovleva, Kulkova (2001, 2003); Ахметьев и др. (2004a); Орешкина и др. (2008); Iakovleva, Neilmann-Clausen (2010); Яковлева и др. (2011); Iakovleva (2011); Яковлева и др. (2012). Помимо соб-

ственных данных в настоящей статье учитываются результаты стратиграфического изучения диноцист из палеогеновых разрезов Западной Сибири и Зауралья, опубликованные за последние 20 лет (Амон и др., 2003; Ахметьев и др., 2004a, б; Бакиева, 2003, 2005; Беньямовский и др., 2002; Васильева, 1990, 1994,

Рис. 2. Сопоставление региональной унифицированной шкалы по диноцистам палеоцена—эоцена и ранее опубликованных вариантов диноцистовых шкал для различных частей Западной Сибири

Ярус	Зоны по наопалинкону	Возраст, млн лет	Полнота, Хроны (Ogg & Smith, 2004)	Горизонт	СВИТЫ	Наиболее важные диноцистовые события	Зоны по диноцистам			
Приабон	NP22	33	C12	Атлымский	Атлымская					
	NP21	34	C13							
	NP19/20	35	C15			<ul style="list-style-type: none"> ▲ <i>Rhombodinium longimanum</i> ▲ <i>Rhombodinium perforatum</i> ▲ <i>Thalassiphora reticulata</i> ▲ <i>Charlesdowniea</i> subsp. <i>clathrata angulosa</i> 	▼ <i>Azolla-acme</i>	Thalassiphora reticulata		
	NP18	36	C16			▲ <i>Thalassiphora fenestrata</i>		Charlesdowniea clathrata subsp. angulosa		
	Баргон	NP17	37			C17	Тавдинский	Тавдинская свита	▲ <i>Charlesdowniea variabilis</i>	
		NP17	38			C18			▲ <i>Heteraulacacysta porosa</i>	
		NP17	39			C18			▲ <i>Svalbardella</i> sp.	
		NP17	39			C18			▲ <i>Membranophoridium aspinatum</i>	
		NP17	39			C18			▲ <i>Wetzeliiella irtyschensis</i>	
	Лютет	NP16	40			C18	Русско-полянский	слои	▲ <i>Kisselevia ornata</i>	
NP16		40	C18	▲ <i>Rhombodinium porosum, Lentinia serrata</i>						
NP16		41	C19	▲ <i>Rhombodinium draco, Phthanoperidinium geminatum</i>	▼ <i>Diphyes ficusoides</i>	Rhombodinium porosum				
NP16		41	C19			Rhombodinium draco				
NP15		42	C20							
NP15		45	C20	▲ <i>Costacysta bucina, Cordosphaeridium cantharellus, Wilsonidium echinosuturatum, обильный Corrudinium incompositum</i>		Слои с <i>Costacysta bucina</i>				
NP14		46	C21							
NP14		47	C21							
NP14		48	C21							
Ипр		NP13	49	C22	Люлинворский	Нюро-льсая			▲ <i>Duosphaeridium nudum, Wetzeliiella eocaenica, Hystrichosphaeropsis costae</i>	▼ <i>Eatonicysta ursulae</i>
	NP13	50	C22	▲ <i>Areosphaeridium michoudii, Wetzeliiella articulata brevicornuta</i>				Areosphaeridium diktyoplokum		
	NP12	51	C23	▲ <i>Areosphaeridium diktyoplokum, Thalassiphora dominiquei</i>				Ochetodinium romanum/ Charlesdowniea column-group		
	NP12	51	C23	▲ <i>Samlandia chlamydothrypa</i>				Charlesdowniea coleothrypta		
	NP12	51	C23	▲ <i>Charlesdowniea coleothrypta, Wilsonidium ornatum, Wils. lineidentatum</i>				Dracodinium varielongitudum		
	NP12	52	C23	▲ <i>Dracodinium politum, Dracodinium condylos</i>				Dracodinium simile		
	NP12	52	C23	▲ <i>Charlesdowniea coleothrypta, Wilsonidium ornatum, Wils. lineidentatum</i>				Wetzeliiella meckelfeldensis		
	NP12	53	C23	▲ <i>Samlandia</i> sp. 1 Iakovleva & Heilmann-Clausen				Wetzeliiella astra		
	NP12	53	C23	▲ <i>Dracodinium</i> sp. 1 Iakovleva & Heilmann-Clausen				Deflandrea oebisfeldensis		
	NP12	53	C23	▲ <i>Dracodinium varielongitudum</i>				Apectodinium augustum		
Танет	NP11	54	C24	Серовская	Нижнелюлинворская подсвита	▲ <i>Dracodinium simile</i>				
	NP11	54	C24			▲ <i>Wetzeliiella meckelfeldensis, W. lunaris</i>				
	NP11	55	C24			▲ <i>Wetzeliiella astra-lobisca</i>				
	NP11	55	C24			▲ <i>Apectodinium augustum</i>	▼ <i>Wilsonidium pechoricum</i>			
	NP11	56	C24			▲ <i>A. hyperacanthum, A. paniculatum, A. parvum, A. summissum</i>				
Зеландий	NP10	57	C25	Талицкий	Ивдельская	▲ <i>Apectodinium homomorphum</i>				
	NP10	58	C25			▲ <i>Deflandrea oebisfeldensis</i>	▼ <i>Alisocysta margarita</i>	Alisocysta margarita		
	NP10	58	C25			▲ <i>Alisocysta</i> sp. 2 Heilmann-Clausen, <i>Deflandrea denticulata</i>				
	NP10	58	C25			▲ <i>Alisocysta margarita</i>				
	NP10	59	C25							
Даний	NP9	59	C26	Талицкая	Ивдельская	▲ <i>Isabelidinium? viborgense</i>	▼ <i>Isabelidinium? viborgense</i>	Слой с <i>Isabelidinium? viborgense</i>		
	NP9	60	C26							
	NP9	61	C26			▲ <i>Alterbidinium circulum</i>		Слой с <i>Alterbidinium circulum</i>		
	NP9	62	C27							
	NP9	63	C27							
Маас-Трихт	NP8	64	C28	Марятская	Ивдельская	▲ <i>Senoniasphaera inornata</i>	▼ <i>Senoniasphaera inornata</i>	Слой с <i>Senoniasphaera inornata</i>		
	NP8	65	C29			▲ <i>Xenocodinium lubricum</i>				
	NP8	65	C29			▲ <i>Magallanesium essoii, Magallanesium densispinatum</i>	▼ <i>Carpatella cornuta</i>			

2000, 2003, 2007а, б; Васильева, Малышкина, 2002, 2008; Васильева и др., 1989, 1994, 2001; Запорожец, 2011; Кулькова, 1987, 1988; Кулькова, Шацкий, 1990).

Абсолютный возраст биохронов взят нами из работ Х.-П. Лютербахера и др. (Luterbacher et al., 2004), Дж. Огга и А. Смита (Ogg, Smith, 2004), а также Дж. Огга и др. (Ogg et al., 2008). Следует отметить, что в отличие от ранее опубликованных работ по диноцистам Западной Сибири, в том числе и последней диноцистовой шкалы палеоцен-эоценовых отложений Западной Сибири (Iakovleva, Kulkova, 2003), в настоящей работе нами применяется методический подход, основанный на выявлении последовательности стратиграфически важных уровней диноцист (FO, LO и т.д.). Данный подход, широко используемый западными палинологами (Eldrett et al., 2004; Heilmann-Clausen, van Simaey, 2005; Williams et al., 2004), в последние годы успешно вошел в практику изучения разрезов Перитетиса (Васильева, Мусатов, 2010; King et al., submitted) и позволяет более детально оценивать полноту разреза и выявлять скрытые стратиграфические перерывы. Возраст выделенных интервалов разрезов интерпретируется нами в виде нанопланктонных зон Мартини (Martini, 1971), при этом, учитывая отсутствие известкового нанопланктона в изучаемом материале из Западной Сибири, нанопланктонные зоны рассматриваются нами не как био-, а в качестве хронозон.

В связи с тем что наиболее подробный отбор керна, позволяющий в свою очередь наиболее детальное изучение диноцист, получен из разрезов скважин 8, 10 и 011-БП Омского прогиба на юге Западной Сибири, эти скважины рассматриваются в настоящей работе в качестве опорных для большинства выявленных зон. Более того, для скважин 8, 10 и 011-БП (впервые для Западной Сибири) получены результаты палеомагнитных исследований, позволившие откалибровать палинологические и палеомагнитные данные и, таким образом, уточнить стратиграфический возраст подразделений (Гнибиденко, 2005, 2006а, б; Яковлева и др., 2011, 2012; Iakovleva, Heilmann-Clausen, 2010).

Результаты

Стратиграфическое распределение ключевых таксонов диноцист в изученных нами разрезах позволило на настоящий момент выявить 21 региональный биостратон в ранге зон или слоев по диноцистам (рис. 4, 5) для палеоцен-эоценового интервала морского разреза Западной Сибири. Выявленные в Западной Сибири диноцистовые зоны большей частью являются аналогами зон, установленных в различных бассейнах Северо-Западной Европы (Costa, Manum, 1988; Heilmann-Clausen, 1988; Heilmann-Clausen,

Costa, 1989; de Coninck, 1991; Powell, 1992; Mudge, Vujak, 1994, 1996; Köthe, 2003), а также на юге бывшего СССР (Андреева-Григорович, 1991). Для выявленных в настоящей работе зон нами указаны интервалы глубин в опорных разрезах.

Слой с *Senoniasphaera inornata*. Основание слоев: первые появления *Carpatella cornuta* и *Senoniasphaera inornata*. Верхняя граница зоны условно проводится по последнему присутствию *S. inornata*.

Внутри слоев последовательно появляются *Magalanesium essoii*, *M. densispinatum*, *Xenicodinium lubricum*.

Слой выявлен нами в отложениях марссятской свиты (скв. 19-У Усть-Манья, бассейн р. Северная Сосьва, инт. 184,0—186,0 м).

По данным О.Н. Васильевой (Васильева, 2003; Васильева и др., 2001), интервал талицкой свиты с комплексом диноцист, содержащим виды *Carpatella cornuta*, *Senoniasphaera inornata* и *Damassadinium californicum*, обнаружен в Среднем Зауралье в скважинах ЛД-1, 18-А, Елань-8, 91 и обнажении Лозьвинская пристань в Северном Зауралье (Васильева, 1990).

Выявленные в Западной Сибири слои с *Senoniasphaera inornata* соответствуют одноименной зоне шкалы Северного моря (Mudge, Vujak, 1996), подзоне *Senoniasphaera inornata* из формации “Danian Limestone” в Датском бассейне (Hansen, 1977, 1979). Стратиграфический интервал распространения вида *S. inornata* в разрезах Дании и Северного моря соответствует нанопланктонным зонам NP1—NP3 (Martini, 1971). Вид *Xenicodinium lubricum*, согласно Luterbacher et al. (2004), впервые появляется на границе нанопланктонных зон NP2 и NP3. В связи с тем, что на настоящий момент времени верхняя граница слоев с *S. inornata* в Западной Сибири проводится (в связи с недостаточным количеством фактического материала) достаточно условно, стратиграфический интервал этих слоев в данном регионе соответствует данию (предположительно ~ 63,2—65,5 Ма; хроны C28—C29).

Слой с *Alterbidinium circulum*. Основание слоев: первое появление вида *Alterbidinium circulum*. Верхняя граница проводится по последнему присутствию *Alterbidinium circulum*.

Слой выявлен нами в отложениях талицкой свиты в обнажении 13 (гора Пионерская, г. Ханты-Мансийск, материалы Р.Б. Крапивнера).

По данным О.Н. Васильевой (1990, 2003, 2010), интервал талицкой свиты с комплексом *Alterbidinium circulum* выявлен в разрезе Лозьвинской пристани, скважинах ЛД-1 (р. Тура) и ИГ-32 (с. Новопетровское) в Зауральской зоне Западной Сибири. По данным Л.Б. Бакиевой (2005), этот же интервал талицкой свиты известен из скв. 25 (Северо-Сосьвинская возвышенность).

Масштаб	Датий	Зеландий	Танет	И п р	Л ю т е т	Бартон	Приабон	Ронель	Ярус	
									Зоны по nanoplanctonu	Возраст, млн лет
NP1	65	NP1	NP1	NP1	NP1	NP1	NP1	NP22	C12	Атлантический
NP2	65	NP2	NP2	NP2	NP2	NP2	NP2	NP21	C13	Атлантический
NP3	64	NP3	NP3	NP3	NP3	NP3	NP3	NP19	C15	Атлантический
NP4	62	NP4	NP4	NP4	NP4	NP4	NP4	NP18	C16	Атлантический
NP5	60	NP5	NP5	NP5	NP5	NP5	NP5	NP17	C17	Атлантический
NP6	59	NP6	NP6	NP6	NP6	NP6	NP6	NP17	C18	Атлантический
NP7	58	NP7	NP7	NP7	NP7	NP7	NP7	NP16	C19	Атлантический
NP8	57	NP8	NP8	NP8	NP8	NP8	NP8	NP15	C20	Атлантический
NP9	56	NP9	NP9	NP9	NP9	NP9	NP9	NP14	C21	Атлантический
NP10	55	NP10	NP10	NP10	NP10	NP10	NP10	NP13	C22	Атлантический
NP11	54	NP11	NP11	NP11	NP11	NP11	NP11	NP12	C23	Атлантический
NP12	52	NP12	NP12	NP12	NP12	NP12	NP12	NP11	C24	Атлантический
NP13	50	NP13	NP13	NP13	NP13	NP13	NP13	NP10	C25	Атлантический
NP14	48	NP14	NP14	NP14	NP14	NP14	NP14	NP9	C26	Атлантический
NP15	45	NP15	NP15	NP15	NP15	NP15	NP15	NP8	C27	Атлантический
NP16	41	NP16	NP16	NP16	NP16	NP16	NP16	NP7	C28	Атлантический
NP17	39	NP17	NP17	NP17	NP17	NP17	NP17	NP6	C29	Атлантический
NP18	37	NP18	NP18	NP18	NP18	NP18	NP18	NP5	C30	Атлантический
NP19	35	NP19	NP19	NP19	NP19	NP19	NP19	NP4	C31	Атлантический
NP20	34	NP20	NP20	NP20	NP20	NP20	NP20	NP3	C32	Атлантический
NP21	33	NP21	NP21	NP21	NP21	NP21	NP21	NP2	C33	Атлантический
NP22	33	NP22	NP22	NP22	NP22	NP22	NP22	NP1	C34	Атлантический

Свиты	Наиболее важные диноцистовые события	Печорская впадина (скв. 228) (Iakovleva et al., 2000c)	Бассейн р. Северная Сосьва (Скв. 19-У (Усть-Манья) (Орешкина и др., 2008) Скв. 29, 30 (Iakovleva et al., 2000b))	Бассейн р. Пур (Iakovleva & Kulkova, 2001)	Бассейн р. Ваюган (Iakovleva et al., 2000a)	Омский прогиб (скв. 8, 9, 10, 011-БП) (Ахметьев и др., 2004; Iakovleva & Heil-Clausen, 2010; Яковлева и др., 2012)
Атлантический						
Тавдинская свита	<ul style="list-style-type: none"> ▲ <i>Rh. longimanum</i> ▲ <i>Rh. perforatum</i> ▲ <i>Th. reticulata</i> ▲ <i>Ch. clathrata angulosa</i> ▲ <i>Th. fenestrata</i> ▲ <i>Ch. variabilis</i> ▲ <i>H. porosa</i> ▲ <i>Svalbardella</i> sp. ▲ <i>M. aspinatum</i> ▲ <i>W. irtyschensis</i> ▲ <i>Kisselevia ornata</i> ▲ <i>Rh. porosum</i>, <i>L. serrata</i> ▲ <i>Rh. draco</i> 		Тавдинская свита	Тавдинская	Тавдинская свита	Тавдинская свита
Русско-полянская слон	<ul style="list-style-type: none"> ▲ <i>Cos. bucina</i>, <i>C. cantharellus</i>, <i>Wils. echinosuturatum</i> 				Русско-полянская слон	Русско-полянская слон
Людловский						
Ирбитская	<ul style="list-style-type: none"> ▲ <i>D. nudum</i>, <i>W. eocaenica</i>, <i>Hyst. costae</i> ▲ <i>Ar. michoudii</i>, <i>W. articulata brevicornuta</i> ▲ <i>Ar. diktyoplokum</i>, <i>Th. dominiquei</i> ▲ <i>S. chlamydotheca</i> ▲ <i>Ch. columna</i>-group ▲ <i>O. romanum</i> ▲ <i>Dr. politum</i>, <i>Dr. condylos</i> ▲ <i>Ch. coleothrypta</i>, <i>Wils. ornatum</i> ▲ <i>Samlandia</i> sp.1 ▲ <i>Dracodinium</i> sp.1 ▲ <i>Dr. varielongitudum</i> 	Воравожская свита	Ирбитская свита	Ирбитская свита	Ирбитская свита	Верхнеполининская подсвита
Верхнеполининская подсвита	<ul style="list-style-type: none"> ▲ <i>Dr. simile</i> ▲ <i>W. meckelfeldensis</i>, <i>W. lunaris</i> ▲ <i>W. astra-lobisca</i> ▲ <i>A. augustum</i> ▲ <i>Wils. pechoricum</i> 			Нюрольская	Нюрольская	Нюрольская
Нюрольская				Ирбитская свита	Ирбитская свита	Ирбитская свита
Ирбитская	<ul style="list-style-type: none"> ▲ <i>A. hyperacanthum</i>, <i>A. paniculatum</i>, <i>A. parvum</i>, <i>A. summissum</i> ▲ <i>A. homomorphum</i> 	Кыршорская свита	Серовская свита	Ирбитская свита	Ирбитская свита	Ирбитская свита
Серовская	<ul style="list-style-type: none"> ▲ <i>D. oebisfeldensis</i> ▲ <i>Alisocysta</i> sp. 2, <i>D. denticulata</i> ▲ <i>Alisocysta margarita</i> 			Серовская свита	Серовская свита	Нижнеполининская подсвита
Нижнеполининская подсвита				Серовская свита	Серовская свита	Нижнеполининская подсвита
Талицкая	<ul style="list-style-type: none"> ▲ <i>Isabelidium?</i> <i>viborgense</i> ▲ <i>Alterbidinium circulum</i> → <i>S. inornata</i> 		Ивдельская свита (диноцисты не обнаружены)	Талицкая свита	Талицкая свита	Талицкая свита
Ивдельская				Талицкая свита	Талицкая свита	Талицкая свита
Талицкая				Талицкая свита	Талицкая свита	Талицкая свита
Марьятская	<ul style="list-style-type: none"> ▲ <i>Xenicodinium lubricum</i> ▲ <i>M. essoi</i>, <i>M. densispinatum</i> ▲ <i>C. cornuta</i>, <i>S. inornata</i> 		Марьятская свита	Марьятская свита	Марьятская свита	Марьятская свита

Комплекс диноцист с *Alterbidinium circulum* описан из зоны Viborg-1 из терминальной части датских известняков формации “Danian Limestone” (Heilmann-Clausen, 1985), а также из верхов цыгановской свиты Северного Прикаспия (Васильева, Мусатов, 2010). При этом в Северном Прикаспии (Новоузенская опорная скважина) зональный комплекс *Alterbidinium circulum* выявлен в нижней части зоны NP4 (Васильева, Мусатов, 2010). Согласно Х.-П. Лютербахеру и др. (Luterbacher et al., 2004), первое появление (FO) вида *Alterbidinium circulum* соответствует средней части нанопланктонной зоны NP4. Учитывая, что современное положение границы дания и зеландия приурочено к терминальным частям зоны NP4 по нанопланктону и зоны P3a по планктонным фораминиферам, диапазон распространения *Alterbidinium circulum* можно ограничить датским ярусом. Этот вид появляется в Европе в низах диноцистовой зоны D3 из компиляционной шкалы (Costa, Manum, 1988). Таким образом, интервал талицкой свиты, содержащий слой с *Al. circulum*, соответствует части дания (~ 61,1—61,7 Ма, хрон C26, интервал нанопланктонной зоны NP4).

Слой с *Isabelidinium? viborgense*. Характеризуются комплексом диноцист, содержащим стратиграфически важные виды *Isabelidinium? viborgense*, *Magallanesium essoii*, *Palaeoperidinium pyrophorum* и *Magallanesium densispinatum*.

Слой с *Isabelidinium? viborgense* выявлены нами в отложениях талицкой свиты: скв. 8, Русско-Полянский р-он Омской обл. (инт. 270,4—269,3 м), а также в скв. 2, 1к (г. Ханты-Мансийск) и обнажении 13 (гора Пионерская, г. Ханты-Мансийск, материалы Р.Б. Крапивнера).

По ранее опубликованным данным, зональный комплекс с *Isabelidinium? viborgense* выявлен в верхах талицкой свиты в бассейне Северной Сосьвы (скв. 25) (Бакиева, 2005) и Южном Зауралье (скв. 11-н, ИГ-32) (Васильева, 2007а; Васильева и др., 2001).

Выявленные в Западной Сибири слои с *Isabelidinium? viborgense* соответствуют одноименной подзоне *Isabelidinium? viborgense* (P3b) шкалы Северного моря (Mudge, Vujak, 1996) и части зоны Viborg 2 в Датском бассейне (Heilmann-Clausen, 1985, 1994), которая сопоставляется со средней частью зоны NP5 по нанопланктону. Учитывая палеомагнитные данные, полученные для скв. № 8 из Русско-Полянского р-она (Яковлева и др., 2012), возрастной интервал слоев с *Isabelidinium? viborgense* в Западной Сибири датируется серединой зеландия (~ 59,0—60,5 Ма; часть хрона C26г, часть зоны NP5 по нанопланктону).

Зона *Alisocysta margarita*. Основание зоны: первое появление *Deflandrea denticulata*. Верхняя граница зоны проводится по первому появлению *Apectodinium homotomorphum*.

В основании зоны помимо зонального вида также появляется *Alisocysta* sp. 2 Heilmann-Clausen. Внутри зоны появляется *Deflandrea oebisfeldensis* и исчезает *Alisocysta margarita*. Характерные таксоны зоны — *Conneximura fimbriata*, *Melitasphaeridium pseudorecurvatum*, *Palaeotetradinium minusculum*, *Alterbidinium rugulum* и *Areoligera gippingensis*.

Зона *Alisocysta margarita* выявлена в кыршорской свите (скв. 228, Печорская впадина), серовской свите (скв. 19-У Усть-Манья, бассейн р. Северная Сосьва; скв. 11, 29, 32, бассейн р. Пур; скв. 4, бассейн р. Васюган) и нижнелюлинворской подсвите (скв. 8, инт. 263,2—269,2 м; скв. 10, Русско-Полянский р-он Омской обл.).

Интервал, содержащий комплекс зоны *Alisocysta margarita*, известен также в серовской свите скв. К-14 (в качестве зоны *Deflandrea denticulata*; север Кондинской низменности) (Бакиева, 2005), першинских слоях Южного Зауралья (Курганская обл.) (Васильева и др., 2001), соколовской толще Северного Тургай (Iakovleva et al., 2001; Radionova et al., 2001).

Выявленная в Западной Сибири зона *Alisocysta margarita* соответствует одноименной зоне Южной Англии (Powell et al., 1996), интервалу зоны Viborg-4 — низам зоны Viborg-5 в Дании (Heilmann-Clausen, 1985), а также (особенно в случаях обилия вида *Areoligera gippingensis*) зонам P5a-b шкалы Северного моря (Mudge, Vujak, 1994). В разрезе Соколовский Северного Тургай (Radionova et al., 2001) интервал зоны *A. margarita* частично скалиброван с нанопланктонной зоной NP8 шкалы Martini (1971). Учитывая палеомагнитные данные, полученные для скв. 8 и 10 Русско-Полянского р-она Омской обл. (Яковлева и др., 2012), возрастной интервал зоны *A. margarita* в Западной Сибири, как и в Северо-Западной Европе, соответствует части танета (~ 56,5—58,5 Ма; часть хрона C25, зоны NP7—NP8 по нанопланктону).

Зона *Apectodinium hyperacanthum*. Основание зоны: первое появление вида *Apectodinium homotomorphum*. Верхняя граница проводится по первому появлению вида *Apectodinium augustum*.

В низах зоны появляется вид *Apectodinium quinquelatum*, выше по разрезу появляются *Muratodinium fimbriatum* и *Apectodinium hyperacanthum*.

Зона выявлена в кыршорской свите (скв. 228, Печорская впадина, инт. 282,5—286,0 м), серовской свите (скв. 19-У Усть-Манья, бассейн р. Северная Сосьва; скв. 11, бассейн р. Пур; скв. 4, бассейн р. Васюган) и нижнелюлинворской подсвите (скв. 9, Новосибирская обл.).

Интервал зоны *A. hyperacanthum* известен также в серовской свите Южного Зауралья (Васильева, 2007а) и полосатой толще разреза Соколовский (Iakovleva et al., 2001; Radionova et al., 2001).

Выявленная в Западной Сибири зона *A. hyperacanthum* соответствует одноименной зоне Южной

Англии (Powell et al., 1996), зоне Viborg-5 в Дании (Heilmann-Clausen, 1985), интервалу подзоны D4c компиляционной шкалы Северо-Западной Европы (Costa, Manum, 1988), зоне P6a шкалы Северного моря (Mudge, Bujak, 1994). Согласно (Powell, 1992) и Luterbacher et al. (2004), интервал зоны *A. hyperacanthum* соответствует части нанопланктонной зоны NP9 и датируется поздним танетом (~ 55,8—56,5 Ма; верхи хрона C25 — часть хрона C24).

Зона *Apectodinium augustum*. Основание зоны: первое появление *Apectodinium augustum*. Верхняя граница проводится по последнему стратиграфическому присутствию *A. augustum*.

В низах зоны, помимо вида-индекса, появляются виды *Wilsonidium pechoricum*, *Apectodinium summisum*, *A. parvum*, *A. paniculatum*.

Зона выявлена в кровле кыршорской свиты (скв. 228, Печорская впадина), в ирбитской свите (скв. 19-У Усть-Манья, бассейн р. Северная Сосьва; скв. 4, бассейн р. Васюган) и верхнелюлинворской подсвите в скв. 8 и 10 (инт. 231,7—237,0 м) Русско-Полянского р-она Омской обл.

Зона *Apectodinium augustum* известна также в разрезах Среднего Зауралья (Васильева, Малышкина, 2002) и Северного Тургая (Васильева, 2007а, б; Iakovleva et al., 2001; Radionova et al., 2001).

Выявленная в Западной Сибири зона *Apectodinium augustum* соответствует одноименной зоне Южной Англии (Powell et al., 1996), подзоне D5a шкалы Costa, Manum (1988), зоне Viborg-6 в Дании (Heilmann-Clausen, 1985) и подзоне P6b шкалы Северного Моря (Mudge, Bujak, 1994). Согласно данным Крауч и др. (Crouch et al., 2001), интервал зоны *Apectodinium augustum* в глобальном плане четко соответствует геологически короткому (~ 150—170 тыс. лет, Röhl et al., 2007) событию PETM (палеоцен-эоценовый термический максимум, ~ 55,6—55,8 Ма) и глобальному событию CIE (негативному сдвигу изотопного состава углерода). Возраст зоны *Apectodinium augustum*: ~ 55,6—55,8 Ма; часть хрона C24.

Зона *Deflandrea oebisfeldensis*. Основание зоны проводится по исчезновению видов *A. augustum* и *W. pechoricum*, а также большинства других видов рода *Apectodinium*. Верхняя граница зоны проводится по появлению *Wetzeliella astra*.

Зона *Deflandrea oebisfeldensis* в Западной Сибири характеризуется обилием (акме) вида *Deflandrea oebisfeldensis* или группы *Glaphyrocysta/Areoligera* spp., интервал зоны зачастую отмечен значительным количеством вида *Huyschospaeridium tubiferum*. Вместе с тем иногда уровню акме *Deflandrea oebisfeldensis* отвечает общее обеднение таксономического состава комплекса диноцист.

Зона *Deflandrea oebisfeldensis* выявлена в низах воровожской свиты (скв. 228, Печорская впадина) и в верхнелюлинворской подсвите в скв. 8 и 10 (инт. 229,1—231,7 м) Русско-Полянского р-она Омской обл.

Зона *Deflandrea oebisfeldensis* известна также в ирбитской свите на севере Кондинской низменности (Бакиева, 2005) и в Южном Зауралье (Васильева, 2007б).

Выявленная в Западной Сибири зона *Deflandrea oebisfeldensis* соответствует одноименной зоне Западной Европы (Powell, 1992), зоне Viborg-7 Дании (Heilmann-Clausen, 1985), подзонам E1b-с шкалы Северного Моря (Mudge, Bujak, 1996), подзоне D5b компиляционной шкалы Costa, Manum (1988), зоне *Glaphyrocysta ordinata* Южной Англии (Powell et al., 1996) и может быть отнесена к так называемому инициальному эоцену (~ 55,3—55,6 Ма, часть хрона C24, часть нанопланктонной зоны NP10).

Зона *Wetzeliella astra*. Основание зоны проводится по первому появлению *Wetzeliella astra*. Верхняя граница зоны устанавливается по первому появлению *Wetzeliella meckelfeldensis*.

Зона *Wetzeliella astra* выявлена в верхнелюлинворской подсвите скв. 10 (инт. 228,8—229,1 м) Русско-Полянского р-она Омской обл.

Выявленная в Западной Сибири зона *Wetzeliella astra* соответствует одноименной зоне Западной Европы (Costa et al., 1978; Powell, 1992; Powell et al., 1996), зоне D6a компиляционной шкалы Costa, Manum (1988) и подзоне D6на шкалы Северной Германии (Köthe, 2003), что указывает на инициально ипрский возраст (ипр s.s., ~ 54,0—55,3 Ма, часть хрона C24).

Зона *Wetzeliella meckelfeldensis*. Основание зоны проводится по первому появлению *Wetzeliella meckelfeldensis*. Верхняя граница зоны устанавливается по первому появлению *Dracodinium simile*.

В низах зоны, помимо вида-индекса, появляются *Wetzeliella lunaris*, *Deflandrea phosphoritica* и *Operculodinium nanaconulum*.

Зона *W. meckelfeldensis* выявлена в воровожской свите (скв. 228, Печорская впадина), ирбитской свите (скв. 32, бассейн р. Пур) и в верхнелюлинворской подсвите в скв. 8 и 10 (инт. 228,7—228,8 м) Русско-Полянского р-она Омской обл.

Зона *W. meckelfeldensis* известна также в ирбитской свите на севере Кондинской низменности (Бакиева, 2005), а также в ирбитской свите и полосатой толще Южного Зауралья и Северного Тургая (Васильева, 2007б; Iakovleva et al., 2001; Radionova et al., 2001).

Выявленная в Западной Сибири зона *W. meckelfeldensis* является эквивалентом одноименной зоны Западной Европы (Châteauneuf, Gruas-Cavagnetto, 1978; Powell, 1992), частично соответствует подзоне D6b компиляционной шкалы Северо-Западной Европы (Costa, Manum, 1988), а также подзоне E2a шкалы Северного Моря (Mudge, Bujak, 1996). Согласно А.С. Андреевой-Григорович (1991), Пауэллу (Powell, 1992), интервал зоны *W. meckelfeldensis* соответствует верхам зоны NP10 — основанию зоны NP11 по нанопланктону и датируется ранним ипром (часть хрона C24, ~ 53,7—54,0 Ма).

Зона *Dracodinium simile*. Основание зоны проводится по первому появлению *Dracodinium simile*. Верхняя граница зоны устанавливается по первому появлению *Dracodinium varielongitudum*.

Зона выявлена в ирбитской свите (скв. 32, бассейн р. Пур) и верхнелюлинворской подсвите в скв. 8 и 10 (инт. 224,7—228,7 м) Русско-Полянского р-она Омской обл.

Зона *Dracodinium simile* известна также в люлинворской свите на правом берегу Оби (Бакиева, 2005) и качарской толще Северного Тургая (Васильева, 2007б).

Выявленная в Западной Сибири зона *Dracodinium simile* является эквивалентом одноименной зоны из компиляционной шкалы Западной Европы (Powell, 1992), соответствует подзоне D7a компиляционной шкалы Северо-Западной Европы (Costa, Manum, 1988) и частично соответствует зоне *Dracodinium simile* в шкале Бельгийского бассейна (de Coninck, 1991). На основании калибровок первого появления вида *Dracodinium simile* с известковым нанопланктоном из разрезов карбонатного типа (Luterbacher et al., 2004; King et al., submitted) интервал зоны *Dracodinium simile* соответствует низам нанопланктонной зоны NP11 и датируется частью раннего ипра (часть хрона C24, ~ 53,4—53,7 Ma).

Зона *Dracodinium varielongitudum*. Основание зоны проводится по первому появлению *Dracodinium varielongitudum*. Верхняя граница зоны проводится по первому появлению *Charlesdowniea coleothrypta*.

Внутри зоны последовательно появляются *Wetzeliella samlandica*, *Wetzeliella* aff. *articulata*-group, *Dracodinium* sp. 1 sensu Iakovleva et Heilmann-Clausen, *Heteraulacacysta everriculata*, *Wilsonidium tabulatum*, *Samlandia* sp. 1 sensu Iakovleva et Heilmann-Clausen, *Cerebrocysta bartonensis*, *Wetzeliella articulata*.

Зона выявлена в воровожской свите (скв. 228, Печорская впадина), в ирбитской свите (скв. 19-У Усть-Манья, скв. 29, 30, бассейн р. Северная Сосьва; скв. 11, 29, 32, бассейн р. Пур; скв. 4, бассейн р. Васюган) и верхнелюлинворской подсвите в скв. 8 и 10 (инт. 217,8—224,7 м) Русско-Полянского р-она Омской обл.

Зона *D. varielongitudum* известна также в ирбитской свите в Обь-Иртышском междуречье (скв. 37) (Кулькова, 1987) и на севере Кондинской низменности и междуречья Хагасьюган—Обь (Бакиева, 2005) и качарской толще Северного Тургая (Васильева, 2007б).

Выявленная в Западной Сибири зона *Dr. varielongitudum* является аналогом одноименной зоны из компиляционной шкалы Западной Европы (Powell, 1992), подзоны D7b из компиляционной шкалы Costa, Manum (1988) и шкалы Северной Германии (Köthe, 2003), частично соответствует зоне *D. varielongitudum* в Бельгийском бассейне (De Coninck, 1991), а также эквивалентна стратиграфическому интервалу зоны LC-2 в Англии (Vujak et al., 1980). Со-

гласно последним данным калибровок с известковым нанопланктоном в Восточном Перитетисе (King et al., submitted), первое появление вида *D. varielongitudum* практически совпадает с основанием нанопланктонной зоны NP12. С учетом имеющихся палеомагнитных данных по материалам скв. 8 и 10 в Омской области, стратиграфический интервал зоны *Dr. varielongitudum* соответствует среднему ипру в пределах хрона C24n (~ 52,6—53,4 Ma).

Зона *Charlesdowniea coleothrypta*. Основание зоны проводится по первому появлению *Charlesdowniea coleothrypta*. Верхняя граница зоны проводится по первому появлению *Ochetodinium romanum*.

В основании зоны, помимо вида-индекса, появляются *Wilsonidium ornatum*, *Wilsonidium lineidentatum*, *Diphyes ficusoides*, *Diphyes pseudoficusoides*, *Charlesdowniea tenuivirgula*, *Areoligera sentosa*-group, *Membranilarnacia compressa*, *Pentadinium laticinctum*. В основании зоны исчезает *Deflandrea oebisfeldensis*.

Внутри зоны последовательно появляются *Eatonicysta ursulae*, *Dracodinium politum*, *Dracodinium condylos*, *Wetzeliella coronata*, *Rhombodinium glabrum*, *Areoligera undulata*, *Pentadinium favatum*, *Pentadinium goniferum*.

Зона *Ch. coleothrypta* выявлена нами в воровожской свите (скв. 228, Печорская впадина), в нюрольской свите (скв. 29, 30, бассейн р. Северная Сосьва; скв. 11, 29, 32, бассейн р. Пур; скв. 4, бассейн р. Васюган) и верхнелюлинворской подсвите в скв. 8, 10 (инт. 195,0—217,8 м) Русско-Полянского р-она и 011-БП Омской обл.

Зона известна также в нюрольской свите Обь-Иртышского междуречья (скв. 37) (Кулькова, 1987), люлинворском горизонте на севере Кондинской низменности (Бакиева, 2005), в Новосибирской обл. (скв. 9, Ахметьев и др., 2004а) и Южном Зауралье (Васильева, 1990; 2007б).

Выявленная в Западной Сибири зона *Ch. coleothrypta* является аналогом одноименной зоны из компиляционной шкалы Западной Европы (Powell, 1992) и шкалы Датского бассейна (Heilmann-Clausen, Costa, 1989), части зоны D8 компиляционной шкалы Северо-Западной Европы (Costa, Manum, 1988). Согласно Х.-П. Лютербахеру и др. (Luterbacher et al., 2004) и новым данным из Восточного Перитетиса (King et al., submitted), первое появление *Ch. coleothrypta* имеет место в начале срединной части зоны NP12 по нанопланктону, а первое появление *Dr. politum* соответствует срединной части зоны NP12. С учетом полученных для скважин Омского прогиба палеомагнитных данных стратиграфический интервал зоны *Ch. coleothrypta* в Западной Сибири — средний ипр (часть хронов C23r—C23n, ~ 51,8—52,6 Ma).

Зона *Ochetodinium romanum*/*Charlesdowniea columna*-group. Основание зоны проводится по первому появлению *Ochetodinium romanum*. Верхняя граница зоны проводится по первому появлению *Areosphaeridium diktyoplokum*.

Внутри зоны последовательно появляются стратиграфически важные таксоны *Charlesdownia columna-group*, *Diphyes brevispinum* и *Samlandia chlamydophora*.

Зона *Och. romanum/Ch. columna-group* выявлена нами в воровожской свите (скв. 228, Печорская впадина), в нюрольской свите (скв. 11, 29, 32, бассейн р. Пур; скв. 4, бассейн р. Васюган) и верхнелюлинворской подсвите в скв. 8, 10 и 011-БП (инт. 480,0—490,8 м) Омской обл.

Отложения, соответствующие части зоны *O. romanum/Ch. columna-group*, по присутствию вида *Samlandia chlamydophora*, скорее всего, были выявлены ранее в скв. 37 (нюрольская свита, Обь-Иртышское междуречье) (Кулькова, 1987) и в карьере Белинский в Зауралье (Васильева, 1990).

Выявленная в Западной Сибири зона *O. romanum/Ch. columna-group* соответствует объему двух зон Бельгийского бассейна (de Coninck, 1991): *Ochetodinium romanum* и *Kisselovia* (= *Charlesdownia*) aff. *clathrata*, а также зонам D8b-c Северо-Западной Европы (Costa, Manum, 1988). Согласно Х.-П. Лютербахеру и др. (Luterbacher et al., 2004), первое появление *Ochetodinium romanum* соответствует верхам срединной части зоны NP12 по нанопланктону, а первое появление *Charlesdownia* aff. *clathrata* sensu de Coninck (= *Charlesdownia columna-group* sensu Iakovleva et Heilmann-Clausen 2010) имеет место в верхней части нанопланктонной зоны NP12. Таким образом, стратиграфический интервал зоны *O. romanum/Ch. columna-group* — средний ипр (хрон C23r, ~ 51,0—51,8 Ma).

Зона *Areosphaeridium diktyoplokum*. Основание зоны проводится по первому появлению *Areosphaeridium diktyoplokum*. Верхняя граница зоны проводится по первому появлению *Wetzeliella eocaenica*.

В основании зоны помимо номинального вида появляется *Thalassiphora dominiquei*. Внутри зоны последовательно появляются *Areosphaeridium michoudii*, *Wetzeliella articulata* subsp. *brevicornuta* и *Rhombodinium pentagonum*.

Зона *Ar. diktyoplokum* выделена нами в верхнелюлинворской подсвите (скв. 011-БП, инт. 463,0—480,0 м, Омская обл.) и воровожской свите (скв. 228, Печорская впадина).

Выявленная в Западной Сибири зона *Ar. diktyoplokum* соответствует одноименной зоне шкал Датского бассейна и Северной Германии (Heilmann-Clausen, Costa, 1989), а в Бельгийском бассейне соответствует общему объему трех зон (одноименной зоны *Ar. diktyoplokum* и зон *Paucilibimorpha triradiata* и *Lithosphaeridium? mamellatum*) (de Coninck, 1991), части зоны D9 в компиляционной шкале Северо-Западной Европы (Costa, Manum, 1988), части подзоны E2c в Северном море (Mudge, Vujak, 1994) и части зоны B-2 на юге Англии (Vujak et al., 1980). В разрезах Западной Европы (Steurbaut, 1998) и Восточного Перитетиса (Щербинина, Яковлева, pers. comm.; Iakovleva et al., 2004, King et al., submitted), содержащих

известковый нанопланктон, первое появление вида *Ar. diktyoplokum* практически совпадает с границей нанопланктонных зон NP12/NP13, а уровни первого появления *Ar. michoudii* и *W. articulata* subsp. *brevicornuta* приурочены к основанию зоны NP13. Таким образом, интервал зоны *Ar. diktyoplokum* в Западной Сибири может быть датирован поздним ипром (~ 49,2—51,0 Ma; часть хрона C22; конец NP12—NP13).

Зона *Wetzeliella eocaenica* (= *Dracodinium pachydermum*). Основание зоны проводится по первому появлению *Wetzeliella eocaenica*. Верхняя граница зоны проводится по последнему присутствию *Wetzeliella eocaenica*.

В основании зоны появляются стратиграфически важные *Huysrichosphaeropsis costae* и *Duosphaeridium nudum*. Внутри зоны исчезают *W. meckelfeldensis*, *Eatonicysta ursulae*, *Dr. varielongitudum*, *Ch. coleothrypta*.

Зона *Wetzeliella eocaenica* выявлена нами в верхнелюлинворской подсвите (скв. 011-БП, инт. 459,0—463,0 м, Омская обл.).

Выявленная в Западной Сибири зона *Wetzeliella eocaenica* является аналогом одноименной зоны (= *Dracodinium pachydermum*) Датского бассейна и Северной Германии (Heilmann-Clausen, Costa, 1989), соответствует части зоны D9 компиляционной шкалы Северо-Западной Европы (Costa, Manum, 1988), зоне E4a в Северном Море (Mudge, Vujak, 1994). В Дании последовательность первых появлений (FOs) видов *Huysrichosphaeropsis costae*, *Duosphaeridium nudum* и *Wetzeliella eocaenica* установлена в бескарбонатном слое Bed L2 формации Lillebælt Clay, который перекрывает карбонатный слой Bed R6, относимый к нанопланктонной зоне NP13 (Steurbaut, 1998). В Норвежско-Гренландском море первое появление *Wetzeliella eocaenica* выявлено в нижней части магнитного хрона C22n (Eldrett et al., 2004). Согласно данным (Schnetler, Heilmann-Clausen, 2011), первое появление *W. eocaenica*, возможно, в Дании соответствует границе ипра и лютета. На основании калибровки интервалов распространения диноцист и известкового нанопланктона в разрезе Актулагай в Западном Казахстане (King et al., submitted), первое появление *W. eocaenica* соответствует низам NP14 (терминальный ипр, Molina et al., 2011). Таким образом, интервал зоны *Wetzeliella eocaenica* в Западной Сибири может быть отнесен к терминальному ипру (~ 47,8—49,2 Ma; часть хрона C22n—C21r).

Слой с *Costacysta bucina*. Слои с *Costacysta bucina* выявлены в промежуточном интервале между верхнелюлинворской подсвитой и тавдинской свитой в серовато-зеленых глинах или алевролите с присутствием гравийника в подошве, с позвонками и чешуей рыб (в так называемых «русско-полянских» слоях) в скв. 8, 10 и 011-БП (инт. 456,0—459,0 м) Омской обл. Комплекс диноцист характеризуется присутствием стратиграфически важных среднеэоценовых видов *Costacysta bucina*, *Wilsonidium echinosuturatum*, *Cordosphaeridium cantharellus*, а также достаточно

многочисленным видом *Corrudinium incompositum*. Стратиграфический интервал распространения вида *Costacysta bucina*, описанного из Дании (верхи Lillebælt Clay Formation и низы Søvind Marl Formation; Heilmann-Clausen, van Simaey, 2005), соответствует лютету; этот вид известен также в лютетских отложениях Днепровско-Донецкой впадины (Орешкина, Яковлева, 2007), Северного моря и шельфа Фарерских о-вов (Waagstein, Heilmann-Clausen, 1995). С учетом имеющихся палеомагнитных данных из скв. 8, 10 и 011-БП, интервал слоев с *Costacysta bucina* соответствует в Западной Сибири среднему лютету (~ 43,0—45,4 Ма, хрон C20г, часть зоны NP15).

Зона *Rhombodinium draco*. Основание зоны проводится по первому появлению *Rhombodinium draco*. Верхняя граница зоны проводится по основанию следующей зоны. Внутри зоны появляется *Phthanoperidinium geminatum*.

Зона *Rhombodinium draco* выявлена нами в тавдинской свите в скв. 30 (бассейн р. Северная Сосьва) и 011-БП Омской обл. (инт. 433,4—447,7 м).

Зона известна также в тавдинской свите Новосибирской (скв. 9) (Ахметьев и др., 2004а) и Омской областей (скв. 8, 10) (Ахметьев и др., 2010) и чеганской свите Южного Зауралья (Васильева, 1990, 2007б).

Выявленная в Западной Сибири зона *Rhombodinium draco* является аналогом одноименной зоны из компиляционной шкалы Западной Европы (Powell, 1992) и шкалы А.С. Андреевой-Григорович (1991) для юга бывшего СССР, соответствует зоне D10a из компиляционной шкалы Северо-Западной Европы (Costa, Manum, 1988) и зоне BAR-1 (Heteraulacysta porosa assemblage Zone) на юге Англии (Vujak et al., 1980). В некоторых компиляционных работах, например в схеме Х.-П. Лютербахера и др. (Luterbacher et al., 2004), первое появление *Rhombodinium draco* указывается в начале зоны NP17 по нанопланктону. Однако в Южной Англии первое появление этого вида происходит в зоне BAR-1 (Vujak et al., 1980) в слоях, отнесенных М.-П. Обри (Aubry, 1983) к зоне NP16. Согласно изучению диноцист из украинских разрезов А.С. Андреевой-Григорович (устное сообщение) и А.И. Яковлевой (Орешкина, Яковлева, 2007), первое появление *Rh. draco* также отмечается в зоне NP16. В Северо-Западной Европе первое появление *Rh. draco* отмечается в верхах зоны NP16 (Heilmann-Clausen, Van Simaey, 2005). Таким образом, интервал зоны *Rhombodinium draco* в Западной Сибири может быть отнесен к среднему эоцену (конец лютета — бартон) (~ 39,8—40,5 Ма, часть хронов C19n—C18г, верхняя часть зоны NP16).

Зона *Rhombodinium porosum*. Основание зоны проводится по первому появлению *Rhombodinium porosum*. Верхняя граница зоны проводится по основанию следующей зоны. В основании зоны появляется стратиграфически важный вид — *Lentinia serrata*.

Зона *Rhombodinium porosum* выявлена нами в тавдинской свите в скв. 11 в бассейне р. Пур и скв. 29 (инт. 15,7—177,0 м) в бассейне р. Северная Сосьва,

а также, судя по присутствию вида *Lentinia serrata*, в скв. 29 и 32 бассейна р. Пур.

Зона известна также в тавдинской свите Новосибирской обл. (скв. 9) (Ахметьев и др., 2004а).

Выявленная в Западной Сибири зона *Rhombodinium porosum* частично соответствует одноименной зоне из компиляционной шкалы Западной Европы (Powell, 1992), зоне D11 из шкал Северо-Западной Европы (Costa, Manum, 1988) и Северной Германии (Köthe, 2003), а также зоне *Rhombodinium porosum* на Украине, Кавказе и в Северном Казахстане (Андреева-Григорович и др., 2011). На Украине, юге России и в Северном Казахстане первое появление *Rh. porosum* отвечает низам зоны NP17 по нанопланктону (Андреева-Григорович и др., 2011). Таким образом, интервал зоны *Rhombodinium porosum* в Западной Сибири может быть отнесен к среднему эоцену (бартону) (~ 39,5—39,8 Ма, часть хрона C18, часть зоны NP17).

Зона *Kisselevia ornata*. Основание зоны проводится по первому появлению вида *Kisselevia ornata*. Верхняя граница зоны проводится по последнему появлению *Kisselevia ornata*.

Внутри зоны последовательно появляются стратиграфически важные *Wetzelia irtyschensis*, *Membranosphaeridium aspinatum*, *Svalbardella* spp.

Зона *Kisselevia ornata* выявлена нами в тавдинской свите в скв. 29 (бассейн р. Северная Сосьва) и 011-БП Омской обл. (инт. 394,3—433,4 м).

Зона *Kisselevia ornata* известна также в тавдинской свите Обь-Иртышского междуречья (скв. 37) (Кулькова, 1987) и севера Кондинской низменности (Бакиева, 2005), юрковской свите на северном склоне Сибирских Увалов (Бакиева, 2005), а также тавдинской и чеганской свитах Южного Зауралья и Северного Тургая (Васильева, 1990).

Вид *Kisselevia ornata* имеет несколько ограниченное распространение в Северном полушарии. Помимо Западной Сибири он отмечен в отложениях киевской свиты Белоруссии и алкской свиты Литвы и Калининградской обл. (Григалис и др., 1988). В Белоруссии и Литве слои с *Kisselevia ornata* соответствуют интервалу зон *Rhombodinium porosum* или *Rhombodinium perforatum* (Шевченко, 2002). В изученных разрезах Западной Сибири вид *Kisselevia ornata* появляется стратиграфически выше *Rh. porosum*. Что касается вида *Rhombodinium perforatum*, то на данный момент его первое появление в разрезе тавдинской свиты выявлено стратиграфически гораздо выше, чем в Западной Европе (Ахметьев и др., 2004а; Iakovleva, Heilmann-Clausen, 2010), что, возможно, связано с недостаточной изученностью данного интервала в Западной Сибири. Представляется возможным сопоставление интервала зоны *Kisselevia ornata* с частью интервала западноевропейской зоны *Rhombodinium perforatum*. Соответственно зона *Kisselevia ornata* может быть предварительно отнесена к бартону (~ 38,2—39,5 Ма, часть хрона C18, часть зоны NP17).

Зона *Charlesdowniea clathrata* subsp. *angulosa*. Основание зоны проводится по кровле предыдущей зоны. Верхняя граница зоны проводится по первому появлению *Thalassiphora reticulata*.

Внутри зоны последовательно появляются *Heteraulacacysta porosa*, *Charlesdowniea variabilis*, *Thalassiphora fenestrata*, *Charlesdowniea clathrata* subsp. *angulosa*. Существенная часть интервала зоны *Charlesdowniea clathrata* subsp. *angulosa* характеризуется обилием (акме) водного папоротника *Azolla* spp.

Зона выявлена нами в тавдинской свите в скв. 4 (бассейн р. Васюган), 29, 30 (бассейн р. Северная Сосьва) и 011-БП Омской обл. (инт. 275,4—394,3 м).

Зона *Charlesdowniea clathrata* subsp. *angulosa* известна также в тавдинской свите Обь-Иртышского междуречья (Кулькова, 1987), юга Западной Сибири: скв. 9, Новосибирская обл. (Ахметьев и др., 2004а); скв. 8, 10, Омская обл. (Ахметьев и др., 2010), а также тавдинской и чеганской свитах Зауралья и Тургай (Васильева, 1990; Васильева и др., 2001).

Выявленная нами зона *Charlesdowniea clathrata* subsp. *angulosa* частично соответствует одноименной зоне из шкал Парижского бассейна (Châteauneuf, Grugas-Cavagnetto, 1978), юга бывшего СССР (Андреева-Григорович, 1991) и юга России (Запорожец, 1999), где она занимала весь интервал приабона. Исходя из наших новых данных изучения диноцист тавдинской свиты Западной Сибири и с учетом калибровки с палеомагнитными данными З.Н. Гнибиденко, мы предположительно датируем интервал зоны *Charlesdowniea clathrata* subsp. *angulosa* верхами бартона — частью приабона (~ 35,3—38,2 Ма, хроны C17—C16, часть зон NP17—NP18).

Зона *Thalassiphora reticulata*. Основание зоны проводится по первому появлению *Thalassiphora reticulata*. Верхнее ограничение зоны проводится условно по границе между морской тавдинской свитой и вышележащими континентальными отложениями предположительно раннеолигоценового возраста.

Внутри зоны появляются стратиграфически важные *Rhombodinium perforatum* и *Rhombodinium longimanum*.

Зона выявлена нами в тавдинской свите в Омской обл. (скв. 011-БП, инт. 265,0—275,4 м).

Выявленная в Западной Сибири зона *Thalassiphora reticulata* соответствует одноименной зоне Датского бассейна (Heilmann-Clausen, 1988) и зоне D12nc Северной Германии (Köthe, 2003). В Северо-Западной Европе первое появление *Thalassiphora reticulata* зафиксировано внутри нанопланктонной зоны NP19/NP20 (Heilmann-Clausen, Van Simaey, 2005; Köthe, 1990). Возраст части тавдинской свиты, соответствующей интервалу зоны *Thalassiphora reticulata*, — приабон (~ 34,4—35,3 Ма, хроны C15—C13).

Обсуждение результатов

На основе приведенного в настоящей работе варианта зонального расчленения по диноцистам палео-

цен-эоценовых отложений Западной Сибири, а также с учетом опубликованных ранее работ представляется возможным определенное уточнение стратиграфического возраста региональных подразделений и обсуждение их временных и пространственных взаимоотношений (рис. 5).

Талицкий горизонт представляет собой начальный этап палеогенового осадконакопления в Западной Сибири. В наибольшей степени распространена одноименная талицкая свита, залегающая в основании толщи морских отложений, на территории всего Зауралья (Васильева и др., 2001; Васильева, 2003) и (уже в более сокращенном виде) в примыкающей к нему части Западной Сибири (Северо-Сосьвинская возвышенность) (Бакиева, 2005). Согласно С.Б. Шацкому (1978), в начале талицкого времени около 38% площади Западно-Сибирской равнины было занято морем, при этом Западно-Сибирский бассейн периодически имел связи как с Тетическими областями, так и Арктическим океаном.

Что касается диноцист из отложений талицкого горизонта, то комплексы датского возраста, содержащие стратиграфически важные виды *Carpatella cornuta*, *Senoniasphara inornata*, *Magallanesium essoii*, *Magallanesium densispinatum*, *Xenicodinium lubricum*, известны к настоящему моменту времени из марсятской свиты (= нижнеталицкая подсвита) и шадринских слоев в разрезах Лозьвинской Пристанки, скв. ЛД-1, 18-А, Елань-8, -91 (Васильева, 1990, 2003; Васильева и др., 2001), а по нашим данным, — в разрезе скв. 19-У Усть-Манья (бассейн Северной Сосьвы) (Орешкина и др., 2008) и разрезов в районе Ханты-Мансийска (материал Р.Б. Крапивнера). В нижней части верхнеталицкой подсвиты в Зауральской (Васильева и др., 2001; Васильева, 2010) и Центральной зонах Западной Сибири (Бакиева, 2005; Орешкина и др., 2008) установлены комплексы диноцист с *Alterbidinium circulum*. Основываясь на том, что вид *Alterbidinium circulum* появляется в стратотипическом регионе (Датском бассейне) в верхах датских известняков (Heilmann-Clausen, 1985) и его появление датировано в Прикаспийской впадине зоной NP4 по нанопланктону (Васильева, 2010; Васильева, Мусатов, 2010), нижняя часть верхнеталицкой подсвиты, таким образом, соответствует верхнему данию. Верхняя часть верхнеталицкой подсвиты, по данным изучения диноцист, содержит комплекс с *Isabelidinium? viborgense*, что указывает на среднезландский возраст толщи.

Безусловно, крайне ограниченное на настоящий момент времени количество изученных по диноцистам интервалов талицкого горизонта оставляет много нерешенных вопросов, касающихся как четкого стратиграфического возраста и полноты ниже-среднепалеоценовой части разреза, так и площадного распространения талицких отложений. Однако, основываясь на всех имеющихся на сегодняшний день материалах, представляется возможным определить

общий возраст талицкого горизонта как датско-среднезеландский (~ 59,0—65,5 Ма; хрон C29 — часть хрона C26r).

Отметим, что датированные по диноцистам отложения талицкой и марсятской свит известны большей частью в Зауральской и Центральной структурно-фациальных зонах Западной Сибири (Бакиева, 2005; Васильева и др., 2001). Что касается юга Западной Сибири, то, согласно публикациям 1960-х гг., проанализированным в работе Ахметьева и др. (2004б), в большинстве скважин, пробуренных в центральной и южной частях Барабинской зоны, а также в Кулундинской зоне, талицкая свита отсутствует, что является результатом крупнейшей раннепалеогеновой регрессии, и непосредственно на поверхности меловых отложений с размывом залегает нижнелюлинворская подсвита, при этом распространение талицкой свиты ограничено здесь приграничной полосой между Барабинской и Центральной структурно-фациальными зонами. В результате проведенных нами комплексных палинологических и палеомагнитных исследований скважинного материала из Русско-Полянского р-она Омского прогиба (Яковлева и др., 2012), в скв. 8 был вскрыт полутораметровый интервал талицкой свиты, содержащий диноцистовый комплекс с *Isabelidinium? viborgense* и датированный средней частью зеландия (~ 59,0—60,5 Ма). Таким образом, перерыв в осадконакоплении между меловой ганькинской и талицкой свитами в Барабинско-Кулундинской зоне предположительно занимает интервал от части позднего маастрихта до середины зеландия (~ 60,5—66,6 Ма).

Люлинворский горизонт, отражающий второй этап палеогенового осадконакопления в Западной Сибири, является наиболее продолжительным по времени и соответствует максимальному распространению Западно-Сибирского морского бассейна. Согласно С.Б. Шацкому (1978), в течение люлинворского времени морской бассейн занимал до 70% общей площади плиты. Если учесть выявленные в сопредельной Печорской впадине морские отложения, разновозрастные люлинворской свите (рис. 5, Iakovleva et al., 2000), то площадь Западно-Сибирского моря в течение этой эпохи можно считать еще более обширной. Согласно М.А. Ахметьеву и др. (2001), люлинворский седиментационный цикл совпадает с периодом максимального кремненакопления в Западной Сибири, особенно в Зауральской структурно-фациальной зоне. Отложения люлинворского горизонта представляют собой диатомиты, опоки и опоквидные глины. Исходя из состава выявленных нами комплексов диноцист, характеризующихся присутствием видов исключительно широкого географического распространения, в течение люлинворского времени Западно-Сибирский морской бассейн имел постоянное сообщение с Арктическим бассейном на севере и Перитетисом на юге.

Нижнелюлинворская подсвита и ее аналог северовская свита, а также большая часть кыршорской

свиты в Печорской впадине отмечены последовательным появлением диноцист *Alisocysta margarita*, *Alisocysta* sp. 2, *Apectodinium homomorphum*, *A. quinquelatum*, *A. hyperacanthum*, характеризующих зоны *A. margarita* и *A. hyperacanthum* ранне-позднетанетского возраста (~ 55,8—58,5 Ма; хрон C25 — часть хрона C24).

Что касается характера границы между талицким и люлинворским горизонтами, то здесь еще сохраняется определенная доля нерешенности этого вопроса, связанная в первую очередь с недостаточным количеством фактического материала по верхнеталицкой подсвите. Соответственно Унифицированной стратиграфической схеме (2001) предполагалось согласное залегание нижнелюлинворской подсвиты на подстилающей верхнеталицкой. Однако на этом уровне можно предположить наличие кратковременного стратиграфического перерыва между талицким и люлинворским горизонтами, соответствующего концу зеландия (= интервал нанопланктонной зоны NP6).

Наиболее детальным образом разработано зональное деление по диноцистам верхнелюлинворской подсвиты и ее аналогов — ирбитской и нюрольской свит: этому интервалу в настоящей работе соответствуют 10 диноцистовых зон. Основываясь на сравнительном анализе последовательности появления стратиграфически важных видов диноцист внутри верхнелюлинворской подсвиты и в стратотипических разрезах Западной Европы, можно сделать вывод о достаточно полном объеме нижнего эоцена в Западной Сибири. Очевидно, что позднелюлинворскому времени соответствует максимум морской трансгрессии в Западной Сибири с наиболее открытым и постоянным сообщением с Мировым океаном, что подтверждает точку зрения С.Б. Шацкого, высказанную еще в 1970-е гг.

Базальная часть верхнелюлинворской подсвиты и ирбитской свиты в Западной Сибири, а также верхи кыршорской свиты в сопредельной Печорской впадине содержат комплекс диноцист зоны *Apectodinium augustum*, отвечающей событию ПЕТМ — экстремально теплomu событию в самом начале эоцена (~ 55,6—55,8 Ма). Как уже было отмечено, событие ПЕТМ распознается по глобальному событию CIE — негативному сдвигу изотопного состава углерода (Luterbacher et al., 2004). Оно сопровождалось массовым вымиранием бентосных фораминифер и пониженными широтными температурными градиентами и существенным увеличением сезонного выпадения осадков в средних и высоких широтах; при этом предполагаемой причиной ПЕТМ называется массовое высвобождение метана из резервуаров газовых гидратов под дном океана (Dickens et al., 1995; Zachos et al., 1993). Событие ПЕТМ отмечено массовым распространением динофлагеллат рода *Apectodinium* в средние и высокие широты, и, как следствие, комплексы диноцист в интервале ПЕТМ характеризуются акме рода *Apectodinium*; в этом интервале появляются и исчезают короткоживущие виды *Apec-*

todinium augustum и *Wilsonidium pechoricum* (Crouch et al., 2001; Iakovleva, Heilmann-Clausen, 2007). Особого внимания заслуживает интервал зоны *Apectodinium augustum* в скв. 10, пробуренной на юге Западной Сибири в пределах Омского прогиба. Здесь базальная часть верхнелюлинворской подсвиты представлена буровато-серым алевролитом с прослоем бурой сапропелевидной глины с рыбными остатками. Выявление сапропелевидного прослоя (впервые для Западной Сибири) внутри интервала ПЕТМ в верхнелюлинворской подсвите сближает этот интервал с отложениями уровня ПЕТМ в Восточном Перитетисе (Музылев и др., 1989, 1996; Gavrilov et al., 2003; Muzylöv, Shcherbinina, 1995).

Толща песчаников, сменяющая по разрезу отложения ПЕТМ, содержит комплекс диноцист, характеризующийся массовым присутствием группы *Areoligera/Glaphyrocysta* на фоне отсутствия типично ипрских таксонов, что позволило отнести этот интервал к инициальному эоцену (~ 55,3—55,6 Ма). Этот инициально-эоценовый интервал выявлен на настоящий момент в ирбитской свите на севере Западной Сибири (зона-акме *D. oebisfeldensis*) (Бакиева, 2003), в низах воровожской свиты в Печорской впадине (Iakovleva et al., 2000с) и в верхнелюлинворской подсвите в Омском прогибе (Яковлева и др., 2012). При этом, если на севере Западной Сибири рассматриваемый интервал характеризуется высоким содержанием *D. oebisfeldensis*, то на юге Западной Сибири, как и в Печорской скважине, а также в ряде разрезов Северо-Западной Европы наблюдается лишь постоянное, но достаточно немногочисленное количество *D. oebisfeldensis*.

Отдельного внимания заслуживает интервал верхнелюлинворской подсвиты в скв. 10 Омского прогиба, где нами выявлено первое появление зонального вида *Wetzelia astra*, соответствующее самому началу классического ипра s.s. Что касается Западной Сибири, то до настоящего времени аналог западноевропейской зоны *W. astra* (Powell, 1992) выявить не удавалось. Лишь в скв. 14-Комсомольская (Ильина и др., 1994) И.А. Кулькова отмечает присутствие вида *W. astra*, но уже наряду с более молодыми таксонами *W. meckelfeldensis*, *Dr. simile* и *Dr. varielongitudum* (уровень зоны *Dr. varielongitudum* в современном понимании), в то время как во всех остальных изученных на данный момент разрезах Западной Сибири и сопредельной Печорской впадины на этот стратиграфически узкий интервал (~ 54,0—55,3 Ма), вероятно, приходится перерыв. Таким образом, разрез скв. 10 является первым в Западной Сибири, в котором выявлен относительно непрерывный интервал инициального эоцена, включающий событие ПЕТМ и интервалы западноевропейских зон *D. oebisfeldensis* и *W. astra* (~ 54,0—55,8 Ма).

Выявленная выше по разрезу верхнелюлинворской подсвиты и ирбитской свиты последовательность диноцистовых событий (FOs *W. meckelfeldensis*,

Dr. simile, *Dr. varielongitudum*) свидетельствует об относительно полном разрезе всего нижнего ипра как на севере, так и на юге Западной Сибири. Непрерывная последовательность диноцистовых событий, сопоставимая с последовательностями Западной и Северо-Западной Европы (FOs *Ch. coleothrypta*, *Dr. politum*, *Ch. columna*-group), характеризующая средний ипр, также прослежена внутри верхнелюлинворской подсвиты на юге и в нюрольской свите на севере Западной Сибири. Здесь стоит отметить, что выделенной С.Б. Шацким нюрольской свите отвечает интервал диноцистовых зон *Ch. coleothrypta* и *O. romanum/Ch. clomna*-group, что указывает на средне-ипрский (в пределах нанопланктонной зоны NP12) возраст свиты.

Отдельно остановимся на интервале верхней части верхнелюлинворской подсвиты на юге Западно-Сибирской плиты. В отличие от изученных разрезов, как на севере Западной Сибири, так и в Русско-Полянском районе Омской обл. (скв. 8, 10), в скв. 011-БП Ачаирского р-она, представляющей собой разрез из более прогнутой зоны Омского прогиба, выявлены самые высокие горизонты верхнелюлинворской подсвиты (Iakovleva, Heilmann-Clausen, 2010). Так, вслед за уровнями первых появлений *Och. romanum* и *Ch. columna*-group отмечено первое появление *Samlandia chlamydophora*, что указывает на конец среднего ипра. Особого внимания заслуживает следующий интервал, содержащий комплекс диноцист со стратиграфически важными видами *Areosphaeridium diktyoplokum*, *Ar. michoudii* и *Wetzelia articulata* subsp. *brevicornuta* (Iakovleva, Heilmann-Clausen, 2010). В разрезах Западной Европы (Sturbaut, 1998) и Перитетиса (Iakovleva et al., 2004; King et al., submitted), содержащих известковый нанопланктон, первое появление *Ar. diktyoplokum* практически совпадает с границей нанопланктонных зон NP12 и NP13, а уровни первого появления *Ar. michoudii* и *W. articulata* subsp. *brevicornuta* отмечаются в начале зоны NP13. Таким образом, этот интервал подсвиты датируется поздним ипром (~ 49,2—51,0 Ма; часть хрона C22; конец NP12—NP13). Наконец, верхи верхнелюлинворской подсвиты в скв. 011-БП характеризуются появлением (FOs) *Duosphaeridium nudum*, *Hystrichosphaeropsis costae* и *Wetzelia eocaenica*. В Дании последовательность этих появлений установлена в бескарбонатном слое Bed L2 формации Lillebaelt Clay, который перекрывает карбонатный слой Bed R6, относимый к нанопланктонной зоне NP13 (Sturbaut, 1998). В Норвежско-Гренландском море первое появление *Wetzelia eocaenica* выявлено в нижней части хрона C22n (Eldrett et al., 2004), а в некоторых разрезах Северо-Западной Европы и Северной Атлантики предполагается на уровне начала NP14. Как следствие, самая верхняя часть верхнелюлинворской подсвиты датируется нами терминально-ипрским возрастом (~ 48,6—49,2 Ма; часть хрона C22n; Iakovleva, Heilmann-Clausen, 2010).

Сравнивая полученные данные по всем изученным разрезам, представляется возможным сделать вывод о возрасте ирбитской свиты: инициальный—средний ипр, а общий возраст верхнелюлинворской подсвиты на юге Западной Сибири: инициальный эоцен—терминальный ипр (~ 48,6—55,8 Ма). Возраст всего люлинворского горизонта: ранний танет—терминальный ипр (~ 48,6—58,5 Ма). Что касается воровожской свиты сопредельной Печорской впадины, то ее верхняя часть моложе нюрольской свиты и на основании первого появления вида *Areosphaeridium diktyolplokum* датируется началом позднего ипра (граница нанопланктонных зон NP12 и NP13). Таким образом, общий возраст воровожской свиты: ранний — начало позднего ипра. Исходя из того что интервал верхнего и терминального ипра выявлен в настоящий момент лишь в части Омского прогиба и основываясь на данных изучения палиноморф из скв. № 011-БП (Iakovleva, 2011), которые указывают на относительное понижение в соотношении диноцисты/пыльца, а также снижение разнообразия диноцист в позднеипрских комплексах, можно предположить, что поздний ипр был в Западной Сибири периодом начала морской регрессии.

Особого внимания заслуживают **русско-полянские слои** — интервал серовато-зеленых глин или алевролитов с присутствием гравийника в подошве, а также с позвонками и чешуей рыб, который выделен в промежутке между верхнелюлинворской подсвитой и тавдинской свитой на юге Западно-Сибирской равнины в пределах Омского прогиба (Ахметьев и др., 2010; Яковлева и др., 2011, 2012). В течение длительного времени эта пачка серовато-зеленых глин вызывала интерес у стратиграфов и палеонтологов. Одними специалистами она включалась в верхнелюлинворскую подсвиту и рассматривалась как терминальный этап люлинворского времени (Ахметьев и др., 2004а, б; Беньямовский и др., 2002; Даргевич, 1978; Кривенцов, 1984). Ряд западносибирских исследователей (В.А. Мартынов, В.П. Никитин) рассматривали этот интервал в составе перекрывающей тавдинской свиты. С.Б. Шацкий (1978) относил эти глины к нюрольской свите, которая в северной части Западной Сибири занимает промежуточное положение между ирбитской и тавдинской свитами. Литологические особенности русско-полянских слоев подробно рассмотрены в работах В.Н. Беньямовского и др. (2002), М.А. Ахметьева и др. (2004а, б; 2010). Можно отметить, что глины русско-полянских слоев отличаются от таковых верхнелюлинворской подсвиты резким сокращением кремнистости, появлением глауконита и гравийника, а от глин перекрывающей тавдинской свиты — отсутствием сидеритовых конкреций и марказитовых примазок. С точки зрения результатов изучения диноцист из разрезов скв. 8, 10 и 011-БП в Омском прогибе русско-полянские слои по составу палинологических комплексов резко отличаются как от подстилающей верхнелюлин-

ворской подсвиты, так и перекрывающей нижнетавдинской подсвиты и характеризуются присутствием стратиграфически важных среднеэоценовых видов *Costacysta bucina*, *Wilsonidium echinosuturatum* и *Cordosphaeridium cantharellus*, а также достаточно многочисленным *Corrudinium incompositum* (Яковлева и др., 2012; Iakovleva, Heilmann-Clausen, 2010). Совместное присутствие указанных видов, а также палеомагнитные данные (интервал обратной намагниченности Яковлева и др., 2012) позволяют датировать представленную в изученных разрезах часть русско-полянских слоев средним лютетом, в пределах хрона C20г. Таким образом, устанавливается стратиграфический перерыв продолжительностью ~ 3,2 млн лет между люлинворским горизонтом и русско-полянскими слоями, соответствующий хрону C21 (ранний лютет).

Указанный стратиграфический перерыв в свою очередь свидетельствует о регрессии морского бассейна, приведшей к прекращению морского осадконакопления в начале лютета. Исходя из результатов изучения диноцист на севере Западной Сибири (Iakovleva, Kulkova, 2003), где начало перерыва в осадконакоплении установлено на уровне среднего ипра (~ 50,5 Ма), а в Печорской впадине — в самом начале позднего ипра, можно сделать заключение о том, что отчленение Западно-Сибирского моря от Арктического бассейна и его регрессия с севера на юг происходили в течение позднего ипра — ?начале лютета. Представляется возможным, что Западно-Сибирское море значительно обмелело в течение раннего лютета и лишь его южная часть сообщалась с Тургайским проливом.

Тавдинский горизонт представляет собой третий крупный этап осадконакопления в палеогене Западной Сибири. В течение раннего лютета, в связи с преобладающим поднятием северной части Западно-Сибирской плиты, где начали формироваться континентальные отложения, произошло отчленение Западно-Сибирского моря от северных акваторий. Исходя из имеющихся данных по диноцистам, можно с уверенностью говорить о наличии крупного перерыва в седиментации между люлинворским и тавдинским горизонтами на севере Западной Сибири (рис. 5), который предполагался западносибирскими специалистами еще в 1980-е гг. (Ахметьев и др., 2001; Кривенцов, 1984; Шацкий, 1984) и подтверждался практически повсеместным присутствием горизонта базальных галечников и кварц-глауконитовых песков в основании тавдинской свиты. Началу тавдинского времени соответствовал этап трансгрессии моря с юга, северная граница морского бассейна вновь достигла низовий р. Пура и Северо-Сосьвинской возвышенности. Низы нижнетавдинской свиты, как уже было отмечено выше, на всей территории Западной Сибири характеризуются присутствием комплекса диноцист, характерного для зоны *Rhombodinium draco*. Исходя из того что интервал этой зоны соответствует концу лютета—части бартона,

можно отнести начало раннетавдинской трансгрессии к позднему лютету (~ 40,5 Ma). Как уже было отмечено, на севере Западной Сибири перерыв в осадконакоплении (конец нюрольского времени) имел место в конце среднего ипра, следовательно, можно утверждать о наличии крупного (порядка 10 млн лет) стратиграфического перерыва между люлинворским и тавдинским горизонтами в северной части Западной-Сибирской плиты, соответствующего по времени позднему ипру—первой половине лютета (~ 40,5—50,5 Ma). Что касается характера взаимоотношений между русско-полянскими слоями и тавдинским горизонтом, то здесь, согласно нашим данным изучения диноцист, можно говорить о стратиграфическом перерыве, который соответствует части верхнего лютета (часть хронов C20n—C19g; интервал первой половины зоны NP16 в терминах нанопланктонных зон; ~ 40,5—43,0 Ma).

Основываясь на результатах изучения комплексов диноцист и континентальных палиноморф тавдинской свиты на севере и юго-востоке Западной Сибири (Ахметьев и др., 2004б, 2010; Iakovleva, 2000, 2011), следует отметить, что тавдинская свита, в целом, характеризуется более мелководными и прибрежными фациями по сравнению с люлинворским горизонтом, что указывает на относительную затрудненность морского сообщения с Мировым океаном и общую медленную регрессию Западно-Сибирского моря в течение позднего бартона—приабона. Если ипрские и лютетские диноцистовые комплексы однозначно космополитны, то степень эндемизма тавдинских комплексов увеличивается в конце среднего — позднем эоцене. Начиная с интервала диноцистовой зоны *Kisselevia ornata* тавдинская свита характеризуется существенным участием (даже доминированием) видов-эндемиков *Kisselevia ornata* и *Wetzeliella irtyschensis* наряду с очень низким количеством диноцист по отношению к пыльце и их низким разнообразием (Ахметьев и др., 2004а; Iakovleva, 2000, 2011; Iakovleva, Kulkova, 2003; Iakovleva et al., 2000b). Такое увеличение эндемичности флоры в середине тавдинского времени, возможно, отражает затрудненное (временами прерывавшееся) сообщение с морскими бассейнами через Тургайский пролив (~ 37,8—39,4 Ma). Согласно палинологическим данным, самая значительная регрессия, возможно, соответствует концу бартона — началу приабона (внутри интервала диноцистовой зоны *Ch. clathrata* subsp. *angulosa*; предположительно ~ 36,3—37,8 Ma). В течение этого времени Западно-Сибирский бассейн был исключительно мелководным, большая его часть находилась только в прибрежных условиях со значительным привнесом пресных вод, который спровоцировал акме водного папоротника *Azolla*. Последнее короткое и относительно слабое повышение уровня моря было в позднем приабоне (~ 34,8—35,5 Ma). Это подтверждается относительным увеличением разнообразия диноцист и ростом отношения диноцисты/

пыльца, ассоциирующимися с первыми появлениями (FOs) *Th. reticulata* и *Rh. longimanum* в скв. 011-БП (Iakovleva, 2011). Учитывая палеомагнитные данные З.Н. Гнибиденко, согласно которым в разрезе отсутствуют отложения хрона C13 (Яковлева и др., 2012), мы предполагаем прекращение морской тавдинской седиментации в позднем приабоне не позднее 34,8 Ma.

Выводы

Предлагаемый нами вариант палеоцен-эоценовой зональной шкалы по диноцистам Западной Сибири отличается от предыдущих существенной детализацией эоценовой части, уточнением возраста биостратонов и характера взаимоотношений между региональными горизонтами.

1. Исходя из обобщенного анализа фактического материала, изученного авторами, и ранее опубликованных материалов, возраст талицкого горизонта соответствует данию — среднему зеландию. На границе талицкого и люлинворского горизонтов предполагается непродолжительный стратиграфический перерыв, соответствующий концу зеландия.

2. Внутри люлинворского горизонта выявлены 12 диноцистовых зон, что позволило уточнить возраст рассматриваемого горизонта в пределах танета — терминального ипра. Нижнелюлинворская подсвита и ее аналог серовская свита соответствуют верхнему палеоцену (танету), а верхнелюлинворская подсвита — инициальному эоцену — терминальному ипру. При этом ирбитская свита на севере Западной Сибири датируется инициальным — частью среднего ипра, а перекрывающая ее нюрольская свита — второй половиной среднего ипра. Установлено, что между люлинворским и тавдинским горизонтами на севере Западной Сибири имеется стратиграфический перерыв, соответствующий позднему ипру — первой половине лютета.

3. Русско-полянские слои представляют собой отдельный (промежуточный) между люлинворским и тавдинским горизонтами литостратон среднелютетского возраста, который с несогласием перекрывает верхнелюлинворскую подсвиту и несогласно перекрывается нижнетавдинской подсвитой на юго-востоке Западной Сибири.

4. В пределах тавдинского горизонта нами предлагаются пять диноцистовых зон. Уточненный возраст тавдинского горизонта: конец лютета — поздний приабон (не моложе ~ 34,8 Ma), при этом максимум регрессии в тавдинское время предположительно соответствует переходу от бартона к приабону.

Авторы статьи выражают благодарность З.Н. Гнибиденко (ИНГиГ СО РАН) за плодотворное сотрудничество в изучении палеогеновых отложений на юге Западной Сибири.

Список таксонов диноцист, упоминаемых в статье

- Alisocysta margarita* Harland, 1979
Alisocysta sp. 2 sensu Heilmann-Clausen, 1985
Alterbidinium circulum Heilmann-Clausen, 1985
Alterbidinium rugulum Iakovleva et Kulkova, 2001
Apectodinium augustum (Harland, 1979) Lentin et Williams, 1981
Apectodinium homomorphum (Deflandre et Cookson, 1955) Lentin et Williams, 1977
Apectodinium hyperacanthum (Cookson et Eisenack, 1965) Lentin et Williams, 1977
Apectodinium paniculatum (Costa et Downie, 1976) Lentin et Williams, 1977
Apectodinium parvum (Alberti, 1961) Lentin et Williams, 1977
Apectodinium quinquelatum (Williams et Downie, 1966) Costa et Downie, 1979
Apectodinium summissum (Harland, 1979) Lentin et Williams, 1981
Areoligera gippingensis Jolley, 1992
Areoligera sentosa-group sensu Iakovleva et Heilmann-Clausen, 2010
Areoligera undulata Eaton, 1976
Areosphaeridium diktyoplokum (Klumpp, 1953) Eaton, 1971
Areosphaeridium michoudii Bujak, 1994
Carpatella cornuta Grigorovich, 1969
Cerebrocysta bartonensis Bujak in Bujak et al., 1980
Charlesdowniea clathrata subsp. *angulosa* Châteauneuf et Gruas-Cavagnetto, 1978
Charlesdowniea coleothrypta (Williams et Downie, 1966) Lentin et Vozzhennikova, 1989
Charlesdowniea column-group sensu Iakovleva et Heilmann-Clausen, 2010
Charlesdowniea tenuivirgula (Williams et Downie, 1966) Lentin et Vozzhennikova, 1989
Charlesdowniea variabilis (Bujak in Bujak et al., 1980) Lentin et Vozzhennikova, 1989
Conneximura fimbriata (Morgenroth, 1968) May, 1980
Cordosphaeridium cantharellus (Brosius 1963) Gocht, 1969
Corrudinium incompositum (Drugg, 1970) Stover et Evitt, 1978
Costacysta bucina Heilmann-Clausen et Van Simayes, 2005
Damassadinium californicum (Drugg, 1967) Fensome et al., 1993
Deflandrea denticulata Alberti, 1959
Deflandrea oebisfeldensis Alberti, 1959
Deflandrea phosphoritica Eisenack, 1938
Diphyes brevispinum Bujak, 1994
Diphyes ficusoides Islam, 1983
Diphyes pseudoficusoides Bujak, 1994
Dracodinium condylos (Williams et Downie, 1966) Costa et Downie, 1979
Dracodinium politum Bujak et al., 1980
Dracodinium simile (Eisenack, 1954) Costa et Downie, 1979
Dracodinium solidum Gocht, 1955
Dracodinium varielongitudum (Williams et Downie, 1966) Costa et Downie, 1979
Dracodinium sp. 1 sensu Iakovleva et Heilmann-Clausen, 2010
Duosphaeridium nudum (Cookson, 1965) Loeblich et Loeblich, 1968
Eatonicysta ursulae (Morgenroth, 1966) Stover & Evitt 1978
Enneadocysta arcuata (Eaton 1971) Stover et Williams, 1995
Heteraulacacysta everriculata Islam, 1983
Heteraulacacysta porosa Bujak in Bujak et al., 1980
Hystrichosphaeridium tubiferum (Ehrenberg, 1838) Davey et Williams, 1973
Hystrichosphaeropsis costae Bujak, 1994
Isabelidinium? viborgense Heilmann-Clausen, 1985
Kisselevia ornata Vozzhennikova, 1967
Lentinia serrata Bujak in Bujak et al., 1980
Magallanesium essoii (Cookson et Eisenack, 1967) Fensome et Williams, 2004
Magallanesium densispinatum (Stanley, 1965) Fensome et Williams, 2004
Melitasphaeridium pseudorecurvatum (Morgenroth, 1966) Bujak et al., 1980
Membranilarnacia compressa Bujak, 1994
Membranophoridium aspinatum Gerlach, 1961
Muratodinium fimbriatum (Cookson et Eisenack, 1967) Drugg, 1970
Ochetodinium romanum Damassa, 1979
Operculodinium nanaconulum Islam, 1983
Palaeoperidinium pyrophorum (Ehrenberg, 1838) Sarjeant, 1967
Palaeotetradinium minusculum (Alberti, 1961) Stover et Evitt, 1978
Pentadinium favatum Edwards, 1982
Pentadinium goniferum Edwards, 1982
Pentadinium laticinctum Gerlach, 1961
Phthanoperidinium geminatum Bujak in Bujak et al., 1980
Rhombodinium draco Gocht, 1955
Rhombodinium glabrum (Cookson, 1956) Vozzhennikova, 1967
Rhombodinium longimanum Vozzhennikova, 1967
Rhombodinium pentagonum Vozzhennikova, 1967
Rhombodinium perforatum (Jan du Chêne et Châteauneuf, 1975) Lentin et Williams, 1977
Rhombodinium porosum Bujak, 1979
Samlandia chlamydophora Eisenack, 1954
Samlandia sp. 1 sensu Iakovleva et Heilmann-Clausen, 2010
Senoniasphaera inornata (Drugg, 1970) Stover et Evitt, 1978
Thalassiphora dominiquei Iakovleva et Heilmann-Clausen, 2010
Thalassiphora fenestrata Liengjarern et al., 1980
Thalassiphora reticulata Morgenroth, 1966
Wetziella articulata Eisenack, 1938
Wetziella articulata subsp. *brevicornuta* Heilmann-Clausen et Costa, 1989
Wetziella aff. *articulata*-group sensu Iakovleva et Heilmann-Clausen, 2010
Wetziella astra Costa et al., 1978
Wetziella coronata (Vozzhennikova, 1967) Lentin et Williams, 1976
Wetziella eocaenica Agelopoulos, 1967

Wetziella irtyschensis Alberti, 1961
Wetziella lunaris Gocht, 1969
Wetziella meckelfeldensis Gocht, 1969
Wetziella samlandica Eisenack, 1954
Wilsonidium echinosuturatum (Wilson, 1967) Lentin et Williams, 1976
Wilsonidium lineidentatum (Deflandre et Cookson, 1955) Lentin et Williams, 1976

Wilsonidium ornatum (Wilson, 1967) Lentin et Williams, 1976
Wilsonidium pechoricum Iakovleva et Heilmann-Clausen, 2007
Wilsonidium tabulatum (Wilson, 1967) Lentin et Williams, 1976
Xenicodinium lubricum Morgenroth, 1968

ЛИТЕРАТУРА

Алескерова З.Т., Осыко Т.И. // Тез. докл. на Межвед. совещ. по разработке унифицированных стратиграф. схем Сибири. 1956. С. 25.

Амон Э.О., Васильева О.Н., Железко В.И. Стратиграфия талицкого горизонта (палеоцен) в Среднем Зауралье // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2003. Т. 11, № 3. С. 75—90.

Андреева-Григорович А.С. Динофлагеллатовые зоны в палеоцен-эоцене Юга СССР // Стратиграфия кайнозойского Северного Причерноморья и Крыма. Днепрпетровск, 1984. С. 90—94.

Андреева-Григорович А.С. Зональное деление по диноцистам палеоцен-эоценовых отложений Юга СССР // Геол. журн. 1985. Т. 45, № 6. С. 112—120.

Андреева-Григорович А.С. Зональная стратиграфия палеогена юга СССР по фитопланктону (диноцисты и наннопланктон): Автореф. докт. дис. наук. Киев, 1991. 47 с.

Андреева-Григорович А.С. Зональная шкала по цистам динофлагеллат для палеогена южных районов СНГ // Альгология. 1994. Т. 4, № 2. С. 66—76.

Андреева-Григорович А.С., Запорожец Н.И. и др. Атлас диноцист палеогена Украины, России и сопредельных стран. Киев: Наукова думка, 2011. 221 с.

Ахметьев М.А., Александрова Г.Н., Амон Э.О. и др. Биостратиграфия морского палеогена Западно-Сибирской плиты // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2001. Т. 9, № 2. С. 30—57.

Ахметьев М.А., Александрова Г.Н., Беньямовский В.Н. и др. Новые данные по морскому палеогену юга Западно-Сибирской плиты. Ст. 1 // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2004а. Т. 12, № 1. С. 67—93.

Ахметьев М.А., Александрова Г.Н., Беньямовский В.Н. и др. Новые данные по морскому палеогену юга Западно-Сибирской плиты. Ст. 2 // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2004б. Т. 12, № 5. С. 65—86.

Ахметьев М.А., Запорожец Н.И., Яковлева А.И. и др. Сравнительный анализ разрезов и биоты морского палеогена Западной Сибири и Арктики // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2010. Т. 18, № 6. С. 1—26.

Бакиева Л.Б. Палинологическая характеристика палеогена севера Западно-Сибирской плиты // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2003. Т. 11, № 5. С. 58—71.

Бакиева Л.Б. Палинология и стратиграфия палеогена Зауральского и Центрального литолого-фациальных районов Западной Сибири. Тюмень: ТюмГНГУ, 2005. 190 с.

Беньямовский В.Н., Ахметьев М.А., Алексеев А.С. и др. Морской терминальный мел и палеоген южной части Западной Сибири // Бюл. МОИП. Отд. геол. 2002. Т. 77, вып. 5. С. 27—48.

Бочков Е.П. Стратиграфическое значение водорослей палеогеновых отложений Западной Сибири // Палеоген и

неоген Сибири (палеонтология и стратиграфия). Новосибирск: Наука, 1978. С. 65—67.

Васильева О.Н. Палинология и стратиграфия палеогеновых морских отложений Южного Урала. Препринт. Ин-т геол. и геохим. УрО АН СССР. Свердловск, 1990. 57 с.

Васильева О.Н. Диноцисты верхнего палеоцена в соколовской толще Тургайского прогиба // Палинологические критерии в биостратиграфии Западной Сибири. Тюмень: Зап.-Сиб. н.-и. ин-т геологии, 1994. С. 109—113.

Васильева О.Н. Диноцисты Южного Зауралья в отложениях пограничного интервала между палеоценом и эоценом // Ежегодник-1999. Екатеринбург: Ин-т геологии и геохимии УрО РАН, 2000. С. 11—16.

Васильева О.Н. Диноцисты палеоцена из отложений талицкой свиты Зауралья // Ежегодник-2002. Екатеринбург: Ин-т геологии и геохимии УрО РАН, 2003. С. 20—30.

Васильева О.Н. Палеогеографические обстановки Западно-Сибирского морского бассейна в палеогене // Геология морей и океанов: Мат-лы XVII Междунар. науч. конф. (Школы) по морской геологии. Москва, 12—16 ноября 2007 г. М., 2007а. Т. 1. С. 182—184.

Васильева О.Н. Палеоценовые ассоциации динофлагеллат Северного Тургая: их значение для стратиграфии, корреляции и палеогеографических реконструкций // Збірник наукових праць Інституту геологічних наук НАН України. Київ, 2007б. С. 221—227.

Васильева О.Н. Граница даний/зеландий и корреляция пограничных даний-зеландских отложений Прикаспийской впадины и Западной Сибири // Ежегодник-2009. Екатеринбург: Ин-т геологии и геохимии УрО РАН, 2010. С. 11—16.

Васильева О.Н., Амон Э.О., Железко В.И. Диноцисты, фораминиферы и стратиграфия талицкой свиты (палеоцен) в Среднем Зауралье // Стратиграфия и палеонтология. Ежегодник-2000. Екатеринбург: Ин-т геологии и геохимии УрО РАН, 2001. С. 3—10.

Васильева О.Н., Железко В.И., Козлов В.А. Тавдинская (чеганская) свита Зауралья, ее возраст по микрофитопланктону и эласмобранхиям, корреляция с одновозрастными отложениями Западной Сибири, Тургайского прогиба // Мат-лы по стратиграфии и палеонтологии Урала. Вып. 6. Екатеринбург: Ин-т геологии и геохимии УрО РАН, 2001. С. 61—73.

Васильева О.Н., Железко В.И., Папулов Г.Н. О возможности уточнения возраста чеганской свиты бассейна Тобола по микрофитопланктону и ихтиофауне // Ежегодник-1988. Свердловск: Ин-т геологии и геохимии УрО АН СССР, 1989. С. 21—22.

Васильева О.Н., Железко В.И., Папулов Г.Н. Биостратиграфия морских палеогеновых отложений района г. Кургана по диноцистам и акулам // Новые данные по стра-

тиграфии верхнего палеозоя — нижнего кайнозоя Урала: Сб. статей. Екатеринбург: Ин-т геологии и геохимии УрО РАН, 1994. С. 139—151.

Васильева О.Н., Малышкина Т.П. Микрофитофоссилии и эласмобранхии в палеогеновом разрезе карьера «Першинский» Среднего Зауралья // Ежегодник-2001. Екатеринбург: Ин-т геологии и геохимии УрО РАН, 2002. С. 26—30.

Васильева О.Н., Малышкина Т.П. Биостратиграфия и изменение палеобиоты на границе палеоцена и эоцена в разрезе карьера «Першинский» (Среднее Зауралье) // Литосфера. 2008. № 1. С. 18—51.

Васильева О.Н., Мусатов В.А. Биостратиграфия палеогена Северного Прикаспия по диноцистам и нанопланктону (Новоузенская опорная скважина). Ст. 1. Обоснование возраста отложений и корреляции // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2010. Т. 18, № 1. С. 88—109.

Глезер З.И. Современное состояние вопроса о флоре диатомовых и кремневых жгутиковых водорослей раннеолигоценового возраста Западно-Сибирской низменности // Решения и труды Межведомственного совещания по доработке и уточнению стратиграфических схем Западно-Сибирской низменности. Л.: Госгеолтехиздат, 1961. С. 264—271.

Глезер З.И. Диатомовые водоросли палеогена // Диатомовые водоросли СССР. Т. 1. Л.: Наука, 1974. С. 109—146.

Глезер З.И. Значение комплексов диатомовых и кремневых жгутиковых водорослей палеогена Западной Сибири для межрегиональных корреляций // Палеоген и неоген Сибири (палеонтология и стратиграфия). Новосибирск: Наука, 1978. С. 56—64.

Гнибиденко З.Н. Шкала геомагнитной полярности палеогена Западно-Сибирской плиты // Докл. АН. 2005. Т. 400, № 4. С. 519—523.

Гнибиденко З.Н. Палеомагнетизм палеогена Западно-Сибирской плиты // Геол. и геофиз. 2006а. Т. 47, № 6. С. 762—777.

Гнибиденко З.Н. Палеомагнетизм кайнозоя Западно-Сибирской плиты. Новосибирск: Гео. 2006б. 163 с.

Горбовец А.Н. Радиолярии палеогена Западной Сибири // Палеоген и неоген Сибири (палеонтология и стратиграфия). Новосибирск: Наука, 1978. С. 52—55.

Григалис А.А., Бурак А.Ф., Зосимович В.Ю. и др. Новые данные по стратиграфии и палеогеографии палеогеновых отложений запада европейской части СССР // Сов. геол. 1988. № 12. С. 41—54.

Гроссгейм В.А., Коробков И.А. (ред.) Стратиграфия СССР. Палеогеновая система. М.: Недра, 1975. 524 с.

Даргевич В.А. К вопросу о возрасте максимальной трансгрессии палеогена в южной части Западно-Сибирской плиты // Палеоген и неоген Сибири (палеонтология и стратиграфия). Новосибирск: Наука, 1978. С. 82—85.

Еремеева А.И., Киприянова Ф.В., Кротов А.И. и др. Стратиграфия мезозойских и третичных отложений восточного склона Урала и Зауралья // Тез. докл. на Межвед. совещ. по разработке унифицир. стратиграф. схем Сибири. 1956. С. 25.

Запорожец Н.И. Палиностратиграфия и зональное расчленение по диноцистам среднеэоценовых — нижнемиоценовых отложений р. Белой (Северный Кавказ) // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1999. Т. 7, № 2. С. 61—78.

Запорожец Н.И. Комплексы органикостенного фитопланктона, спор и пыльцы среднего и позднего эоцена Ом-

ского прогиба (Западная Сибирь) // Проблемы современной палинологии: Мат-лы XIII Рос. палинолог. конф. Т. 2. Палинология кайнозоя. Прикладная палинология. Сыктывкар: ИГ Коми НЦ УрО РАН, 2011. С. 96—99.

Ильина В.И., Кулькова И.А., Лебедева Н.К. Микрофитофоссилии и детальная стратиграфия морского мезозоя и кайнозоя Сибири. Новосибирск: ОИГГиМ СО РАН, 1994. 190 с.

Козлова Г.Э., Горбовец А.Н. Радиолярии верхнемеловых и палеогеновых отложений Западно-Сибирской низменности. Л.: Недра, 1966. 156 с.

Козлова Г.Э., Стрельникова Н.И. Значение разреза Усть-Маньинской скважины 19-V для зонального расчленения палеогена Западной Сибири // Среда и жизнь на рубежах эпох кайнозоя в Сибири и на Дальнем Востоке. Новосибирск: Наука, 1984. С. 70—78.

Кривенцов А.В. Морской палеоген восточной части Обь-Иртышского междуречья // Среда и жизнь на рубежах эпох кайнозоя в Сибири и на Дальнем Востоке. Новосибирск: Наука, 1984. С. 87—92.

Кулькова И.А. Стратиграфия палеогеновых отложений Западной Сибири по палинологическим данным // Геол. и геофиз. 1987. № 6. С. 11—17.

Кулькова И.А. Микрофитофоссилии эоцена Западной Сибири // Микрофитофоссилии и стратиграфия мезозоя и кайнозоя Сибири. Новосибирск: Наука, 1988. С. 25—35.

Кулькова И.А., Шацкий С.Б. Зональное деление морского палеогена Западно-Сибирской равнины по диноцистам // Геол. и геофиз. 1990. № 1. С. 25—31.

Ли П.Ф. // Тез. докл. на Межвед. совещ. по разработке унифицир. стратиграф. схем Сибири. 1956. С. 26.

Липман Р.А. Значение радиолярий для межконтинентальной корреляции отложений палеогена // Сов. геол. 1975. № 6. С. 29—36.

Музылев Н.Г., Беньямовский В.Н., Гаврилов Ю.О. и др. Палеонтологические и геохимические особенности верхнепалеоценовых сапропелитов Центрального Кавказа // Ископаемые микроорганизмы как основа стратиграфии, корреляции и палеобиогеографии фанерозоя. М.: ГЕОС, 1996. С. 117—127.

Музылев Н.Г., Беньямовский В.Н., Табачникова И.П. Сапропелевые прослои в нижнепалеоценовых отложениях Юга СССР // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1989. № 11. С. 117—119.

Орешкина Т.В., Яковлева А.И. Новые данные по палеонтологической характеристике бучакской, киевской и обуховской свит северного борта Днепровско-Донецкой впадины (скв. 230, пос. Стрелечье) // Палеонтологічні дослідження в Україні: історія, сучасний стан та перспективи. Киев, 2007. С. 233—237.

Орешкина Т.В., Яковлева А.И., Александрова Г.Н. Прямая корреляция зональных шкал бореального палеогена по диатомеям и диноцистам (по материалам скв. 19-У, пос. Усть-Манья, восточный склон Северного Урала) // Новости палеонтологии и стратиграфии (прилож. к журн. «Геол. и геофиз.»). Вып. 10—11. 2008. Т. 49. С. 347—350.

Ростовцев Н.Н. Геологическое строение и перспективы нефтегазоносности Западно-Сибирской низменности // Информ. сб. ВСЕГЕИ. 1955. № 2. С. 3—11.

Рубина Н.В., Дрознес М.А. Эоценовые отложения Нижнего Приобья // Решения и труды Межвед. совещ. по доработке и уточнению... Л., 1961. С. 264—271.

Сигов А.П. // Тез. докл. на Межвед. совещ. по разработке унифицированных стратиграф. схем Сибири. 1956. С. 25.

Унифицированные региональные стратиграфические схемы палеогеновых и неогеновых отложений Западно-Сибирской плиты и объяснительная записка к ним / Ред. А.Е. Бабушкин, В.С. Волкова. Новосибирск: СНИИГиМС и ИГНиГ СО РАН, 2001. 83 с.

Шацкий С.Б. Основные вопросы стратиграфии и палеогеографии палеогена Западной Сибири // Палеоген и неоген Сибири (палеонтология и стратиграфия). 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.

Шацкий С.Б., Александрова Л.В., Богдашев В.А. и др. Палеоген Центральных районов Западной Сибири // Морской и континентальный палеоген Сибири. Новосибирск: Наука, 1973. С. 4—39.

Шевченко Т.В. Микрофитофоссилии (диноцисты) позднего палеогена Украинского щита и их стратиграфическое значение: Автореф. канд. дис. наук. Киев, 2002. 24 с.

Яковлева А.И., Александрова Г.Н., Гнибиденко З.Н. Об уточнении возраста люлинворской свиты на юге Западной Сибири // Палеонтология, стратиграфия и палеогеография мезозоя и кайнозоя boreальных районов: Мат-лы научной сессии (18—22 апреля 2011 г.). Новосибирск: ИНИГ СО РАН, 2011. С. 189—192.

Яковлева А.И., Александрова Г.Н., Гнибиденко З.Н. Об уточнении возраста люлинворской свиты на юге Западной Сибири по палинологическим и палеомагнитным данным // Бюл. МОИП. Отд. геол. 2012. Т. 87, вып. 3. С. 53—87.

Aubry M.-P. Biostratigraphie du Paléogène epicontinental de l'Europe du Nord-Ouest. Etude fondée sur les nannofossiles calcaires // Documents des Laboratoires de Géologie de Lyon. T. 89. 1983. P. 1—317.

Berggren W.A. Cenozoic timescale. Some implications for regional geology and paleobiogeography // Lethaia. 1972. Vol. 5. P. 195—213.

Blow W.H. Late Middle Eocene to recent planktonic foraminiferal biostratigraphy // Proceedings of the First International Conference on Planctonic Microfossils. Geneva; Brill: Leiden. 1969. Vol. 1. P. 199—422.

Bujak J.P., Downie D., Eaton G.L., Williams G.L. Dinoflagellate cysts and acritarchs from the Eocene of southern England // Spec. Pap. Palaeontol. 1980. N 24. 100 p.

Caro Y. Contribution à la connaissance des dinoflagellés du Paléocène-Eocène inférieur des Pyrénées espagnoles // Rev. Españ. Micropaleontol. 1973. Vol. 5, N 3. P. 329—372.

Châteauneuf J.J., Gruas-Cavagnetto C. Les zones de Wetzeliellaceae (Dinophyceae) du Bassin de Paris. Comparaison et correlations avec les zones du Paléogène des bassins du Nord-Ouest de l'Europe // Bull. BRGM (2-ème série). Sec. IV. 1978. N 2. P. 59—93.

Coninck J. de. Ypresian organic-walled phytoplankton in the Belgian Basin and adjacent areas // The Ypresian stratotype: Bull. Soc. Belge Géol. 1991 (1998). Vol. 97. P. 287—319.

Costa L.I., Dennison C., Downie C. The Paleocene/Eocene boundary in the Anglo-Paris Basin // J. Geol. Soc. London. 1978. Vol. 135. P. 261—264.

Costa L.I., Downie C. The distribution of the dinoflagellate *Wetzeliella* in the Paleogene of North-Western Europe // Palaeontology. 1976. Vol. 19. P. 591—614.

Costa L.I., Manum S.B. The distribution of the inter-regional zonation of the Paleogene (D1—D15) and the Miocene (D16—D20) // The Northwest European Tertiary Basin. Results of the International Geological Correlation Programme, Project 124: Geol. Jahrb. Reihe B. 1988. N. 100. P. 321—330.

Crouch E.M., Heilmann-Clausen C., Brinkhuis H. et al. Global dinoflagellate event associated with the late Paleocene thermal maximum // Geology. 2001. Vol. 29. P. 315—318.

Dickens G.R., O'Neil J.R., Rea D.K., Owen R.M. Dissociation of oceanic methane hydrate as a cause of the carbon isotope excursion at the end of the Paleocene // Paleceanography. 1995. Vol. 10. P. 965—971.

Eldrett J.S., Harding I.C., Firth J.V., Roberts A.P. Magnetostratigraphic calibration of Eocene-Oligocene dinoflagellate cyst biostratigraphy from the Norwegian-Greenland Sea // Mar. Geol. 2004. Vol. 204. P. 91—127.

Gavrilov Yu.O., Shcherbinina E.A., Oberhänsli H. Paleocene-Eocene boundary events in the northeastern Peritethys // Causes and consequences of global warm climates in the Early Paleogene. Geol. Soc. Amer. Spec. Pap. 369. 2003. P. 147—168.

Hansen J.M. Dinoflagellate stratigraphy and echinoid distribution in Upper Maastrichtian and Danian deposits from Denmark // Bull. Geol. Soc. Denmark. 1977. Vol. 26. P. 1—26.

Hansen J.M. Age of the Mo-Clay Formation // Bull. Geol. Soc. Denmark. 1979. Vol. 27. P. 89—91.

Heilmann-Clausen C. Dinoflagellate stratigraphy of the uppermost Danian to Ypresian in the Viborg 1 borehole, central Jylland, Denmark // Danmarks Geol. Undersogelse. Ser. A. 1985. N 7. 69 p.

Heilmann-Clausen C. The Danish Subbasin, Paleogene dinoflagellates // The Northwest European Tertiary Basin. Results of the International Geological Correlation Programme Project N 124 // Geol. Jb. 1988. Bd A100. P. 339—343.

Heilmann-Clausen C. Review of Paleocene dinoflagellates from the North Sea region // GFF. 1994. P. 51—53.

Heilmann-Clausen C., Costa L.I. Dinoflagellate zonation of the Uppermost Paleocene? to Lower Miocene in the Wursterheide Research Well, NW Germany // Geol. Jb. 1989. Bd A111. P. 431—521.

Heilmann-Clausen C., Van Simaey S. Dinoflagellate cysts from the Middle Eocene to ?lowermost Oligocene succession in the Kysing Research borehole, central Danish Basin // Palynology. 2005. Vol. 29. P. 143—204.

Iakovleva A.I. Les Dinoflagellés du Paléocène-Eocène de la Sibérie Occidentale et des régions avoisinantes: application stratigraphique, paléocéologique et paléogéographique (PhD thesis). Université Montpellier II, Montpellier, France. 2000.

Iakovleva A.I. Palynological reconstruction of the Eocene marine palaeoenvironments in south of Western Siberia // Acta Palaeobotanica. 2011. Vol. 51, N 2. P. 229—248.

Iakovleva A.I., Brinkhuis H., Cavagnetto C. Late Paleocene-Early Eocene dinoflagellate cysts from the Turgay Passage; correlations across ancient seaways // Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol. 2001. Vol. 172. P. 243—268.

Iakovleva A.I., Cavagnetto C., Rousseau D.D. Paleocene-Eocene Dinoflagellate stratigraphy of the borehole No. 4 (Central Western Siberia) // Palynology. 2000a. Vol. 24. P. 187—200.

Iakovleva A.I., Heilmann-Clausen C. *Wilsonidium pechoricum* sp. nov. — a new Dinoflagellate species with unusual

asymmetry from the Paleocene-Eocene transition // *J. Paleontol.* 2007. Vol. 81, N 5. P. 1023–1033.

Iakovleva A.I., Heilmann-Clausen C. Eocene dinoflagellate cyst biostratigraphy of research borehole 011-BP, Omsk Region, southwestern Siberia // *Palynology.* 2010. Vol. 34, N 2. P. 195–232.

Iakovleva A.I., King C., Steurbaut E. et al. Early-Mid Eocene dinoflagellates from the Aktulagay section (Kazakhstan): new information on marine connections between the eastern Peri-Tethys and the North Sea Basin // *Abst. of XI Intern. Palynol. Congr. (ICP) 2004, Polen, Vol. 14. Spain: University of Cordoba.* P. 199–200.

Iakovleva A.I., Kulkova I.A. Paleocene-Eocene dinoflagellate cysts and continental palynomorphs of the Pur Downstream Basin (northwestern Siberia): biostratigraphical and paleoenvironmental implication // *Rev. Españ. Micropaleontol.* 2001. Vol. 33. P. 1–31.

Iakovleva A.I., Kulkova I.A. Paleocene-Eocene dinoflagellate zonation of Western Siberia // *Rev. Palaeobot. Palynol.* 2003. Vol. 123. P. 185–197.

Iakovleva A.I., Kulkova I.A., Cavagnetto C. Eocene microphytofossils (Dinoflagellate cysts and continental palynomorphs) of Northwestern Siberia (Severnaya Sosva Basin) // *Newslett. Stratigr.* 2000b. Vol. 38, N 1. P. 13–38.

Iakovleva A.I., Oreshkina T.V., Alekseev A.S., Rousseau D.D. A new paleontological and paleogeographical data in the Pechora Depression, Northeastern European Russia // *C. R. Acad. Sci. France. Sér. II.* 2000c. Vol. 330. P. 485–491.

Köthe A. Paleogene Dinoflagellates from Northwest Germany — Biostratigraphy and Paleoenvironment // *Geol. Jb.* 1990. Bd A 118. P. 3–111.

Köthe A. Dinozysten-Zonierung im Tertiär Norddeutschlands // *Revue Palébiol.* 2003. Vol. 22, N 2. P. 895–923.

Luterbacher H.P., Ali J.R., Brinkhuis H. et al. The Paleogene Period // *A Geologic Time Scale 2004.* Cambridge: Cambridge University Press, 2004. P. 384–408.

Martini E. Standard Tertiary and Quaternary calcareous nannoplankton zonation // *Proceedings of the II Planktonic Conference, Roma 1970.* Rome: Edizioni Tecnoscienza, 1971. Vol. 2. P. 739–785.

Molina E., Alegret L., Apellaniz E. et al. The Global standard stratotype-section and point (GSSP) for the base of the Lutetian Stage at the Gorrondatxe section, Spain // *Episodes.* 2011. Vol. 34. P. 86–108.

Mudge D.C., Bujak J.P. Eocene stratigraphy of the North Sea Basin // *Mar. Petrol. Geol.* 1994. Vol. 11. P. 166–181.

Mudge D.C., Bujak J.P. Paleocene biostratigraphy and sequence stratigraphy of the UK central North Sea // *Mar. Petrol. Geol.* 1996. Vol. 13. P. 295–312.

Muzylöv N.G., Shcherbinina E.A. The main geological events of Thanetian-lower Ypresian of the South of the Former USSR // *IGCP (Intern. Geol. Correl. Progr.) Project 308*

meeting Paleocene-Eocene boundary events. Beer Sheva, Israel, 8–15 January 1995. 1995. P. 6–7.

Nøhr-Hansen H. Dinoflagellate cyst stratigraphy of the Palaeogene strata from the Hellefisk-1, Ikermiut-1, Kangamiut-1, Nukik-2 and Qulleq-1 wells, offshore West Greenland // *Mar. Petrol. Geol.* 2003. Vol. 20. P. 987–1016.

Ogg J.G., Ogg G., Gradstein F.M. The concise Geologic Time Scale. Cambridge: Cambridge University Press, 2008. 177 p.

Ogg J.G., Smith A.G. The geomagnetic polarity scale // *A geologic time scale 2004.* Cambridge: Cambridge University Press, 2004. P. 63–86.

Powell A.J. A stratigraphic index of Dinoflagellate cysts // *British Micropaleontol. Soc. Publ. Ser.* 1992. 290 p.

Powell A.J., Brinkhuis H., Bujak J.P. Upper Paleocene-lower Eocene dinoflagellate cyst sequence biostratigraphy of southeast England // *Correlation of the Early Paleogene in Northwest Europe.* Geol. Soc. London. Spec. Publ. 1996. Vol. 101. P. 145–183.

Radionova E.P., Khokhlova I.E., Beniamovskii V.N. et al. Paleocene/Eocene transition in the northeastern Peri-Tethys area: Sokolovskii key section of the Turgay Passage (Kazakhstan) // *Bull. Soc. Geol. France.* 2001. T. 172, N 2. P. 245–256.

Röhl U., Weterhold T., Bralower T.J., Zachos J.C. On the duration of the Paleocene — Eocene thermal maximum (PETM) // *Geochemistry, Geophysics, Geosystems.* 2007. Vol. 8. doi:10.1029/2007GC001784.

Schnetler K.I., Heilmann-Clausen C. The molluscan fauna of the Eocene Lillebælt Clay, Denmark // *Cainozoic Res.* 2011. Vol. 8. P. 41–99.

Simaey S. Van, Man E. de, Vandenberghe N.L. et al. Stratigraphic and palaeoenvironmental analysis of the Rupelian-Chattian transition in the type region: evidence from dinoflagellate cysts, foraminifera and calcareous nannofossils // *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.* 2004. Vol. 208. P. 31–58.

Steurbaut E. High-resolution holostatigraphy of Middle Paleocene to early Eocene strata in Belgium and adjacent seas // *Palaeontographica.* 1998. Bd A 247. P. 91–156.

Waagstein R., Heilmann-Clausen C. Petrography and biostratigraphy of Palaeogene volcanoclastic sediments dredged from the Faeroes shelf // *The tectonics, sedimentation and palaeoceanography of the North Atlantic Region: Geol. Soc. London Spec. Publ.* 1995. Vol. 90. P. 179–197.

Williams G.L., Brinkhuis H., Pearce M.A. et al. Southern Ocean and global Dinoflagellate cyst events compared: index events for the Late Cretaceous–Neogene // *Proc. ODP. Sci. Res.* 2004. Vol. 189. P. 1–98.

Zachos J.C., Lohmann K.C., Walker J.C.G., Wise S.W. Abrupt climate change and transient climates during the Paleogene: A marine perspective // *J. Geol.* 1993. Vol. 101. P. 191–213.

TO THE QUESTION ON DINOCYST ZONATION OF PALEOCENE—EOCENE IN WESTERN SIBERIA

A.I. Iakovleva, G.N. Aleksandrova

In the present paper we propose a new updated version of the Paleocene—Eocene dinocyst zonation of Western Siberia. The present zonation includes 21 dinozones and beds with dinocysts for the Western Siberia and adjacent Pechora Depression, which are compared and correlated with their counterparts from the Western Europe and Peri-Tethys. Based on the updated dinocyst data,

the stratigraphical age of the West Siberian regional substages is done: 1) Talitsian is attributed to the Danian—Selandian; 2) Lulinvorian corresponds to the Tanetian—uppermost Ypresian; 3) “Rusko-Polyanskie” Beds, recognized between the Lulinvorian and Tavdian and separated by hiatuses, correspond to the mid Lutetian; 4) Tavdian is attributed to the end of Lutetian—upper Priabonian.

Key words: Western Siberia, stratigraphy, Paleocene—Eocene, zonation, dinocysts.

Сведения об авторах: *Яковлева Алина Игоревна* — ст. науч. сотр. лаб. палеофлористики ГИН РАН, канд. геол.-минерал. наук, *e-mail:* alina.iakovleva@gmail.com; *Александрова Галина Николаевна* — науч. сотр. лаб. палеофлористики ГИН РАН, *e-mail:* dinoflag@mail.ru